Steuerungsfaktoren der Hangstabilität an Massenbewegungen im Fränkischen Schichtstufenland

Inaugural-Dissertation

zur Erlangung der Doktorwürde der
Philosophischen Fakultät
der
Julius-Maximilians-Universität Würzburg

vorgelegt von
Daniel Jäger

aus
Wertheim am Main

Würzburg, 2016

1. Gutachter:	Prof. Dr. Birgit Terhorst
2. Gutachter:	Prof. Dr. Heiko Paeth
Tag des Kolloquiums:	29. Juni 2016

„Die Natur muss gefühlt werden, wer sie nur sieht und abstrahiert, kann… Pflanzen und Tiere zergliedern, er wird die Natur zu beschreiben wissen, ihr aber selbst ewig fremd sein.“

Alexander von Humboldt

Danksagung

Mein Dank im Hinblick auf die Anfertigung dieser Arbeit gilt in erster Linie Professor Dr. Birgit Terhorst (Universität Würzburg), die mich für die Forschung an Massenbewegungen begeisterte und mir die Möglichkeit eröffnete, meine Dissertation im Rahmen des DFG Forschungsprojekts „Hangstabilität und Gefahrenzonen im nordbayerischen Schichtstufenland“ zu schreiben. Obwohl Massenbewegungen meist mit anderen Gebieten assoziiert werden, weckte sie mein Interesse für die Mittelgebirge in Nordbayern, so dass ich meine Heimatregion unter einem ganz neuen Blick kennenlernen konnte. Dabei förderte und forderte sie mich und gab mir immer die nötige Unterstützung um die unterschiedlichsten Hürden im Leben eines Doktoranden zu meistern.

Ebenso danke ich Prof. Dr. Heiko Paeth (Universität Würzburg), der mir besonders in Bezug auf klimatologisch/meterologische Fragen ein steter Ansprechpartner war und der diese Arbeit als Zweitgutachter betreute.

Gleichfalls möchte ich Prof. Dr. Bodo Damm (Universität Vechta) danken, der mir auf Exkursionen und Geländeaufenthalten nicht nur Einführungen in unterschiedliche Arbeitsmethoden ermöglichte, sondern mir auch in fachlichen Fragen eine große Hilfe war.

I am especially grateful to Prof. Dr. John Menzies (Brock University, St. Catharines) for introducing me to the world of micromorphology and a completely new method of landslide sediment analysis. His support and hospitality at the Department of Earth Science were more than I could ask for and made both my research stays in Canada just as productive as they were enjoyable. Thanks to your assistance, something that started as a supplementary method became one of the most important parts in my PhD! Thanks a lot to Jessey and Kaleb for having me in their small office at Brock, for their assistance in terms of micromorphological issues and for the good times we had. Thanks also to Marty Oullette, who introduced me into thin section preparation and prepared my samples. I would also like to thank Evelyn Janke and John Kumpf for their great hospitality and for giving me a home in a foreign city and country. I will always cherish our dinners, barbecues, talks and all your words of wisdom.

Die Aufenthalte in Kanada wären nicht möglich gewesen ohne die finanzielle Unterstützung der Jubiläumsstiftung der Universität Würzburg und des Deutschen Akademischen Austauschdiensts (DAAD). In diesem Zusammenhang möchte ich meinen Ansprechpartnerinnen Frau Fuchs und Frau Weißhaupt für die zahlreichen Informationen und die unkomplizierte Hilfe danken.

Spezieller Dank gebührt außerdem zahlreichen (teilweise ehemaligen) Mitarbeitern und Kollegen am Lehrstuhl für Physische Geographie. Zunächst herzlichen Dank an Prof. Dr. Roland Baumhauer, der mir die Möglichkeit gab an seinem Lehrstuhl zu promovieren und mir bereits während des Studiums, wenn auch unbewusst, die Forschung an Massenbewegungen ans Herz legte. Ebenso möchte ich Frau Prof. apl. Dr. Barbara Sponholz für die wertvollen Informationen über die Rutschung in Gailnau danken.

Besonderer Dank gebührt zudem Dr. Daniel Schwindt, der mir speziell in Bezug auf die Anwendung der Geophysik eine unschätzbare Hilfe und stetiger Ansprechpartner war. Gleiches gilt für Christine Sandmeier mit der ich nicht nur die ersten Schritte beim Kartieren von Rutschungen im wunderschönen Thalmässing ging, sondern auch unzählige Fachdiskussionen über Rutschungen führte. Die gemeinsamen Geländepraktika und Messkampagnen trugen entscheidend zum Gelingen dieser Arbeit bei. Gleiches gilt für die Unterstützung bei den Laboranalysen – hierfür gilt mein Dank ganz besonders Martin Krech und Luca Ebner.

Zudem möchte ich der gesamten „Soil and Landscape Dynamics"-Arbeitsgruppe und zahlreichen Mitarbeitern und Kollegen am Lehrstuhl danken, die mich bei den mehr als 150 Tagen Geländeaufenthalt unterstützten oder mir bei unterschiedlichen Fragen am Institut behilflich waren. Vielen Dank Bettina, Christian, Doro, Günther, Jens, Martina, Michael, Michael, Stefan, Simon, Thomas, Tobias, Tobias y muchísimas gracias Héctor y Sergey!

Für das Korrekturlesen dieser Arbeit danke ich Marius Büchi, Daniel Schwindt, Christina Wiesbeck und Helga Wiesbeck. Eure Anmerkungen, Korrekturen und Verbesserungsvorschläge waren mir eine große Hilfe.

Herzlichen Dank zudem an die Besitzer und Verwalter der Flächen meiner Arbeitsgebiete in Ebermannstadt, Wüstendorf und Gailnau für die Erlaubnis und die Möglichkeit, meine Studien in den beschriebenen Arealen durchführen zu können. Spezieller Dank gebührt in diesem Zusammenhang Herbert Herlitz (Stadt Ebermannstadt) dessen Kooperationsbereitschaft die Arbeiten im gesamten Gebiet um Ebermannstadt erleichterte.

Ebenso gelten mein Dank der Firma STEPSystems und besonders Marian Karlovic für die Unterstützung beim Einrichten der hydrologischen Monitoringstationen sowie der unkomplizierten Hilfe bei technischen Problemen.

Ganz besonders möchte ich auch meinen Eltern danken, die mir immer einen Rückhalt boten und deren Unterstützung ich mir immer sicher sein konnte.

Zuletzt gebührt ein ganz spezieller Dank Christina. Danke für die Begleitung und Hilfe im Gelände, vor allem aber für Deine Geduld, Unterstützung und Motivation die Du mir zu jedem Zeitpunkt gegeben hast und ohne die diese Arbeit nicht möglich gewesen wäre.

Zusammenfassung

Massenbewegungen zählen zu den am häufigsten auftretenden Naturgefahren in Deutschland. Dabei wird die von instabilen Hängen ausgehende Gefährdung speziell in den Regionen der Mittelgebirge regelmäßig unterschätzt. In Bezug auf die Verbreitung von Massenbewegungen in Mittelgebirgen stellt das süddeutsche Schichtstufenland einen besonderen Schwerpunkt dar.

Die Disposition der Schichtstufenhänge beruht dabei in erster Linie auf einer Wechsellagerung wasserdurchlässiger und wasserstauender geologischer Schichten. Zu Hanginstabilitäten kommt es bevorzugt in Verbindung mit synthetischem Schichtfallen, steilen Hängen und erhöhten Niederschlägen. Rezente Massenbewegungen treten verstärkt in alten Rutsch- und/oder Hangschuttgebieten auf, da sich dort unkonsolidierte Rutschmassen leicht remobilisieren lassen.

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, ein fundiertes Verständnis über Ursachen, Ablauf, Ausprägung und Prozesse von charakteristischen Massenbewegungen sowie dem aktuellen Aufbau der damit verbundenen Schichtstufenhänge in Nordbayern zu erlangen, um daraus grundlegende Einschätzungen zur Stabilität der Rutschgebiete treffen zu können. Neben den rutschungsrelevanten geologischen Schichten sind in diesem Zusammenhang insbesondere der Aufbau, die Eigenschaften und Charakteristika der Rutschmassen von besonderer Wichtigkeit, da besonders die bodenmechanischen und bodenphysikalischen Eigenschaften einen entscheidenden Faktor in Bezug auf die Hangstabilität darstellen. Entsprechend steht die umfassende Analyse dieser Sedimente im Fokus der Studien.

Die Arbeiten betrachten dabei drei Hänge im fränkischen Schichtstufenland, an denen in der jüngeren Vergangenheit Massenbewegungen auftraten. Ein weiteres zentrales Auswahlkriterium war die Lage der Gebiete in den Schichtstufen der Fränkischen Alb und der westlich vorgelagerten Keuperstufe, wobei hinsichtlich Typ und Verbreitung möglichst charakteristische Massenbewegungen für die jeweilige Region ausgewählt wurden. Bei Ebermannstadt stand demnach die sog. Werkkalkstufe der Weißjura-Kalke im Fokus, nahe Wüstendorf die Sandsteine des Braunjura und bei Gailnau an der Frankenhöhe die Sandsteine des mittleren (Gips-) Keupers.

Die Untersuchungen der Rutschungen und ihrer Sedimentcharakteristika erfolgte anhand eines speziell konzipierten Multimethodenansatzes mit zahlreichen, multiskaligen Gelände- und Laboranalysen. Neben klassischen, geomorphologischen Kartierungen an der Oberfläche wurden die sedimentologisch-morphologischen Verhältnisse des oberflächennahen Untergrundes in der Vertikalen durch geophysikalische Sondierungen analysiert. Eine Einschätzung der hydrologischen Verhältnisse der Rutschmassen erfolgte auf

Basis von Messdaten aus Bodenfeuchtemonitoringsystemen, die an allen Untersuchungsstandorten installiert wurden. Für die bodenphysikalischen und -mechanischen Eigenschaften der Sedimente wurden Korngrößen, Konsistenzgrenzen, Plastizität, Gefüge und Lagerungsdichte untersucht und durch Tonmineralanalysen ergänzt. Die mikromorphologische Analyse von Dünnschliffen aus Rutschungssedimenten und den darin enthaltenen Deformationsstrukturen erweiterten den Gesamtansatz, ermöglichten neuartige Einblicke in die innere Architektur von Rutschmassen und erlaubten die Rekonstruktion von Bewegungsabläufen.

Durch die Arbeiten konnten an den Standorten Ebermannstadt und Gailnau komplexe, vielschichtige Massenbewegungen nachgewiesen werden. In der Rutschung bei Wüstendorf wurden nahezu ausschließlich unkonsolidierte Sedimente feinerer Korngrößen in einem Fließprozess verlagert. Primär erfolgte bei allen Rutschungen nachweislich die Remobilisierung alter Hangsedimente, wobei darüber hinaus auch stets bisher stabile Areale mit in die Bewegung einbezogen wurden.

Der sedimentologische Aufbau der Rutschmassen ist speziell im Falle großer und komplexer Rutschungen mitunter extrem heterogen. Im Zuge der Arbeiten konnten interne Makrostrukturen der Sedimentablagerungen, wie beispielsweise Rotationsflächen oder die Lage von Schollen detektiert werden. Trotz geophysikalisch und visuell auffälliger Beimischungen von Grobschutt, entfallen die größten Mengenanteile aber stets auf die veränderlich feste Feinmaterialfraktion. Im Rahmen der mikromorphologischen Untersuchungen der Sedimentdünnschliffe konnten auch in diesen Sedimenten zahlreiche Deformationsstrukturen nachgewiesen werden.

Die Arbeit unterstreicht insgesamt die Bedeutung dieser bindigen Bestandteile für die (Re)Mobilisierung von Sedimentablagerungen. Die Stabilität des Feinmaterials steht dabei in engem Zusammenhang mit der hydraulischen Leitfähigkeit und dem Eintrag von Wasser, welches zu wechselnden Steifigkeiten der Sedimente führt. Im Falle erhöhter Bodenwassergehalte konnte eine Plastifizierung der Feinkornfraktion ermittelt werden. Kommt es zu einer starken Durchnässung des Untergrundes, führt dies zu einer Plastifizierung der tonigen Lagen und einer entsprechenden Reduktion der Scherfestigkeit, was letztlich zum Auslösen von Massenbewegungen führt. Neben den geologisch-sedimentologischen Voraussetzungen impliziert dies auch eine hohe Bedeutung der Niederschlagscharakteristika in Bezug auf das Auslösen rezenter Massenbewegungen.

Die Bodenwassergehalte unterliegen im Jahresverlauf einer deutlichen saisonalen Variabilität. Während der Sommermonate wurden einheitlich niedrige Feuchtigkeitswerte im oberflächennahen Untergrund verzeichnet, was in erster Linie auf den Einfluss der Vegetation zurückzuführen ist. Auch sommerliche Starkregenereignisse besitzen unter diesen

Bedingungen lediglich eine reduzierte Wirkung auf die Durchfeuchtung des Bodens. Demgegenüber erfolgt während der kalten Jahreszeit ein signifikanter Anstieg der Bodenwassergehalte. Neben den Regenfällen kommt vor allem der Schneeschmelze eine essentielle Bedeutung zu, da sie für eine zusätzliche und anhaltende Durchfeuchtung der Schichten besonders im Spätwinter bzw. Frühjahr sorgt. Entsprechend besteht vor allem während der Monate Februar bis April eine erhöhte Disposition für Rutschungen in Nordbayern. Im Hinblick auf die Niederschlagssummen gingen den Rutschungen in den Untersuchungsgebieten zwar keine besonders extremen Ereignisse, aber durchaus deutlich überdurchschnittliche Niederschlagssummen voraus, weshalb unter Berücksichtigung der im Zuge des Klimawandels ansteigenden Winterniederschläge von einer generell verstärkten Rutschungsaktivität auszugehen ist.
Vergleiche mit den Daten aus zahlreichen Übersichtskartierungen von Rutschungen aus den fränkischen Schichtstufengebieten verdeutlichen, dass die ermittelten Ergebnisse auf eine Vielzahl der verzeichneten Rutschungen übertragbar sind.

Abstract

Mass movements are considered common natural hazards in Germany. Nevertheless, the endangerments of slope instabilities are frequently neglected. This applies particularly for low mountain areas such as the cuesta landscape in southwestern Germany, although the slopes are highly prone to landslides.
In this region the susceptibility for mass movements is mainly based on a bipartite geological structure with permeable and impermeable layers. These conditions, in combination with layer dipping, steep slope gradients and high precipitation rates lead to slope failures and therefore mass movements. Recent mass movements frequently appear in slope areas containing old slide masses or debris accumulations due to a remobilization of unconsolidated sediments.
This work aims to collect precise information on triggers, movements, characteristics and processes of landslides in northern Bavaria in order to achieve a profound knowledge on the specific slope and sediment stabilities. Besides relevant geological layers, characteristics and structures of landslide sediment deposits are of great importance in this context, as those factors tend to control the stability of a slope in general. Therefore, the main focus of this work is set on a comprehensive analysis of these sediments.

Studies were carried out on three slopes of the Franconian cuesta, which were affected by landslides in the recent past. Further criteria for their selection were an equally spatial distribution on the cuesta of the Franconian Alb and the hills of the Frankenhöhe. Additionally, the selected objects represent characteristic mass movements for their specific region, especially in terms of the type of movement.

In accordance with these prerequisites, study areas are located near Ebermannstadt (Franconian Alb) for investigating the Upper Jurassic limestone layers of the Oxfordian, near Wüstendorf (Franconian Alb) in terms of Middle Jurassic sandstone layers (Aalenian) and near Gailnau (Frankenhöhe) for the Late Triassic sandstones of the Carnian.

The landslide and its sediment characteristics were investigated using a multiscale and multimethod approach containing different investigations both in the field and in the laboratory. Classical geomorphological mappings investigated the morphology of the landslides and the adjacent slopes. Geophysical soundings provide a vertical insight into the architecture of the subsurface. Soil moisture monitoring systems were installed in all three study areas, aiming to address the hydrological conditions of the slide masses. In order to determine soil physical and basic mechanical characteristica, the respective grain size, Atterberg limits, plasticity, structure and bulk density were obtained, complemented by an analysis of clay minerals. Furthermore, micromorphological analyses of deformation structures in thin sections of landslide sediments provide an additional element for studying the inner architecture of the slide masses and for reconstructing specific mass movement processes.

The investigations proved the existence of complex landslides in Ebermannstadt and Gailnau, consisting of different types of movement processes in specific areas of the slope. Near Wüstendorf, a flowing process relocated fine grained and mostly unconsolidated sediments. All movements primarily remobilized old slope sediments, however, movements also affected previously undisturbed layers adjacent to the former accumulations.

In case of those large and complex landslides, the specific accumulations provide a very heterogeneous sedimentology. Investigations revealed the existence of internal macrostructures, such as rotational slip surfaces or slide blocks in the sediment accumulations. Although blocks and debris were visible and detected by geophysical soundings, slide masses were still dominated by fine grained material. During micromorphological analyses of thin sections, several deformation structures were determined in those clayey and silty sediments.

The studies generally emphasize the importance of this cohesive fine material concerning a potential (re)mobilization of slope sediments. Depending on the specific hydraulic conductivity of their cohesive sediments, solidity of slide masses is subject to change under

varying amounts of water intake. An increased inflow of water leads to more plastic conditions and behaviours of the unconsolidated slide mass. An increasing plastification of the clayey components causes a decrease of shear strength, which results in mass movements. This implies the importance of hydrological parameters and the relevance of precipitation characteristics beside the typical geological-sedimentological factors for triggering mass movements.

Over the course of one year, soil water contents show a significant seasonal variability. Generally low values during summers indicate a strong influence of vegetation in the surface near layers. Under these circumstances, even heavy rainfalls generate a significantly reduced effect on soil moisture. The highest soil water contents were generally obtained during winter, not only because of rainfalls without the hampering of vegetation, but because of snow melting. Between February and April, snow melting provides an important additional input of water for the subsurface. This results in an increased disposition for mass movements in northern Bavaria during these months. In the case of the investigated landslides, precipitation rates in the months before the events unveiled above average precipitation rates but no extraordinary (high) values. Nonetheless, with regard to climate change and the effects of higher precipitation sums, especially in winter, this leads to the expectation of an increasing landslide activity.

As characteristics of other landslide areas, which were mapped along the Franconian cuesta, revealed, most results obtained during this study are comparable to numerous landslide objects in this region.

Inhaltsverzeichnis

Danksagung II

Zusammenfassung VI

Abstract VIII

Inhaltsverzeichnis XII

Abbildungsverzeichnis XVI

1 **Thematische Einführung 3**

1.1 Einleitung und Motivation 3

1.2 Stand der Forschung: Ein Überblick über die internationale und nationale Massenbewegungsforschung 4

1.3 Aktueller Forschungsbedarf und die Zielsetzung der Arbeit 9

1.4 Allgemeiner Abriss: Rutschungen 12

2 **Methodik 17**

2.1 Geomorphologische Kartierung 17

2.2 Hydrologisches Monitoring 19

2.3 Geophysik 23

2.3.1 Gleichstrom-Geoelektrik 25

2.3.2 Refraktionsseismik 29

2.3.3 Durchführung der geophysikalischen Messungen 34

2.4 Bodenphysikalische Untersuchungen und Mikromorphologie der Rutschmassen 36

2.4.1 Bodenart / Korngrößenverteilung 38

2.4.2 Bestimmung der Konsistenz 43

2.4.3 Bodengefüge 46

2.4.4 Verfestigungsgrad 47

2.4.5 Effektive Lagerungsdichte und Trockenrohdichte 48

2.4.6 Mikromorphologie 51

2.4.6.1 Mikromorphologie in der Sedimentanalyse 53

2.4.6.2 Probenahme im Gelände und Präparation zum Dünnschliff 54

2.4.6.3 Beschreibung der Dünnschliffproben: Vorgehensweise und Terminologie 56

4 **Einführung in die Untersuchungsgebiete 61**

4.1 Steigerwald / Frankenhöhe 61

4.2 Fränkische Alb ... 65
4.3 Die Untersuchungsgebiete im Einzelnen ... 67
4.3.1 Ebermannstadt ... 69
4.3.2 Wüstendorf ... 73
4.3.3 Gailnau ... 75

5 **Geomorphologische Kartierung ... 83**

5.1 Ebermannstadt ... 83
5.1.1 Aufnahme der morphologischen Formen ... 84
5.1.2 Auswertung der Kartierung am Hasenberg ... 87
5.2 Wüstendorf ... 91
5.2.1 Aufnahme der morphologischen Formen ... 91
5.2.2 Auswertung der Kartierung an der Halleite ... 94
5.3 Gailnau ... 98
5.3.1 Aufnahme der morphologischen Formen ... 98
5.3.2 Auswertung der Kartierung am Gailnauer Berg ... 101

6 **Hydrologisches Monitoring ... 105**

6.1 Ebermannstadt ... 105
6.1.1 Ergebnisse der Monitoringaufzeichnungen ... 106
6.1.2 Auswertung der Messdaten ... 110
6.2 Wüstendorf ... 113
6.2.1 Ergebnisse der Monitoringaufzeichungen ... 114
6.2.2 Auswertung der Messdaten ... 117
6.3 Gailnau ... 119
6.3.1 Ergebnisse der Monitoringaufzeichnungen ... 120
6.3.2 Auswertung der Messdaten ... 122

7 **Geophysikalische Sondierungen ... 125**

7.1 Ebermannstadt ... 127
7.1.1 Ergebnisse ... 127
7.1.1.1 Geoelektrik ... 127
7.1.1.2 Refraktionsseismik ... 129
7.1.2 Auswertung der Sondierungen ... 131
7.2 Wüstendorf ... 133
7.2.1 Ergebnisse ... 134
7.2.1.1 Elektrik ... 134
7.2.1.2 Seismik ... 135

7.2.2 Auswertung der Sondierungen 137
7.3 Gailnau 140
7.3.1 Ergebnisse 140
7.3.1.1 Elektrik 140
7.3.1.2 Seismik 141
7.3.2 Auswertung der Sondierungen 144
8 **Sedimentologische Geländeanalysen der Rutschmassen 149**
8.1 Ermittlung der Korngrößenzusammensetzungen 149
8.1.1 Ebermannstadt 150
8.1.1.1 Ergebnisse der Geländeaufnahmen und Laboranalysen 150
8.1.1.2 Auswertung der Daten 156
8.1.2 Wüstendorf 160
8.1.2.1 Ergebnisse der Geländeaufnahmen und Laboranalysen 160
8.1.2.2 Auswertung der Daten 166
8.1.3 Gailnau 168
8.1.3.1 Ergebnisse der Geländeaufnahmen und Laboranalysen 168
8.1.3.2 Auswertung der Daten 174
8.2 Ermittlung der Boden- und Sedimentkonsistenz 177
8.2.1 Ebermannstadt: Ergebnisse der Laboranalysen 178
8.2.2 Wüstendorf: Ergebnisse der Laboranalysen 179
8.2.3 Gailnau: Ergebnisse der Laboranalysen 181
8.2.4 Auswertung der Analysen zu Zustandsform und Konsistenzgrenzen . 183
8.3 Ermittlung von Gefüge, Verfestigung, effektiver Lagerungsdichte und Trockenrohdichte 189
8.3.1 Ebermannstadt, Wüstendorf und Gailnau: Ergebnisse der Geländeanalysen 189
8.3.2 Auswertung der Geländedaten 190
9 **Mikromorphologische Untersuchungen 193**
9.1 Ebermannstadt 194
9.1.1 Beschreibung der Dünnschliffe 194
9.1.2 Auswertung der Dünnschliffbeschreibungen 213
9.2 Gailnau 223
9.2.1 Beschreibung der Dünnschliffe 223
9.2.2 Auswertung der Dünnschliffbeschreibungen 233
9.3 Vergleich der Deformationsstrukturen in den Dünnschliffen beider Untersuchungsgebiete 239

10 **Wissenschaftliche Schlussfolgerungen 245**

10.1 Rekonstruktion und Klassifikation der Massenbewegungen in den Untersuchungsgebieten 245

10.1.1 Ebermannstadt (Hasenberg) 245

10.1.2 Wüstendorf (Halleite) 248

10.1.3 Gailnau (Gailnauer Berg) 252

10.2 Hydrologische Einflüsse auf das Auftreten von Rutschungen 256

10.3 Der Aufbau und die Stabilität der Rutschmassensedimente 263

10.4 Die mikromorphologische Reaktion von Sedimentmaterial unter dem Einfluss von Spannungen 270

10.4.1 Ausgangssituation und Einflussfaktoren 270

10.4.2 Die Deformation von Sedimentmaterial 272

10.4.2.1 Die Ausbildung komplexer Deformationstrukturen durch die Einwirkungen von Spannungen 276

10.4.3 Charakteristische mikromorphologische Deformationsstrukturen in Rutschmassensedimenten 281

11 **Synthese und Ausblick 283**

Literaturverzeichnis 291

Internetquellen 309

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1: Übersicht ausgewählter Massenbewegungstypen (verändert nach HIGHLAND & BOBROWSKY 2008) 14

Abb. 2: Aufnahmen der Basis- und Sendestation mit Regenmesser (A); in Profile eingebaute Bodenfeuchtelogger (B u. C) 22

Abb. 3: Funktionsweise der Geoelektrik (aus KNÖDEL et al. 2005, verändert) 25

Abb. 4: Geometrie des Wenner-Verfahrens (links) und die Dipol-Dipol-Anordnung (rechts) 27

Abb. 5: Vorgehensweise bei der Verarbeitung und Prozessierung der geoelektrischen Messdaten 28

Abb. 6: Aufbau refraktionsseismischer Messungen (nach KNÖDEL et al. 2005, verändert) ... 30

Abb. 7: Schematisches Laufzeitdiagramm für einen 2-Schicht-Fall (eigene Darstellung) 31

Abb. 8: Vorgehensweise bei der Verarbeitung und Prozessierung der refraktionsseismischen Messdaten 34

Abb. 9: Plastizitätsdiagramm nach Casagrande (Quelle: PRINZ & STRAUSS, 2006, verändert) 45

Abb. 10: Präparation einer Sedimentprobe von der getrockneten Geländeprobe (A) bis zum fertigen Dünnschliff (F) 56

Abb. 11: Plasma-Texturen und Mikrostrukturen aus glazialen Sedimenten (aus VAN DER MEER & MENZIES 2011, verändert) 58

Abb. 12: (A) Profilschnitt durch den Steigerwald und sein westliches Vorland (aus GEYER & SCHMIDT-KAHLER 2009, verändert), (B) Profilschnitt durch die Fränkische Alb und ihr westliches Vorland (aus GEYER & SCHMIDT-KAHLER 2009, verändert); Markierungen zeigen die Lagen der Untersuchungsgebiete an der Schichtstufe 64

Abb. 13: Die Arbeits- und Kartiergebiete in Nordbayern (Kartengrundlage Bayern: www.opendem.info, Orthophotos: LVG BAYERN 2015) 68

Abb. 14: Die Lage des Untersuchungsgebietes Ebermannstadt im Tal der Wiesent nordöstlich von Forchheim. (Orthophoto und Kartendaten von www.Bayernviewer.de) 69

Abb. 15: Massenbewegungen im Raum Ebermannstadt (eigene Darstellung; Kartengrundlage: LVG BAYERN 2012) 71

Abb. 16: Standorte von Profilen und Probennahmestellen, Anordnung der geophysikalischen Sondierungen und Verlauf des hydrologischen Monitorings am Hasenberg bei Ebermannstadt (Kartengrundlage LVG Bayern 2012). 72

Abb. 17: Die Lage des Untersuchungsgebietes bei Wüstendorf im nordöstlichen Teil der Fränkischen Alb. (Orthophoto und Kartendaten von www.Bayernviewer.de) 73

Abb. 18: Standorte von Profilen und Probennahmestellen, Anordnung der geophysikalischen Sondierungen und Verlauf des hydrologischen Monitorings an der Halleite nahe Wüstendorf (Kartengrundlage LVG Bayern 2012). 75

Abb. 19: Die Lage des Untersuchungsgebietes bei Gailnau am Nordrand der Frankenhöhe in der Nähe von Rothenburg o. d. T. (Orthophoto und Kartendaten von www.Bayernviewer.de) 76

Abb. 20: Standorte von Profilen und Probennahmestellen, Anordnung der geophysikalischen Sondierungen und Verlauf des hydrologischen Monitorings am Gailnauer Berg bei Obergailnau (Kartengrundlage LVG Bayern 2012). 78

Abb. 21: Geomorphologisch-geologische Karte des Bergrutsches am Hasenberg bei Ebermannstadt 1957 (aus MÜLLER 1957) 84

Abb. 22: Geomorphologische Karte der Hangrutschung am Hasenberg bei Ebermannstadt (Kartiergrundlage: LVG BAYERN 2012) 86

Abb. 23: Übersicht der morphologisch bedeutendsten Bereiche der Rutschung Hasenberg bei Ebermannstadt (Kartengrundlage: LVG Bayern 2012; eigene Photos) 90

Abb. 24: Geomorphologische Karte des Gewanns "Halleite" bei Wüstendorf (Kartiergrundlage: LVG BAYERN 2012) 92

Abb. 25: Übersicht der morphologisch bedeutendsten Bereiche der Rutschung Halleite bei Wüstendorf (Kartengrundlage: LVG Bayern 2012; eigene Photos) 97

Abb. 26: Geomorphologische Karte der Hangrutschung am Gailnauer Berg bei Gailnau (Kartiergrundlage: LVG BAYERN 2012) 100

Abb. 27: Übersicht der morphologisch bedeutendsten Bereiche der Rutschung Gailnauer Berg bei Gailnau (Kartengrundlage: LVG Bayern 2012; eigene Photos) 104

Abb. 28: Daten des hydrologischen Monitorings am Hasenberg in Ebermannstadt. Messzeitraum Nov. 2011 - Juni 2013. Aufgezeichnete Niederschläge: blaue Balken. Werte für Niederschläge (graue Balken), Schneehöhen und Temperatur von www.DWD.de..... 108

Abb. 29: Daten des hydrologischen Monitorings am Hasenberg in Ebermannstadt. Messzeitraum Juli 2013 – Sept. 2014. Aufgezeichnete Niederschläge: blaue Balken. Werte für Niederschläge (graue Balken), Schneehöhen und Temperatur von www.DWD.de..... 109

Abb. 30: Daten des hydrologischen Monitorings an der Halleite bei Wüstendorf. Messzeitraum Nov. 2011 – Sept. 2014. Aufgezeichnete Niederschläge: blaue Balken. Werte für Niederschläge (graue Balken), Schneehöhen und Temperatur von www.DWD.de 116

Abb. 31: Daten des hydrologischen Monitorings am Gailnauer Berg bei Gailnau. Messzeitraum Nov. 2011 – Sept. 2014. Aufgezeichnete Niederschläge: blaue Balken. Werte für Niederschläge (graue Balken), Schneehöhen und Temperatur von www.DWD.de 121

Abb. 32: Ergebnisse der geophysikalischen Sondierungen am Hasenberg bei Ebermannstadt: Substratkartierung (A), ERT-Messung (B), SRT-Messung (C) und die daraus abgeleitete Interpretation der Ablagerungen (D) 130

Abb. 33: Ergebnisse der geophysikalischen Sondierungen an der Halleite bei Wüstendorf: Substratkartierung (A), ERT-Messung (B), SRT-Messung (C) und die daraus abgeleitete Interpretation der Ablagerungen (D) 136

Abb. 34: Ergebnisse der geophysikalischen Sondierungen am Gailnauer Berg bei Gailnau: Substratkartierung (A), ERT-Messung (B), SRT-Messung (C) und die daraus abgeleitete Interpretation der Ablagerungen (D) 143

Abb. 35: Sedimentologische Abfolge am Interface EBS I-1 in den Lagen der Oxford-Kalke, oberhalb der Schutthalde (Klassifikationen nach AD-HOC AG BODEN, 2005) 150

Abb. 36: Profil EBS II vom Fuß einer Driftscholle am Oberhang (Klassifikationen nach AD-HOC AG BODEN, 2005) 151

Abb. 37: Profil EBS I-2 in den Callovium-Tonen am Mittelhang (Klassifikationen nach AD-HOC AG BODEN, 2005) 152

Abb. 38: Profil EBS III in der Hauptrutschmasse am oberen Mittelhang (Klassifikationen nach AD-HOC AG BODEN, 2005) 153

Abb. 39: Profil EBS V in den unteren Ausläufern der Hauptrutschmasse (Klassifikationen nach AD-HOC AG BODEN, 2005) 154

Abb. 40: Profil EBS I-3 am Fuß der Rutschmasse (Klassifikationen nach AD-HOC AG BODEN, 2005) 155

Abb. 41: Summenkurve der Korngrößenverteilung am Standort Ebermannstadt 156

Abb. 42: Profil am alten Standort von EBS I-2 157

Abb. 43: Profil HL I-1 aus dem südlichen Ausläufer der Abrisswand (Klassifikationen nach AD-HOC AG BODEN, 2005) 161

Abb. 44: Profil HL I-3 aus dem nördlichen Teil der Abrisswand (Klassifikationen nach AD-HOC AG BODEN, 2005) 162

Abb. 45: Profil HL I-2 am Rand der Rutschmassenakkumulation (Klassifikationen nach AD-HOC AG BODEN, 2005) 163

Abb. 46: Profil HL IV im zentralen Bereich der Rutschmasse (Klassifikationen nach AD-HOC AG BODEN, 2005) 164

Abb. 47: Profil HL V im Hangbereich unterhalb der Rutschmasse (Klassifikationen nach AD-HOC AG BODEN, 2005) 165

Abb. 48: Summenkurve der Korngrößenverteilung am Standort Wüstendorf 165

Abb. 49: Profil GN I-1, gelegen unmittelbar oberhalb des Abrisses (Klassifikationen nach AD-HOC AG BODEN, 2005) 169

Abb. 50: Profil GN I-2 in den Tonmergeln der anstehenden Estherienschichten (Klassifikationen nach AD-HOC AG BODEN, 2005) 170

Abb. 51: Profil GN II aus einem abgerutschten Bereich unmittelbar unterhalb der obersten Abrisskante (Klassifikationen nach AD-HOC AG BODEN, 2005) 171

Abb. 52: Profil GN III im zentralen Teil der Hauptrutschmasse (Klassifikationen nach AD-HOC AG BODEN, 2005) 171

Abb. 53: Profil GN I-3 am Fuß der Rutschmasse (Klassifikationen nach AD-HOC AG BODEN, 2005) 173

Abb. 54: Summenkurve der Korngrößenverteilung am Standort Gailnau 174

Abb. 55: Plastizitäts- und Konsistenzdiagramm analysierter Proben aus dem Arbeitsgebiet Hasenberg bei Ebermannstadt 179

Abb. 56: Plastizitäts- und Konsistenzdiagramm analysierter Proben aus dem Arbeitsgebiet Halleite bei Wüstendorf 181

Abb. 57: Plastizitäts- und Konsistenzdiagramm analysierter Proben aus dem Arbeitsgebiet Gailnauer Berg bei Gailnau 183

Abb. 58: Zustandsformen der Sedimente im Rahmen der gemessenen Wassergehalte 186

Abb. 59: Dünnschliff E-1 aus tonigen Schichten am Oberhang (Bodenprofil EBS I-2) 196

Abb. 60: Dünnschliff E-2 aus tonigen Schichten am Oberhang (Bodenprofil EBS I-2) 198

Abb. 61: Dünnschliff E-3 aus Rutschmassensedimenten am Oberhang (Bodenprofil EBS III) 200

Abb. 62: Dünnschliff E-4 aus Rutschmassensedimenten am Oberhang (Bodenprofil EBS III) 203

Abb. 63: Dünnschliff E-5 aus Rutschmassensedimenten am Unterhang (Bodenprofil EBS V) 206

Abb. 64: Dünnschliff E-6 aus Sedimenten am Fuß der Rutschmasse 208

Abb. 65: Dünnschliff E-7 aus Sedimenten am Fuß der Rutschmasse 209

Abb. 66: Dünnschliff E-8 aus Sedimenten am Fuß der Rutschmasse (Bodenprofil EBS I-3) 211

Abb. 67: Dünnschliff E-9 aus Bodenprofil EBS I-3 an der seitlichen Front der Rutschmasse 213

Abb. 68: Dünnschliff G-1 aus Rutschmassensedimenten im zentralen Hangbereich (Profil GN III) 225

Abb. 69: Dünnschliff G-2 aus Rutschmassensedimenten im zentralen Hangbereich (Profil GN IV) 226

Abb. 70: Dünnschliff G-3 aus Rutschmassensedimenten im unteren Hangbereich 228

Abb. 71: Dünnschliff G-4 aus Rutschmassensedimenten im unteren Hangbereich 229

Abb. 72: Dünnschliff G-5 aus Bodenprofil GN I-3 an der Front der Rutschmasse 232

Abb. 73: Summen der monatlichen Niederschläge in ausgewählten, mehrjährigen Phasen an den Standorten Ebermannstadt, Wüstendorf und Gailnau. (Alle Daten von www.DWD.de) 258

Abb. 74: Schneehöhe, Niederschlag und Temperaturverlauf im Vorfeld der Rutschungen um Ebermannstadt 1957, 1961 und 1979 sowie zum Vergleich im Jahr 1948 (keine Rutschung). Daten aus der Messstation Gößweinstein. (Datenquelle: www. DWD.de) 260

Abb. 75: Schneehöhe, Niederschlag und Temperaturverlauf im Vorfeld der jüngsten Rutschung an der Halleite 2008 sowie zum Vergleich im Jahr 2002 (keine Rutschung). Daten aus der Messstation Heinersreuth. (Datenquelle: www. DWD.de) 261

Abb. 76: Schneehöhe, Niederschlag und Temperaturverlauf im Vorfeld der Rutschung am Gailnauer Berg im Jahr 1958 sowie zum Vergleich im Jahr 1968 (keine Rutschung). Daten aus der Messstation Wörnitz. (Datenquelle: www. DWD.de) 261

Abb. 77: Potentielle Zustandsformen unter Berücksichtigung der spezifischen, maximalen Wassergehalte 267

Teil 1

Einführung und Methodik

1 Thematische Einführung

1.1 Einleitung und Motivation

Rutschungen zählen zu den am weitesten verbreiteten Naturgefahren in Mittel- und Zentraleuropa, welche jährlich für zahlreiche Personen- und Sachschäden verantwortlich sind. In der allgemeinen Diskussion stehen in Mitteleuropa allerdings eher Überschwemmungs- und Sturmgefahren im Fokus des Interesses (vgl. BERZ 2004), während Gefahren durch Massenbewegungsprozesse aufgrund ihrer lokal begrenzten Wirkungen schwieriger zu erfassen sind und daher meist stark unterschätzt werden (KLOSE et al. 2015).
Dementsprechend werden Massenbewegungen in Deutschland häufig auch nur regional wahrgenommen, wobei die Anzahl der Ereignisse belegt, dass gravitative Massenbewegungen kein Ausnahmephänomen darstellen, sondern weit verbreitet sind (BELL 2007, DAMM et al. 2008, KLOSE et al. 2012, DAMM & KLOSE 2015).
Die auf Massenbewegungen zurückzuführenden wirtschaftlichen Schäden für die Bundesrepublik Deutschland mit einem Schadensschwerpunkt in den Mittelgebirgen unterscheiden sich sowohl zeitlich wie auch räumlich sehr stark und sind daher insgesamt nur schwer zu quantifizieren. Während ältere Schätzungen die jährlichen Kosten durch Massenbewegungen auf rund 100 Mio. € jährlich beziffert (KRAUTER 1994, DAMM 2006) gehen jüngere Kalkulationen von deutlich höheren Schäden bis zu 300 Mio. US$ (rund 250 Mio €) aus (KLOSE et al. 2015).
Besonders durch eine zunehmende Bebauung steiler und rutschungsgefährdeter Hänge in jüngster Zeit ist ein Rückgang der Schadensziffer in naher Zukunft nicht zu erwarten. Nachhaltig verdeutlicht wurde die Gefährdung bebauter Hanglagen zuletzt im Juni 2013 als eine Rutschung bei Mössingen (Schwäbische Alb) in der Öschinger Landhaussiedlung Schäden in Millionenhöhe verursachte.
Zwar sind solch katastrophale Ereignisse die Ausnahme, doch die beträchtliche Anzahl kleinerer Rutschungen verursacht in der Summe ebenfalls massive Schäden (vgl. REICHENBACH 2002, KLOSE et al. 2015), da neben Siedlungsgebieten häufig auch Infrastruktur, sensible Ökosysteme sowie kultiviertes Nutzland von Schadensfällen betroffen sind (BECHT & DAMM 2004, BERZ 2004). So kam es im Frühsommer 2013 auch in Nordbayern zu beträchlichen Schäden durch mehrere Massenbewegungen bei Kloster Banz, Neuhaus a.d. Pegnitz und Eltmann.

Aufgrund des gegenwärtigen und zukünftigen Klimawandels muss zudem mit einem generell häufigeren Auftreten von Hangrutschungen gerechnet werden (vgl. u.a. KRAUTER 1994, KLAWA & ULBRICH 2003, KLOSE et al. 2012). Ansteigende Winterniederschläge sowie häufigere Starkregenereignisse sind in Süddeutschland bereits zu verzeichnen (u.a. CASPARY 2004), wobei allgemein von einer Verstärkung dieses Trends auszugehen ist (KROMP-KOLB & FORMAYER 2005, ARBEITSKREIS KLIWA 2006, ARBEITSKREIS KLIWA 2009). Die daraus resultierende Veränderung der bodenhydrologischen Parameter, wie die Zunahme der Bodenfeuchte, des Porenwasser- und Strömungsdrucks bedeuten in diesem Kontext einen positiven Rückkoppelungseffekt für Hangsysteme.

In Bezug auf Massenbewegungen ist in diesem Zusammenhang mit einer Zunahme von instabilen Hangbereichen sowie mit höheren Frequenzen und Magnituden der Massenbewegungen auszugehen (EBNER VON ESCHENBACH & KLENGEL 1980, KRAUTER 1994, GRUNERT & SCHÄFER 2007, KRAUTER et al. 2012). Schwerpunkte dieser Entwicklungen sind besonders die rutschungsanfälligen Schichtstufenlandschaften Süddeutschlands (BIBUS 1999, DIKAU & SCHMIDT 2001, TERHORST & KREJA 2009).

Dementsprechend entwickelten sich in den letzten Jahrzehnten auch in Deutschland verstärkt angewandte Studien innerhalb der Massenbewegungsforschung (DAMM 2005), so dass heute aus mehreren Mittelgebirgsregionen vielfältige, oft interdisziplinäre Untersuchungen in Bezug auf die Verbreitung von Massenbewegungen und die davon ausgehenden Gefährdungen existieren (vgl. u.a. NEUHÄUSER 2014, Klose 2015 sowie Kapitel 1.2 und 1.3).

Das Fränkische Schichtstufenland allerdings stand in dieser Zeit nur selten im Fokus von Forschungsprojekten, weshalb aus dieser Region aktuell vergleichsweise wenig moderne wissenschaftliche Studien bestehen.

1.2 Stand der Forschung: Ein Überblick über die internationale und nationale Massenbewegungsforschung

In der angewandten Geomorphologie stellt die Massenbewegungsforschung in ihrer breiten Vielfalt einen zentralen Arbeitsbereich dar.

Erste wissenschaftliche Beschreibungen über den Verlauf von Massenbewegungen existieren bereits seit Beginn des 19. Jahrhunderts, als Karl Nay seine Augenzeugenberichte der Rutschung bei Goldau in der Schweiz aus dem Jahr 1806 veröffentlichte (NAY 1807). In der Folge standen besonders katastrophale Ereignisse, wie die Rutschung bei Frank (Kanada) aus

dem Jahr 1903 (MCCONNELL & BROCK 1904) oder 1963 am italienischen Monte Toc (MÜLLER 1964) im Mittelpunkt der Forschung.

Im Zuge des wachsenden Forschungsinteresses entwickelten sich erste systematische Zusammenfassungen von Massenbewegungen (u.a. HEIM 1932, MONTADON 1933, SHARPE 1938) sowie weiterführende Untersuchungen zu Massenbewegungen und deren Ursachen, wobei insbesondere die Hangstabilität als Resultat der geologischen Verhältnisse im Fokus stand (u.a. CASAGRANDE 1932, CASAGRANDE 1936, LEHMANN 1942, TERZAGHI 1950, TERZAGHI 1962).

Mit dem erweiterten Blick auf Massenbewegungen rückten neben den Hochgebirgen auch zunehmend die Lagen der Mittelgebirge in das Blickfeld der Untersuchungen (siehe u.a. SHARPE 1938, TERZAGHI & PECK 1948, ZARUBA & MENCL 1969). Dabei verknüpfen diese Arbeiten bereits ihre geomorphologische Fragestellung intensiv mit Aspekten aus benachbarten Disziplinen, besonders der Geologie, bzw. Ingenieurgeologie und Hydrologie und unterstreichen damit gleichzeitig auch den angewandten Aspekt dieser Forschungsrichtung.

Basierend auf einem in alle Richtungen erweiterten Kenntnisstand zu Steuerungsfaktoren, Auslösern und Verbreitung entstanden später zahlreiche internationale Arbeiten zur Klassifikation und Dokumentation von Massenbewegungen (u.a. VARNES 1978, BRUNSDEN & PRIOR 1984, CROZIER 1986, CATT 1988, HUTCHINSON 1988, CRUDEN & VARNES 1996, DIKAU et al. 1996B). Die Arbeiten bilden dabei die Grundlage der verstärkt anwendungsbetonten Forschungen in den letzten Jahrzehnten.

Im Fokus der aktuellen Massenbewegungsforschung stehen besonders die Beurteilung der von Rutschungen ausgehenden Gefährdungen für menschliche Lebensräume sowie die grundsätzliche Einschätzung zur Bewegungsanfälligkeit von Hängen.

Fundamentale Grundlage für diese Arbeiten sind dabei insbesondere Rutschungsdatenbanken, in denen die räumlichen Daten der Massenbewegungen sowie weitere Informationen inventarisiert werden (VAN DEN EECKHAUT & HERVÁS 2012b). Entsprechend wurden innerhalb der letzten rund 20 Jahre weltweit zahlreiche Datenbanken unterschiedlicher Maßstäbe, von regionaler bis zu länderübergreifender Ebene, aufgebaut (vgl. u.a. GUZZETTI et al. 1994, JELÍNEK et al. 2001, CREIGHTON 2006, KOMAC et al. 2007, FOSTER et al. 2012, GÜNTHER et al. 2014), die nachwievor konstanter Erweiterung unterliegen (vgl. GUZZETTI et al. 2012, VAN DEN EECKHAUT & HERVÁS 2012b, VAN DEN EECKHAUT & HERVÁS 2012a, KLOSE 2015).

Die Datenbanken bildeten den Rahmen für zahlreiche weiterführende Studien, darunter räumlich-/statistische Gefährdungsanalysen (u.a. MALAMUD et al. 2004, CHUNG & FABBRI

2005, GALLI et al. 2008, VAN WESTEN et al. 2008, KIRSCHBAUM et al. 2010, GODT et al. 2012, GUZZETTI et al. 2012, GÜNTHER et al. 2012, GÜNTHER et al. 2014) oder Risikobewertungen (u.a. VAN WESTEN 2000, XIE et al. 2003, CROZIER & GLADE 2005, FELL et al. 2008, HERVÁS et al. 2010, VAN WESTEN 2013).
Belastbare Modellierungen gründen dabei einerseits auf einem räumlich möglichst vollständigen Rutschungsinventar sowie andererseits auf detaillierten Kenntnissen der relevanten naturräumlichen Gegebenheiten (vgl. VAN WESTEN 2000, GUZZETTI et al. 2006, VAN WESTEN et al. 2006). Neben Modellierungen und den damit verknüpften Datenbanken nehmen daher auch weiterhin Untersuchungen der morphologischen, geologischen, hydrologischen und klimatologischen Charakteristika einen zentralen Bereich der modernen Massenbewegungsforschung ein (vgl. u.a. VAN WESTEN et al. 2006, VAN WESTEN et al. 2008).

Traditionelle Fragestellungen zum Schwerpunkt der Hangstabilität wurden aus geologischen und geomorpologischen Gesichtspunkten (vgl. VARNES 1984, HUNGR et al. 1989) dabei nicht nur durch neue Forschungen ergänzt (u.a. CHRISTIAN et al. 1994, ABRAMSON et al. 2002, SCHMIDT & DIKAU 2004, COLLINS & ZNIDARCIC 2004, HUNGR et al. 2014, ALONSO & PINYOL 2015, LEUNG & WANG WAI NG 2015), sondern nachhaltig durch moderne Methoden erweitert, darunter beispielsweise geophysikalischen Sondierungen (vgl. u.a. BICHLER et al. 2004, JONGMANS & GARAMBOIS 2007, BIÈVRE et al. 2015), welche in der Geomorphologie mittlerweile als Standartmethode für die minimal-invasive Sondierung des oberflächennahen Untergrundes gelten (vgl. u.a. JONGMANS & GARAMBOIS 2007, SCHROTT & SASS 2008), für einen tieferen Einblick in die Anwendung von geophysikalischen Methoden in der Massenbewegungsforschung siehe Kapitel 2.3).
Aus der klassischen Überwachungen von (potentiell gefährdeten) Rutschhängen entwickelten sich Monitoring-Studien unter Verwendung von Laserscannern, hochsensiblen Bodensensoren, präzisen GPS-Systemen oder Fernerkundungsdaten (vgl. u.a. ANGELI et al. 2000, GILI et al. 200, MALET et al. 2002, TRAVELETTI et al. 2012, LOEW et al. 2012, PRESTINIZINI et al. 2012) sowie verschiedene Ansätze für Frühwarnsysteme (vgl. u.a. CLARK et al. 1996, HUSAINI & RATNASAMY 2000, ALEOTTI 2004, BAUM & GODT 2010, ROGERS & TSIRKUNOV 2010, THURO et al. 2013, MICHOUD et al. 2013).
Auch bei der Kartierung von Massenbewegungen sind hochaufgelöste Fernerkundungs- und GPS-Daten essentieller Bestandteil (u.a. LEE 2001, VAN WESTEN et al. 2003, PETSCHKO et al. 2015; siehe hierzu auch Kapitel 2.1).

Ein weiterer Fokus der modernen Massenbewegungsforschung liegt auf der Untersuchung von Ursachen und Auslösern unterschiedlicher Hangbewegungen. In dieser Beziehung nehmen Studien zur Hanghydrologie eine zentrale Rolle ein (u.a. DIRKSEN et al. 1993, REID 1994, VAN ASCH et al. 1999, IVERSON 2000, CROSTA & FRATTINI 2008), da Niederschläge (neben Erdbeben) als häufigste Ursache für Massenbewegungen im Allgemeinen sowie Rutschungen im Speziellen, anerkannt sind (siehe u.a. VARNES 1984, HUTCHINSON 1988, CRUDEN & VARNES 1996, DIKAU et al. 1996a, CLAGUE & STEAD 2012). Die Zusammenhänge von Rutschungen und Niederschlägen werden gleichsam in Arbeiten zu Einzelereignissen (z.B. CASAGLI et al. 2006, IVERSON et al. 2015) wie auch in zusammenstellenden Studien (u.a. WEN et al. 2004, GUZZETTI et al. 2007, GALLI et al. 2008, PROKESKOVA et al. 2013, ZÊZERE et al. 2015) hervorgehoben. Anhand detailierter Kenntnisse der hydrologischen Verhältnisse in charakteristischen Rutschungen eines Gebietes können hydrologische Schwellenwerte und darauf aufbauend regionale Modelle zur Hangstabilität kalkuliert werden (vgl. VAN ASCH et al. 1999). Aufgrund der engen Verknüpfung mit klimatischen Faktoren diskutieren zahlreiche Arbeiten die kalkulierten Auswirkungen des rezenten Klimawandels auf das Auftreten von Massenbewegungen in allen Teilen der Erde (vgl. u.a. SOLDATI et al. 2004, JAKOB & LAMBERT 2009, PETLEY 2010, CROZIER 2010, COE & GODT 2012).

Auch in Deutschland existieren zahlreiche Forschungen zu Massenbewegungen, die traditionell vor allem mit entsprechenden Schadensereignissen verknüpft sind. Im Gegensatz zur internationalen Forschung fand eine angewandte Massenbewegungsforschung in Deutschland allerdings erst in den letzten Jahrzehnten nachhaltig Einzug in die Geowissenschaften (DAMM 2005, vgl. auch DIKAU & SCHMIDT 2001, MÖLLER et al. 2001).
Im Vordergrund eines Großteils der existierenden Studien standen und stehen insbesondere die räumliche Verbreitung von Ereignissen und die grundlegende Beurteilung der auslösenden Faktoren. Aufgrund ihrer gewachsenen Besiedlungsstruktur standen dabei auch die Mittelgebirge im Fokus der Forschungen (vgl. u.a. HÖLDER 1953, ACKERMANN 1958, ACKERMANN 1959, JOHNSEN & KLENGEL 1973, BIBUS 1986, GRUNERT & HARDENBICKER 1991, JÄGER & DIKAU 1994, WENZEL 1994), darunter auch das Fränkische Schichtstufenland (u.a. ZÜRL 1980, HAMMER 1985, GLASER & SPONHOLZ 1993, HÜTTEROTH 1994, VON DER HEYDEN 2004).
Mit der Entwicklung des Forschungsfeldes wurden zunehmend häufiger Fragestellungen bezüglich der Hangstabilität in Locker- und Festgestein (u.a. KRAUTER et al. 1985, HALLBAUER 1986, KRAUTER & KÖSTER 1991, SCHMANKE et al. 1996, KRAUTER 1998, KRAUTER et al. 2004, DAMM 2005, DAMM & TERHORST 2007) sowie boden- bzw.

felsmechanische und bodenhydraulische Aspekte in Mittelgebirgen untersucht (u.a. RAZIZADEH 1980, GUDEHUS et al. 1985, HEITFELD 1985, KRAUTER et al. 1988, HARDENBICKER et al. 1992, KRAUTER et al. 1996, KRAUTER & LAUTERBACH 2001).
Vereinzelte Studien befassten sich außerdem mit dem Alter von Massenverlagerungen (u.a. TERHORST 1997, BAUM & SCHMIDT 2001, BIBUS & TERHORST 2001).
Unter anderem die Arbeiten der „Forschungsstelle Rutschungen", einem Aninstitut der Universität Mainz, schlugen dabei durch zahlreiche Arbeiten zu Rutschungen und geeigneten Schutzkonzepten (KRAUTER 1992, KRAUTER 1994, KRAUTER 1995 BORG & KRAUTER 1995, KATZENBACH et al. 2001) die Brücke zu einer verstärkt angewandten Massenbewegungsforschung innerhalb Deutschlands.
Aufgrund der Bedeutung von Rutschungen für menschliche Lebensräume befassen sich Untersuchungen in jüngerer Zeit verstärkt mit der Abschätzung der Risiken von Hangbewegungen (u.a. FRÖHLICH et al. 2003, KRAUTER et al. 2004, DAMM 2005) sowie den Wechselbeziehungen zwischen Massenbewegungen und Raumnutzungsentscheidungen (SCHMANKE et al. 1996, DAMM 2000, DAMM 2004, DAMM & PFLUM 2004, GREIVING et al. 2011). In diesem Zusammenhang werden auch die Verknüpfungen zwischen Massenbewegungen und klimatischen Auslösern diskutiert (u.a. GRUNERT & SCHÄFER 2007, GRUNERT 2009, KRAUTER et al. 2012, KLOSE et al. 2012).
Im Kontext unterschiedlicher Forschungsprojekte entstanden ab den 1990er Jahren erste Datenbanken an geologischen Landesämtern sowie in universitären Instituten. Die Datenbanken beschränkten sich dabei vorwiegend auf eine regionale Ebene, wie beispielsweise die Schwäbische Alb (vgl. u.a. KRAUT 1995, THEIN 1997, BIBUS & TERHORST 2001), Rheinhessen (DIKAU & SCHMIDT 2001, GLADE et al. 2001), den Bonner Raum (HARDENBICKER & GRUNERT 2001), Thüringen (BAUM & SCHMIDT 2001, SCHMIDT & BEYER 2003) oder die bayerischen Alpen (BARNIKEL & BECHT 2004, BENDA et al. 2005). Wie VAN DEN EECKHAUT & HERVÁS (2012) sowie DAMM & KLOSE (2015) herausstellen, herrschen bei den zur Verfügung gestellten Informationen stellenweise große Unterschiede, was sowohl räumliche Daten wie auch weiterführende Detailinformationen betrifft. Um diese Forschungslücke zu schließen, herrschen derzeit Bestrebungen hinsichtlich des Aufbaus einer nationalen Rutschungsdatenbank für Deutschland (DAMM & KLOSE 2015).
Im Rahmen der vorhandenen Datenbanken entwickelten sich GIS-gestützte Modellierungen, welche Gefahrenpotentiale in möglichen Rutschgebieten berechnen (u.a. GRUNERT & SCHMANKE 1997, THEIN 2000, NEUHÄUSER 2005, VARGA et al. 2006, NEUHÄUSER & TERHORST 2007, THIEBES et al. 2007, TERHORST & KREJA 2009, KLOSE et al. 2014). Außerdem lieferten KLOSE et al. (2015) einen innovativen Ansatz zur Kalkulation monetärer Verluste durch Massenbewegungen.

Bezüglich Massenbewegungen in Nordbayern besteht ein Forschungsschwerpunkt auf der Region der Fränkischen Alb. Auftretende Rutschereignisse waren hier historisch immer wieder der Ausgangspunkt für Forschungen an den entsprechenden Hanggebieten (vgl. u.a. DORN 1920, MÜLLER 1957, VON FREYBERG 1961, HEGENBERGER 1961).

Aktuellere Studien untersuchen vorrangig die Verteilung von Rutschungen in ausgewählten Regionen der Juraschichtstufe und beleuchten grundlegende Zusammenhänge (u.a. HAMMER 1985, HÜTTEROTH 1994, VON DER HEYDEN 2004), wobei in diesem Zusammenhang auch vereinzelt Studien aus anderen Teilen des Fränkischen Schichtstufenlandes, wie beispielsweise dem Steigerwald und der Frankenhöhe, bestehen (siehe u.a. GLASER & SPONHOLZ 1993). Der Schwerpunkt dieser Arbeiten liegt meist auf internen, lithologischen oder strukturellen Einflussfaktoren. Ferner werden felsmechanische und ingenieurgeologische Fragestellungen beleuchtet (z.B. BIRZER 1952, ZÜRL 1980, HAMMER 1985, MOSER & RENTSCHLER 1999).

Moderne geomorphologische Forschungen unter einem angewandten Hintergrund fehlen hingegen größtenteils (siehe hierzu Kapitel 1.3).

Erst in den letzten Jahren wurde mit der flächendeckenden, systematischen Kartierung von Massenbewegungen im nördlichen Bereich der Fränkischen Alb sowie des Steigerwaldes und der Frankenhöhe begonnen (vgl. JÄGER et al. 2012, WIEDENMANN et al. 2013) deren Daten in entsprechende Datenbanksystemen eingepflegt wurden (JÄGER et al. 2015, vgl. auch www.lfu.bayern.de bzw. www.bis.bayern.de).

In diesem Zusammenhang entstanden Detailuntersuchungen von Rutschhängen (u.a. JÄGER et al. 2013, WIEDENMANN et al. 2013) sowie erste GIS-basierte Analysen von Rutschungen (TERHORST & JÄGER 2014).

1.3 Aktueller Forschungsbedarf und die Zielsetzung der Arbeit

Wie das voranstehende Kapitel verdeutlichte, war das Fränkische Schichtstufenland in der Vergangenheit zumindest punktuell mehrfach Gegenstand wissenschaftlicher Massenbewegungsforschung.

Obwohl Massenbewegungen in nordbayerischen Mittelgebirgen generell keine Seltenheit sind, bemerkt HÜTTEROTH (1994), dass in der Öffentlichkeit meist nur Rutschungen wahrgenommen werden, die zu Schäden an Häusern, Straßen oder sonstiger Infrastruktur führten. Wohl auch deshalb fristete die Fränkische Alb, ganz im Gegensatz zum baden-Württembergischen Teil der Juraschichtstufe, ein Schattendasein in modernen Forschungsprojekten zu Massenbewegungen in Deutschland (z.B. das MABIS-Projekt

(„Massenbewegungen in Süd-und Westdeutschland“, DFG-Förderung von 1993-1998, vgl. u.a. BIBUS & TERHORT, 2001).

Im Vergleich zu anderen deutschen Mittelgebirgen herrscht dementsprechend ein grundsätzliches Defizit hinsichtlich moderner wissenschaftlicher Studien. Aktuelle Forschungsprojekte, wie das an der Universität Würzburg beheimatete Projekt „Hangstabilität und Gefahrenzonen in Nordbayern“ (Finanziert durch die DFG, Ref.-Nr.: Te295 9-1 u. 9-2) sowie das Georisk-Projekt am Bayerischen Landesamt für Umwelt (LfU, siehe www.lfu.Bayern.de), sind im Begriff, Teile dieser Forschungslücke zu schließen.

Großflächig angelegte Kartierungen der Rutschungen in der Fränkischen Alb, wie sie innerhalb des Georisk-Projekts vorgenommen werden, liefern grundlegende Informationen über das Auftreten von Massenbewegungen an der Juraschichtstufe. Gleichzeitig geben sie nur einführende Basisinformationen, anhand derer präzise Gefährdungsanalysen kaum möglich sind (vgl. VAN WESTEN et al. 2006, VAN DEN EECKHAUT & HERVÁS 2012b. Erst eine Kombination aus detaillierten räumlichen Geoinformationen mit zusätzlichen Geländedaten, beispielsweise aus geophysikalischen Sondierungen oder bodenmechanischen Untersuchungen, schafft eine breite Datenbasis auf der eine fundierte Bewertung der Rutschanfälligkeit bzw. der Stabilität von Hängen getroffen werden kann (BRUNO & MARTILLIER 2000, VAN WESTEN et al. 2003).

Entsprechend weiterführende geomorphologische Kartierungen unter Verwendung digitaler Geländemodelle (DGM) aus LiDAR-Daten (LiDAR: Light detection and ranging) aus denen detaillierte Informationen zur Beschaffenheit der Erdoberfläche abgeleitet werden können (vgl. VAN WESTEN et al. 2008) und die eine präzisere Kartierung der unterschiedlichsten Relief- und Morphologieeinheiten (vgl. MINAR & EVANS 2008) ermöglichen, bestehen aktuell nicht.

Zwar existieren aus der Fränkischen Alb durchaus mehrere geologische bzw. ingenieurgeologische Studien, welche das Auftreten von Rutschungen und die herrschenden geologischen Verhältnisse untersuchen (z.B. HAMMER 1985, HÜTTEROTH 1994,), jedoch wurden die bodenmechanischen Eigenschaften des Untergrundmaterials und dessen Verhalten unter dem Einfluss von Wasser mehrheitlich komplementär untersucht (u.a. bei ZÜRL 1980, HAMMER 1985,HÜTTEROTH 1994, VON DER HEYDEN et al. 1993, VON DER HEYDEN 2004).

Auch hydrologische Langzeitmessungen, welche die lokalen Reaktionen des Untergrundes auf den Eintrag von Wasser ermitteln und deren allgemeine Bedeutung beispielsweise bei MITTELBACH et al. (2012) und VINNIKOV et al. (1996) beschrieben werden, sind aus den Regionen nicht bekannt.

Selbiges gilt ferner für geophysikalische Untergrundsondierungen, die in anderen deutschen Mittelgebirgen, vorrangig der Schwäbischen Alb (vgl. u.a. BELL et al. 2006, BELL 2007, SASS et al. 2008), bereits vielfach eingesetzt wurden. Mit ihrer Hilfe konnten zahlreiche wertvolle Ergebnisse im Hinblick auf den (makro)morphologischen Aufbau von Rutschmassen gewonnen werden. Die ermittelten Daten wiederum erlauben dabei neben grundlegenden Einschätzungen zur Hangstabilität (siehe hierzu auch u.a. HACK 2000, BICHLER et al. 2004, FRIEDEL et al. 2006, JONGMANS & GARAMBOIS 2007) auch die Interpretation, bzw. Rekonstruktion von Bewegungsprozessen anhand morphologischer Indikatoren (vgl. u.a. CRUDEN & VARNES 1996, DIKAU et al. 1996a, CLAGUE & STEAD 2012).
Die interne Architektur von Rutschungssedimenten und deren Deformationsvorgänge wurden demgegenüber weltweit nur in Ansätzen erforscht. Trotz sehr vielversprechender Ergebnisse betrachten bis heute nur sehr vereinzelt überhaupt Studien den mikromorphologischen Aufbau von Sedimenten aus Massenverlagerungen (z.B. BERTRAN 1993, BERTRAN et al. 1995, BERTRAN & TEXIER 1999), wobei meist Muren (Debris flows) im Vordergrund standen (u.a. MENZIES & ZANIEWSKI 2003; THELER 2004) und Rutschungen i.e.S. nur randlich betrachtet wurden (z.B. BERTRAN & TEXIER 1999).

Um, wie im Rahmen des Forschungsprojektes „Hangstabilität und Gefahrenzonen in Nordbayern“ vorgesehen, fundierte Einschätzungen zu den Stabilitätsverhältnissen an Hängen und den möglichen Gefährdungen durch Rutschungen generieren zu können, müssen präzise Kenntnisse nicht nur über die aktuellen Hangverhältnisse vorhanden sein, sondern auch über die vormals aufgetretenen Massenbewegungen sowie den damit verbundenen, auslösenden Faktoren (vgl. auch MCKEAN & ROERING 2004).
Auch für unterschiedliche Arten GIS-gestützter Modellierungen sind solche Grundlagen unerlässlich, wie bereits bestehende Kalkulationen zur Hangstabilität (z.B. mit SINMAP, vgl. u.a. THIEBES et al. 2007, TERHORST & KREJA 2009) oder Suszeptibilitätsmodellierungen („Weights-of-evidence“-Methode, u.a. NEUHÄUSER & TERHORST 2007), beispielsweise von der Schwäbischen Alb, dokumentieren.
Entsprechende Daten gehen dabei, nicht nur in Nordbayern, deutlich über den Grad an Informationen der aus fernerkundlichen Untersuchungen, Übersichtskartierungen oder den gängigen Datenbanken generiert werden kann hinaus. Auch sind sie i.d.R. nicht aus anderen Untersuchungsgebieten übertragbar, weshalb sie daher stets individuell vor Ort erhoben werden müssen. Unter Berücksichtigung der beschriebenen Datenlage ergibt sich hieraus in vielerlei Untersuchungsfragen ein hoher Forschungsbedarf für nahezu die gesamten Schichtstufenbereiche in Nordbayern.

Die im Rahmen dieser Arbeit erhobenen Daten zielen in ihrer Gesamtheit folglich darauf, detailierte Einblicke in Aufbau und Architektur charakteristischer nordbayerischer Rutschungen zu ermöglichen. Die Untersuchungen sollen damit helfen einen Teil der bestehenden Forschungslücke in Bezug auf geomorphologisches Detailwissen über Rutschungen im Fränkischen Schichtstufenland zu schließen. Auf diesem Weg soll ein wertvoller Beitrag geleitstet werden, um eine breiteres Grundlagenwissen über Massenbewegungen im Fränkischen Schichstufenland zu erschaffen, auf Basis dessen zukünftig belastbare Modellierungen von Hangstabilitäten und Gefahrenzonen in nordbayerischen Mittelgebirgen realisiert werden können.

1.4 Allgemeiner Abriss: Rutschungen

Rutschungen sind hangabwärts gerichtete Bewegungen von Hangmaterial unter dem Einfluss von Gravitation und, in den meisten Fällen, Wasser (vgl. u.a. CRUDEN & VARNES 1996, DIKAU et al. 1996a). In den Nordbayerischen Mittelgebirgen stellen sie die am häufigsten auftretende Form der gravitativen Massenbewegungen dar (HAMMER 1985). Um den Prozess der Rutschungen gegenüber anderen Formen der Massenbewegung abzugrenzen und um die in dieser Arbeit verwendeten Begrifflichkeiten in Bezug auf Massenbewegungen zu klären, soll an dieser Stelle kurz auf die unterschiedlichen Bewegungsformen eingegangen werden.
Für die Klassifikation von Massenbewegungen bestehen etliche Ansätze, die sich im Speziellen häufig unterscheiden. Übereinstimmende Kriterien für die Ansprache von Massenbewegungen sind gemeinhin die Unterscheidung nach den Bewegungsformen sowie des involvierten Materials (vgl. u.a. HUTCHINSON 1988, DIKAU et al. 1996a, CRUDEN & VARNES 1996, PRINZ & STRAUß 2006, HIGHLAND & BOBROWSKY 2008). Hinsichtlich der Bewegungen werden in diesen Arbeiten unterschieden:

- Fallen: als eine stürzende, springende oder rollende schnelle Bewegung von losgelöstem Boden- oder Felsmaterial aus einem Steilhang, wobei keine Scherbewegungen stattfinden.
- Kippen: beschreibt die vorwärts (synklinal) gerichtete Rotation eines im Verbund stehenden Blocks bzw. einer Scholle aus Fels- oder kohäsivem Bodenmaterial aus dem Hang heraus.
- Gleiten: definiert die auf einer Gleitfläche ablaufende, hangabwärts gerichtete Bewegung von Fels-, Schutt- und Bodenmaterial, bei der es (besonders) an der Gleitfläche meist zu intensiver Scherverformung kommt.

- Driften: kennzeichnet eine laterale Bewegung von in Verbund stehendem Fels- oder Bodenmaterial, bei dem es zum Einsinken in weniger kompetente, liegende Schichten kommt, ohne dass Scherung stattfindet. Teilweise entsteht Driften aus einer Liquefaktion des weniger kompetenten Materials.
- Fließen: ist eine relativ kontinuierliche Bewegung nahezu wassergesättigten Schuttmaterials, welches sich wie eine viskose Flüssigkeit verhält. Scherflächen sind nur sehr kurz vorhanden und bleiben nicht erhalten.

Das involvierte Material lässt sich abgrenzen in (I) Fels als festes Gesteinsmaterial, (II) Schutt als unverfestigtes Sedimentmaterial aus Fels- oder Bodenmaterial und (III) Boden als feinkörniges Lockersediment (siehe dazu auch Kap. 2.4.1).

Während in der englischen Literatur (vgl. u.a. HUTCHINSON 1988, CRUDEN & VARNES 1996) die Klassifizierung der Bewegungen typischerweise aus dem jeweiligen Bewegungsprozess und dem involvierten Material besteht (z.B. „debris slide"), und stellenweise durch ein weiteres Adjektiv (z.B. translational / rotational) ergänzt wird, existieren in Deutschland bisweilen Begriffe, die eine Einteilung in das oben genannte Schema nicht direkt erkennen lassen, wie beispielsweise die Bezeichnung „Rutschung" oder „Steinschlag". Eine sehr gute Übersicht über die verschiedensprachigen Begrifflichkeiten geben DIKAU et al. 1996a. Für weitere Beschreibungen der einzelnen Typen an Massenbewegungen siehe u.a. HUTCHINSON 1988, CRUDEN & VARNES 1996, PRINZ & STRAUß 2006, HIGHLAND & BOBROWSKY 2008, CLAGUE & STEAD 2012. Im Folgenden soll eine kurze Übersicht über die in dieser Arbeit relevanten Bewegungsformen gegeben werden (siehe Abb. 1).

Rutschungen zählen zu den Gleitbewegungen. Bei der spezifischen Unterscheidung der Rutschungstypen steht insbesondere die Ausbildung der Gleitfläche im Vordergrund, auf der sich die Bewegung fortbewegt. Nach PRINZ & STRAUß (2011) hängt die Ausbildung der Gleitfläche vom Auftreten der niedrigsten Scherfestigkeiten bzw. vom Einfluss des Grundwassers ab. Im Initialstadium einer Rutschung konzentriert sich die Massenbewegung meist auf einen kleinen Hangabschnitt, von dem aus sich der Prozess ausweitet (HIGHLAND & BOBROWSKY 2008). Die Größe von Rutschungen kann stark variieren und reicht von einigen Kubikmetern bis zu > 1.000.000 m³. Hinsichtlich der Prozesse unterscheiden sich Translationsrutschungen und Rotationsrutschungen.

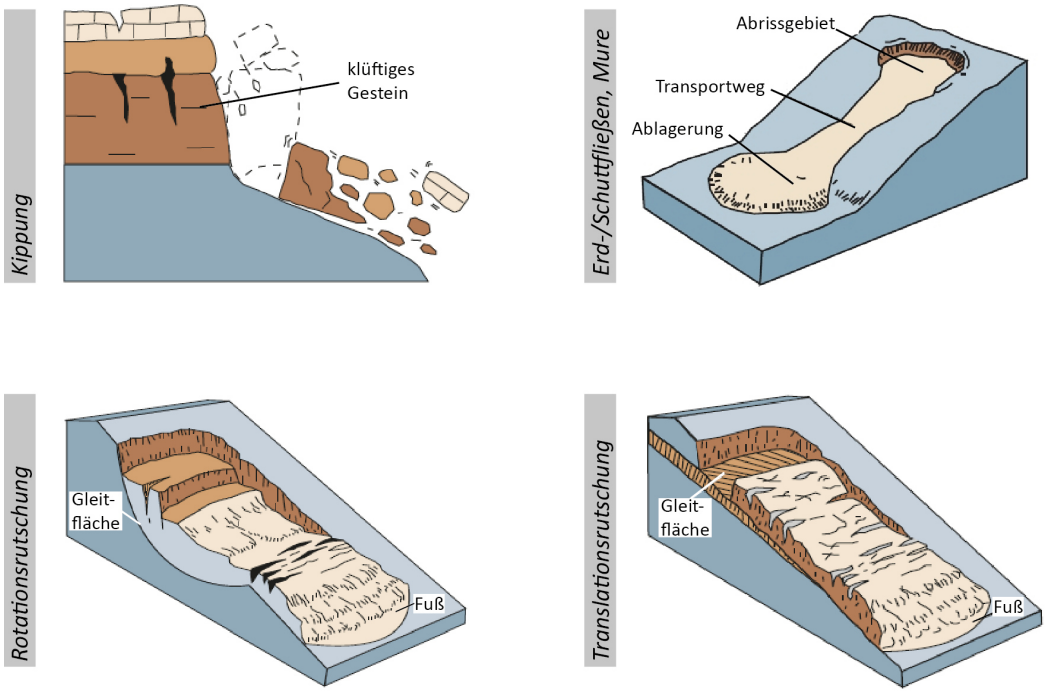


Abb. 1: Übersicht ausgewählter Massenbewegungstypen (verändert nach HIGHLAND & BOBROWSKY 2008)

Bei Translationsrutschungen finden die Bewegungen oberflächenparallel auf vorgegebenen, ebenen Trennflächen statt (CRUDEN & VARNES 1996). Die Trennflächen sind häufig Schichtflächen, die bevorzugt an den Übergängen von kompetenten zu inkompetenten Gesteinen auftreten (HUTCHINSON 1988, PRINZ & STRAUß 2006). In der Praxis sind das oftmals Übergänge zwischen Hangschutt und Anstehendem, tonige Zwischenlagen in Sedimentgesteinen oder generell stark verwitterte tonige Schichten. Sind die Schichten zudem unterschiedlich wasserdurchlässig, treten Translationsrutschungen besonders häufig auf (DIKAU et al. 1996a). Für den Fall von parallel zur Hangoberfläche einfallenden Gleitschichten kann sich eine Translationsrutschung über sehr große Distanzen erstrecken (HIGHLAND & BOBROWSKY 2008).

Die Bildung von Translationsrutschungen ist dabei stark an den Einfluss von Wasser gebunden, welcher eine Durchweichung der Gleitschicht bewirkt. Entsprechend treten die Rutschungen häufig in der feuchten Jahreszeit auf (THE CANADIAN GEOTECHNICAL SOCIETY 1993). Allerdings muss sich diese Aussage auf die für den Boden feuchte Jahreszeit beziehen, da die höchsten Bodenfeuchtigkeiten nicht zwingend an die Monate mit den höchsten Niederschlägen gebunden sind. Neben einem hohen Eintrag von Feuchtigkeit (durch Regen, Schneeschmelze oder Grundwasseranstieg)

kommen auch Veränderungen der Hanggeometrie als Ursache in Frage (HUTCHINSON 1988).

Bei der Bewegung können sich einzelne Trennflächen zu einer größeren Fläche ergänzen, was besonders in dünnbankigen Gesteinen häufig der Fall ist. Mitunter entstehen unter diesen Umständen auch mehrere Gleitflächen hintereinander als sog. progressiver Bruch (PRINZ & STRAUß 2006). Besonders im Vergleich mit Rotationsrutschungen sind Translationsrutschungen als flachgründig zu beschreiben. Die Größe der Rutschmassen variiert von wenigen Kubikmetern bis hin zu Bewegungen, die einen kompletten Hang über mehrere Kilometer Breite und Länge betreffen können. Bei diesen Dimensionen sind häufig langsame, konstante Kriechprozesse involviert. Typischer sind für Translationsrutschungen allerdings Aktivitätsphasen, in denen sich Bewegungen mit Geschwindigkeiten von mehreren Metern pro Tag ereignen. Im Laufe einer solchen Bewegungsphase kann es u.U. auch zum Zerfallen der Rutschmasse kommen, wobei sich aus feuchten Abschnitten bisweilen Muren entwickeln können (HIGHLAND & BOBROWSKY 2008). Die verlagerte Masse erhält im Zuge der Bewegung oft eine typische wellige Oberflächenmorphologie, die vor allem bei wenig mächtigen Rutschmassen vorkommt (DIKAU et al. 1996a).

Abgelagerte Rutschmassen sind sehr anfällig für eine Reaktivierung, besonders wenn die unterliegende, wasserstauende Gleichschicht vorhanden bleibt. Sicherungsmaßnahmen umfassen insbesondere eine Entwässerung des Hanges durch das Fassen von Quellen und das Umleiten von Abflusslinien. Besonders auf steilen Hängen fällt das Stabilisieren generell aber sehr schwer (HIGHLAND & BOBROWSKY 2008).

Rotationsrutschungen besitzen im Gegensatz dazu annähernd kreis- bzw. schalenförmige Gleitflächen. Diese bilden sich bevorzugt in homogenem Material (HIGHLAND & BOBROWSKY 2008). Wird der Untergrund mit der Tiefe kompakter bzw. fester, entstehen oft abgeflachte schalenförmige Gleitflächen. Treten vorgegebene Trennflächen auf, können auch diese in die Ausbildung der Gleitfläche einbezogen werden (PRINZ & STRAUß 2006).

Die Rotationsbewegung tritt entlang einer rechtwinklig zum Gefälle verlaufenen Rotationsachse auf. Bei einer relativ konstanten Bewegung werden i.d.R. im Verbund stehende Schollen gegen den Hang rotiert und abgesetzt. Dabei findet nur eine vergleichsweise geringe interne Deformation des bewegten Materials statt (HUTCHINSON 1988, HIGHLAND & BOBROWSKY 2008), womit es sich deutlich von Fließmaterial oder Translationsrutschmassen unterscheidet.

HIGHLAND & BOBROWSKY (2008) verorten Rotationsrutschungen vor allem an steileren Hängen zwischen 20 und 40 °. Ihre Bewegungsgeschwindigkeit kann je nach Aktivität von wenigen Zentimetern pro Jahr bis zu mehreren Metern pro Woche reichen. Als Ursache werden meist anhaltende Niederschläge und/oder starke Schneeschmelze beschrieben.

Änderungen der Hangböschung (z.B. durch Erosion am Fuß) können die Bewegung aber ebenso verursachen (VARNES 1978, THE CANADIAN GEOTECHNICAL SOCIETY 1993, CRUDEN & VARNES 1996, DIKAU et al. 1996a, HIGHLAND & BOBROWSKY 2008). Die Größenordnungen der Rotationsflächen wie auch der Schollen können vollkommen verschieden sein und von wenigen Quadratmetern bis hin zu rund einem Hektar reichen (THE CANADIAN GEOTECHNICAL SOCIETY 1993).

Rotationsrutschungen gelten als typisch für Formationen mit Gesteinen unterschiedlicher Härte, wie beispielsweise Mergel/Tone und Kalk- oder Sandsteine (DIKAU et al. 1996a), wobei sich die Rotationsfläche jeweils im weicheren Material bildet. Entsprechend häufig wurden sie bei Studien an Schichtstufen wie der Schwäbischen Alb verzeichnet (vgl. u.a. KRAUT 1995, THEIN 1997, TERHORST 1997, BIBUS 1999). Ferner bilden sie sich auf Hängen mit einer mächtigen Regolithdecke, auf vegetationsarmen Hängen oder in harten Gesteinsschichten mit stark zerklüfteter Struktur (VARNES 1978).

Nach der Bewegung sind die Schollen oft noch als zusammenhängende Einheiten erkennbar. Typischerweise besitzen sie häufig eine relativ ebene Schollenoberfläche, welche sich zwischen der versteilten Abrisswand (hangaufwärts) und der ebenfalls steileren Schollenfront (hangabwärts) erstreckt. Das Gelände zeigt sich häufig als recht wellig, besonders wenn mehrere Schollen vorliegen.

Da die mitunter sehr großen Schuttmassen nur schwer zu stabilisieren sind, sind sekundäre Rutschungen bzw. eine Reaktivierung der Bewegung nicht selten (vgl. u.a. CRUDEN & VARNES 1996, DIKAU et al. 1996a, CLAGUE & STEAD 2012).

2 Methodik

Wie bereits im Einführungskapitel beschrieben, verfolgt die vorliegende Arbeit einen vielfältigen Katalog an Methoden, um die abgelaufenen Massenbewegungen, den Aufbau und der Beschaffenheit der Hänge sowie die Stabilität der Rutschmassen zu untersuchen. In diesem Kontext orientiert sich die verwendeten Methoden am klassischen Ansatz von MCCANN & FORSTER (1990), welcher in Bezug auf die Stabilitätsbeurteilung von Rutschgebieten die Analyse verschiedener Parameter in den Vordergrund stellt. Neben (1) der Fläche (= horizontale Ausdehnung) und (2) der Mächtigkeit (= vertikale Ausdehnung) der Rutschung und deren Ablagerung stehen Untersuchungen zum (3) Hangwasser sowie der (4) Materialzusammensetzung und -charakteristika im Mittelpunkt. Im Rahmen der verschiedenen Methoden fokussieren die verwendeten Analysen unterschiedliche Maßstäbe, von der Makroebene (Kartierung des Rutschhanges) über die Mesoebene (Hydrologie, Profilanalysen) bis hin zur Mikroebene (Mikromorphologie).
Im folgenden Kapitel sollen die Untersuchungsmethoden näher vorgestellt werden. Dabei erfolgt zunächst jeweils eine allgemeine Einführung in die Verwendung und Verbreitung der Methodik, bevor im Anschluss die spezifische Anwendung und Ausführung im Rahmen der vorgenommenen Untersuchungen detailliert erläutert wird. Im Rahmen der Ergebnisse und Dateninterpretation werden zu Beginn der jeweiligen Kapitel die Durchführung, Eignung und etwaige aufgetretene Probleme der unterschiedlichen Untersuchungsmethoden dargelegt.

2.1 Geomorphologische Kartierung

Grundlage einer jeden fundierten geomorphologischen Arbeit ist die Aufzeichnung und Verortung der im Untersuchungsgebiet vorherrschenden Oberflächenverhältnisse und -formen. In Abhängigkeit von Fragestellung und Ziel der Untersuchungen entstehen darauf ausgerichtete geomorphologische Karten. Vor dem Hintergrund einer Rekonstruktion älterer Massenbewegungsprozesse und einer Einschätzung aktueller Hangstabilitätsverhältnisse stellt eine geomorphologische Detailkartierung einen fundamentalen Arbeitsschritt dar (vgl. HUTCHINSON 1995, MCKEAN & ROERING 2004). Die Zusammenhänge zwischen Massenbewegungen und daraus resultierenden morphologischen Geländeformen stellt eine klassische Fragestellung auf dem Gebiet der

Massenbewegungsforschung dar und wurde entsprechend vielfach diskutiert (vgl. u.a. HANSEN 1984, DIKAU & SCHMIDT 2001, KORUP 2004, MCKEAN & ROERING 2004, GLENN et al. 2006).

Die Bedeutung geomorphologischer Kartierungen von Massenbewegungen ist dabei auf einige allgemein gültige Grundlagen zurückzuführen (vgl. u.a. HANSEN 1984, HUTCHINSON 1995, DIKAU et al. 1996b, CRUDEN & VARNES 1996, HIGHLAND & BOBROWSKY 2008). Als zentraler Aspekt gilt, dass Massenbewegungen, egal welchen Typs, im Gelände in der Regel deutlich sichtbare morphologische Spuren hinterlassen, durch welche die lokale Topographie nachhaltig verändert bzw. gestört wird. Je nach Typ (z.B. Fließung, Sturz, Rutschung usw.) und Intensität der Bewegung resultieren charakteristische Formen, so dass generell vergleichbare Massenbewegungen meist eine ähnliche morphologische Signatur hinterlassen. Aus den vorhandenen Formen lassen sich Aussagen zu Aktivität, Ausmaßen, Alter und nicht selten auch dem Auslöser ableiten. Basierend auf den Kartierungen entsteht somit ein grundlegendes Verständnis der vorliegenden Massenbewegungsprozesse, welches die lokalen bzw. regionalen Geländeverhältnisse mit einschließt und daher häufig auch auf angrenzende Gebiete übertragbar ist. Gleichzeitig stellen die Kenntnisse vergangener Prozesse und Verhältnisse den Schlüssel zu einer möglichen Einschätzung künftiger Gefährdungen dar.

Je nach Maßstab und Detaillierungsgrad der Geländekartierung muss eine Kartiergrundlage entsprechend hochaufgelöst sein, um eine korrekte Abbildung der kartierten Objekte gewährleisten zu können (GLENN et al. 2006). Aufgrund der rasanten Entwicklung der Computer- und Fernerkundungstechnik innerhalb der letzten rund drei Jahrzehnte heben sich moderne Kartierungen deutlich von älteren Geländeaufnahmen ab (SCHROTT et al. 2013), da sie deutlich detaillierter und tiefgreifender sind und somit ein Vielfaches an Erkenntnissen erlauben. So liefern beispielsweise die aus luftgestützten LiDAR-Daten (Light detection and ranging) gewonnenen digitalen Geländemodelle detaillierte Informationen über die Beschaffenheit der Erdoberfläche (VAN WESTEN et al. 2003) und erlauben allgemein eine präzisere Kartierung von Reliefeinheiten und verschiedenen reliefuntergeordneten Formen (MINAR & EVANS 2008). Aufgrund der Bedeutung der morphologischen (Oberflächen)Formen für die Beurteilung von Rutschungen bzw. Rutschungstypen ist die Verwendung solcher hochaufgelöster Datengrundlagen für moderne Geländekartierungen mittlerweile gängige Methode, unabhängig von deren Maßstab (MONTGOMERY et al. 2000, LEE 2001, CROSTA & AGLIARDI 2002).

Die Kartierungen der nordbayerischen Untersuchungsgebiete basieren auf aktuellen, hochaufgelösten, digitalen Geländemodellen (DGM, 1 m Auflösung, LVG BAYERN). Aus dem jeweiligen DGM wurden unter Verwendung der Software ArcGIS (ESRI) verschiedene

Derivate abgeleitet, welche die Kartierungen unterstützten. Hierbei zu nennen sind in erster Linie *Hillshades* (Schattenmodelle), *contour lines* (Höhenlinien), *slope gradients* (Hangneigungen) und *surface curvature* (Oberflächenwölbung). Anhand dieser Kartiergrundlagen konnte eine präzisere Visualisierung und Verortung der aufgezeichneten Land- bzw. Oberflächenformen im Kartiergebiet ermöglicht werden. Gleichzeitig werden Probleme mit GPS-Abweichungen vermieden, welche in vielen geomorphologischen Karten gewisse Ungenauigkeiten verursachen.

Die Visualisierung der kartierten Formen erfolgte in Abhängigkeit von der Größe des Kartiergebiets im Maßstab 1 : 2.000 (Ebermannstadt) bzw. 1 : 1.000 (Wüstendorf und Gailnau). Im Vordergrund stand eine übersichtliche Dokumentation der relevanten Geländeformen und Einheiten zum jeweiligen Rutschungsareal. Mit Ausnahme kleinerer Modifikationen entsprechen die verwendeten Signaturen für Stufen, Hänge, Oberflächen- und Vertiefungsformen dem Kartierschlüssel von BIBUS (1999), welcher speziell für Massenbewegungen entwickelt wurde. Besagter Kartierschlüssel selbst basiert wiederum auf der geomorphologischen Kartieranleitung von LESER & STÄBLEIN (1978).

Die vorgenommenen geomorphologischen Detailkartierungen verfolgten dabei die Realisierung mehrerer Teilziele. Im Vordergrund stand zunächst eine rein deskriptive Beschreibung des Geländes mit Stufen, Versteilungen, Flachbereichen usw. In einem ersten Verarbeitungsschritt wurden aus diesen Daten morphologische Großformen wie Abrisse und Akkumulationsbereiche interpretiert. Daran anknüpfende Geländekartierungen konzentrierten sich verstärkt auf die Beurteilung der Oberflächenmorphologie sowie von untergeordneten Formen. Um eine Unterscheidung von einzelnen Bewegungsprozessen und deren präziser Rekonstruktion zu ermöglichen, wurde dabei stets ein besonderes Augenmerk auf die präzise Verortung der Formen am Hang gelegt.

Die auf diese Art und Weise angefertigten Karten eröffnen einen kompakten und präzisen Überblick über die morphologischen Verhältnisse im jeweiligen Arbeitsgebiet und dienten zugleich als Grundlage für die Konzeptionierung der weiteren Arbeiten.

2.2 Hydrologisches Monitoring

Die hydrologischen Charakteristika von Hanglagen besitzen im Allgemeinen eine große Rolle hinsichtlich des Auftretens und der Ausprägung von Massenbewegungen. Nach VAN ASCH et al. (1999) ist daher eine Analyse geomechanischer und hydrologischer Eigenschaften an representativen Rutschungen unerlässlich, um die hydrologischen Einflüsse auf das Auslösen von Massenbewegungen in einer Region rekonstruieren zu können. Gleiches gilt in Bezug

auf Prognosen, Modellierungen und Sicherung von (potentiellen) Hangbewegungen (YEH & LEE 2013).

Im Falle flachgründiger Rutschungen wirken sich im Allgemeinen vor allem die Infiltration von Niederschlagswasser, die damit zusammenhängende Bodenwasserspannung und der Bodenwasserfluss sowie der rasche Anstieg des Grundwassers bei Starkregenereignissen positiv auf das Auslösen von Massenbewegungen aus (vgl. u.a. HANEBERG & ONDER GOCKE 1994, BAUM & GODT 2010, YEH & LEE 2013), da es vergleichsweise leicht zu einem Anstieg des Wassergehalts im Boden bis in Bereiche der Fließgrenze kommt (VAN ASCH & SUKMANTALYA 1993).

Demgegenüber werden tiefgründige Rutschungen vor allem durch einen erhöhten Porenwasserdruck an der Gleitfläche verursacht. Da dies insgesamt höhere Wassermengen voraussetzt, sind in dieser Beziehung besonders länger anhaltende Niederschlagsphasen von Bedeutung (VAN ASCH et al. 1999). Untersuchungen belegen diesbezüglich eine hohe zeitliche Variabilität, von einigen Tagen (vgl. u.a. CASAGLI et al. 2006, GUZZETTI et al. 2008, IVERSON et al. 2015), bis hin zu mehreren Monaten (vgl. u.a. WEN et al. 2004, PROKESKOVA et al. 2013).

Ferner zeigte sich, dass erhöhte Bodenfeuchtigkeiten über kurze Zeiträume durchaus mehrfach für instabile Bodenverhältnisse sorgen können, ohne dass Hangbewegungen initiiert werden. Dies impliziert einerseits die Bedeutung länger anhaltender Phasen der Instabilität für das Auslösen von Massenbewegungen (RAY et al. 2011), andererseits verdeutlicht es die Notwendigkeit eines hydrologischen Monitorings, um diese Phasen ausweisen zu können.

Auf Basis der Kenntnisse zur Hang-, bzw. Rutschungsmorpholgie sollte die Gültigkeit dieser allgemeinen Thesen in den Untersuchungsgebieten validiert werden. Darüber hinaus sollte das Monitoring über einen mehrjährigen Zeitraum ermöglichen, Aussagen hinsichtlich der Reaktion des Bodenwassergehaltes der Rutschmassensedimente auf den Eintrag von Wasser treffen zu können.

Eine Ausweisung von Schwellenwerten für kritische Regenmengen und/oder Bodenfeuchtigkeiten ermitteln, welche zum Auslösen von Rutschungen führen (können) (vgl. u.a. CROZIER 1986, TERLIEN et al. 1996) konnte aufgrund der kleinen Stichprobe nicht Ziel der Messungen sein. Vielmehr sollten grundlegende saisonale Charakteristika festgestellt werden, die, nach Möglichkeit, auch auf umliegende Regionen übertragbar sein können.

Der Aufbau der einzelnen Anlagen und die Messstandorte folgten dabei den Ergebnissen aus den zuvor durchgeführten geomorphologischen Kartierungen. An jeder Rutschung umfasst

das Monitoringsystem jeweils einen Niederschlagsmesser am Oberhang und von dort ausgehend insgesamt neun Bodenfeuchtesensoren an drei Profilen.
Bei den Bodenfeuchtesensoren lassen sich generell zwei unterschiedliche Funktionsweisen unterscheiden. Bei FDR-Bodenfeuchtesensoren (Frequent Domain Reflectometry, nach SMITH-ROSE 1993) basiert das Messprinzip auf einer Hochfrequenzmessung, welche den volumetrischen Wassergehalt indirekt über die Dielektrizitätskonstante und damit den Scheinwiderstand des Bodens bestimmt (SCHERZER et al. 1996). TDR-Bodenfeuchtesendoren (Time Domain Reflectometry) zeichnen im Gegensatz dazu anhand eines Widerstands die Laufzeit des reflektierten Signals entlang der Messstifte auf (SPECTRUM TECHNOLOGIES 2009, vgl. außerdem u.a. ROBINSON et al. 2008).
In der Bodenphysik wurden FDR-Sensoren bis vor rund 20 Jahren aufgrund technischer Defizite kaum eingesetzt. Stattdessen griff man meist auf Sensoren mit TDR-Prinzip (Time-Domain-Reflectometry, TOPP et al. 1980) zurück, die auch heute noch mehrheitlich eingesetzt werden. Spätestens seit Mitte der 1990er Jahre existieren allerdings FDR-Sensoren, die ähnlich gute Ergebnisse wie TDR-Sonden liefern (MILLER & GASKIN 1996). Studien zeigen, dass im Vergleich mit den TDR-Sensoren bei modernen FDR-Sensoren einer geringfügig schlechteren Genauigkeit deutlich günstigere Kosten und eine höhere zeitliche Auflösung gegenüberstehen (vgl. u.a. BOGENA et al. 2007, VEREECKEN et al. 2010). Hinzu kommt die Eignung der FDR Sensoren für den Einsatz in steinigem Material (DEVICES 2014).

Die Basiseinheit der im Rahmen dieser Arbeit verwendeten Monitoringsysteme bildet eine T-Warner Wetterstation (Fa. STEPSystems), die auf den iMetos-Systemen (Pessl Instruments) basiert. Die Wetterstation steuert alle Messungen und überträgt die Daten via GPRS an eine gesicherte Internet-Datenbank. Durch Einloggen in die Datenbank können die Messwerte quasi in Echtzeit abgerufen werden. Die Energieversorgung der Station erfolgt per Akku und Solarpanel. Direkt an der Station ist ein Niederschlagsmesser (Wippe) angeschlossen. Mit einer Präzision von 0,2 mm können max. 12 mm Niederschlag pro Minute aufzeichnet werden (Messfehler laut Hersteller max. 5%).
Die Messung der Bodenfeuchte erfolgt an den Untersuchungshängen in je einem Profil am Ober-, Mittel- und Unterhang (siehe Kap. 2.2 sowie 6.1, 6.2 und 6.3). Nach Möglichkeit wurden die Profile so angelegt, dass die Lagen oberhalb des Abrisses bzw. der Abriss selbst, die Gleitschicht sowie die unmittelbare Front der Rutschung abgedeckt wurden. In jedem Profil wurden drei Feuchtesensoren (insg. 9 Feuchtesensoren pro Rutschung) in unterschiedlichen Horizonten zwischen 30 und 210 cm Tiefe installiert. Die drei

Profilsensoren laufen in einem Interface zusammen, wobei diese Interfaces über ein vieradriges Kabel untereinander und mit der Basisstation verbunden sind (siehe Abb. 2).
Der Messbereich der verwendeten FDR-Sensoren (HS 10, Decagon Devices, näheres siehe Kap. 2.2) reicht nach Herstellerangaben bis 57 % Wassergehalt, was im Vorfeld der Messungen als ausreichend angesehen wurde. Die Auflösung von 0,1 % und eine Genauigkeit von 3 % (DEVICES 2014) waren für die Fragestellung ebenfalls ausreichend. Für die Messungen in Mineralböden wurden die Sensoren standardmäßig vorkalibriert, so dass keine weiteren Anpassungen vor Ort notwendig wurden. Die Bodenfeuchte im Monitoring wird benutzerdefiniert in Intervallen von 2 Stunden gemessen. Entsprechend ist der Abruf der Daten für diese Intervalle möglich, so dass vor einem möglichen Rutschereignis eine präzise Analyse zur Entwicklung der Bodenfeuchte möglich ist. Da es im Untersuchungszeitraum allerdings nicht zu einem solchen Ereignis kam, basieren die präsentierten Ergebnisse auf Tageswerten, die als Durchschnitt aus den 12 Einzelwerten errechnet werden.

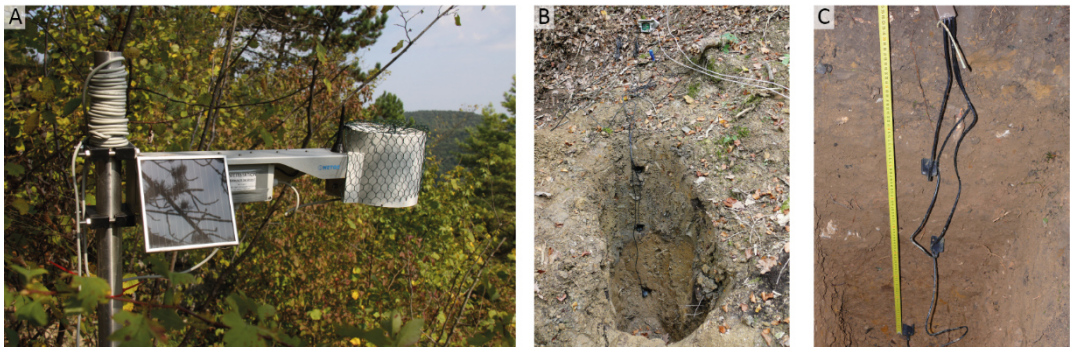


Abb. 2: Aufnahmen der Basis- und Sendestation mit Regenmesser (A); in Profile eingebaute Bodenfeuchtelogger (B u. C)

Ergänzend zu den Monitoringstandorten wurden auch in den weiteren Profilen Bodenfeuchtigkeitsmessungen durchgeführt. In diesen Fällen kam ein FieldScout TDR 100 Soil Moisture Meter (Spectrum Technologies) zum Einsatz. Für eine korrekte Messung werden materialspezifische Messstifte unterschiedlicher Länge verwendet und eine gesonderte Konfiguration gewählt, die zwischen Standard-Mineralböden und Böden mit hohem Tongehalt unterscheidet. Bei den vorliegenden Messungen wurden entsprechend der Herstellerhinweise die kurzen Messstifte (3,0“, 7,5 cm) sowie in den meisten Fällen die für Böden mit hohem Tongehalt vorgesehene Messkonfiguration („Hi-Clay“) gewählt.
Allgemein zeigen Vergleiche zwischen TDR und FDR Sensoren häufig, dass die FDR-Sensoren die Feuchtigkeitswerte mitunter geringfügig überschätzen, was besonders bei

Werten über 40 % Wassergehalt der Fall ist (vgl. u.a. SCHERZER et al. 1996, ROBINSON et al. 2008, MITTELBACH et al. 2012). Auch im Vorlauf der vorliegenden Untersuchungen wurden die Messwerte der beiden Instrumente in den Monitoringprofilen miteinander verglichen. Ein einheitlicher Trend (Über- oder Unterschätzen der Werte) war dabei zwischen beiden Geräten nicht festzustellen. Die Messwerte unterschieden sich zwar häufig um wenige Prozentpunkte, da allerdings nie zweimal die exakt selben Messpositionen verwendet werden konnten, kommen für diese Abweichungen auch völlig natürliche Unterschiede in Frage. Aufgrund der prinzipiellen Übereinstimmung der Werte war im Nachhinein keinerlei Notwendigkeit zu Anpassungen der Werte gegeben.

2.3 Geophysik

Während sog. direkte Methoden (z.B. Bohrungen) nur punktuell Informationen über den Aufbau des Untergrundes liefern, erlauben moderne geophysikalische Methoden (z.B. Geoelektrik, Refraktions- oder Reflexionsseismik, Georadar, Gravimetrie, Geomagnetik) eine zwei-, bisweilen auch dreidimensionale Erfassung der oberflächennahen Schichten. In der Geomorphologie finden dabei besonders Georadar (ground-penetrating radar GPR), Gleichstrom-Geoelektrik sowie Refraktionsseismik Anwendung (GILBERT 1999). Im Vergleich mit Bohrungen erweisen sich diese Methoden zudem als wesentlich mobiler und kostengünstiger.

Anhand geophysikalischer Sondierungen werden unterschiedliche physikalische Eigenschaften im Untergrund ermittelt (u.a. elektrische Leitfähigkeit, Dichte), auf Basis derer eine Interpretation von Schichtungen, Mächtigkeiten und Strukturen im Untergrund ermöglicht wird (KNÖDEL et al. 2005, HAUCK & KNEISEL 2008, SCHROTT & SASS 2008, REYNOLDS 2011). Deren Differenzierung und Unterscheidung ist dabei nachhaltig von den hervorgerufenen Kontrasten innerhalb der physikalischen Eigenschaften abhängig, welche entsprechende Interpretation erst ermöglichen (SCHROTT & SASS 2008).

Aufgrund ihrer Vorteile in Bezug auf eine einfache Anwendung und die Aussagekraft der Ergebnisse im Vergleich zu anderen Methoden (z.B. Bohrungen) fanden geophysikalische Methoden innerhalb der letzten Jahrzehnte zunehmend Anwendung in verschiedenen geomorphologischen Fragestellungen. Neben der Detektion von Permafrost (z.B. VON DER MÜHLL et al. 2002, KNEISEL 2003, KNEISEL & HAUCK 2003, KRAUTBLATTER & HAUCK 2007) oder Sedimentablagerungen (u.a. OTTO & SASS 2006), stellt die Untersuchung von Rutschungen bzw. Rutschmassen eines der Haupteinsatzgebiete für geophysikalische Methoden im Allgemeinen dar (SCHROTT & SASS 2008). Im Fokus des Interesses stehen

dabei in erster Linie Aufschlüsse über die materielle Beschaffenheit und Strukturen von Rutschmassenablagerungen, ebenso wie die Ausweisung einer Gleitfläche und deren Tiefenlage (vgl. z.B. MCCANN & FORSTER 1990, HACK 2000, BICHLER et al. 2004, FRIEDEL et al. 2006, JONGMANS & GARAMBOIS 2007, SOCCO et al. 2010). Die variablen Einsatzmöglichkeiten geophysikalischer Methoden erlauben dabei sowohl die Sondierung flacher Rutschungen (vgl. WETZEL et al. 2006) wie auch deutlich mächtigerer Ablagerungen (PERRONE et al. 2004, AGNESI et al. 2005). Um die Aussagekraft einzelner Sondierungen zu erhöhen, empfiehlt es sich, mehrere Methoden miteinander zu kombinieren (vgl. u.a. MAURITSCH et al. 2000, BICHLER et al. 2004; SCHROTT & SASS 2008). Im Falle von Rutschungen bietet sich diesbezüglich vor allem die Kombination von 2-D-Gleichstrom-Geoelektrik und Refraktionsseismik an. Das Georadar stellt mitunter nur bedingt eine sinnvolle Ergänzung dar, da es in feinmaterialreichen (elektrische leitfähigen) Sedimenten keine zuverlässigen Resultate liefert (SCHROTT & SASS 2008). Entsprechend ist das GPR für die Sondierung von Rutschmassenablagerungen häufig nur wenig dienlich (v.a. wenn tonige Schichten das Untersuchungsgebiet prägen).

Geoeletrik und Refraktionsseismik eignen sich demgegenüber gut für den Einsatz in/an heterogenen Rutschhängen sowie für die allgemeine Erfassung von Sedimentmächtigkeiten und Strukturdifferenzen (SCHROTT & SASS 2008). Allgemeine Voraussetzung für einen erfolgsversprechenden Einsatz der Geoelektrik ist eine gute Ankopplung bzw. Verbindung zwischen den verwendeten Elektroden und dem Untergrund. Entsprechend stellen blockiges Material oder ein extrem ausgetrockneter Untergrund häufig Probleme dar (SCHROTT & SASS 2008). Konflikte in dieser Beziehung können allerdings leicht durch den Einsatz ausreichend langer Elektrodenspieße (30 cm oder länger) und einem entsprechend abgestimmten Messzeitraum verhindert werden. Anhand der mitunter deutlichen Leitfähigkeitsunterschiede zwischen unverfestigter Akkumulationsmasse, verlagerten Blöcken und anstehendem Gestein eignet sich v.a. die Geoelektrik i.d.R. gut als primäre Sondierungsmethode an Rutschhängen, welche durch strukturelle Informationen (z.B. Zerrüttungsgrad des Gesteins) aus refraktionsseismischen Sondierungen ergänzt werden (SCHROTT & SASS 2008, vgl. u.a. BICHLER et al. 2004).

Eine weiterführende Übersicht über die Anwendung von geophysikalischen Sondierungen innerhalb der Rutschmassenanalyse geben JONGMANS & GARAMBOIS (2007), die Vor- und Nachteile einzelner geophysikalischer Methoden in der Praxis diskutieren SCHROTT & SASS (2008).

Im Folgenden sollen die Funktionsweise und das Messverfahren der hier verwendeten geoelektrischen und refraktionsseismischen Sondierungen näher erläutert werden.

2.3.1 Gleichstrom-Geoelektrik

Die Durchführung geoelektrischer Messungen (kurz ERT: electric resistivity tomography) basiert im Allgemeinen auf einer Vierpunktanordnung, bei der über zwei geerdete Stromelektroden A und B ein Gleichstrom in den leitfähigen Untergrund eingespeist wird. Auf diese Art und Weise wird im Untergrund ein räumliches Potentialfeld aufgebaut, wobei die elektrische Leitfähigkeit bzw. der Widerstand von lokalen Strukturen im Untergrund beeinflusst wird. Zwei weitere Elektroden (Potentialsonden) M und N messen die Potentialdifferenzen innerhalb des Potentialfeldes (siehe Abb. 3).

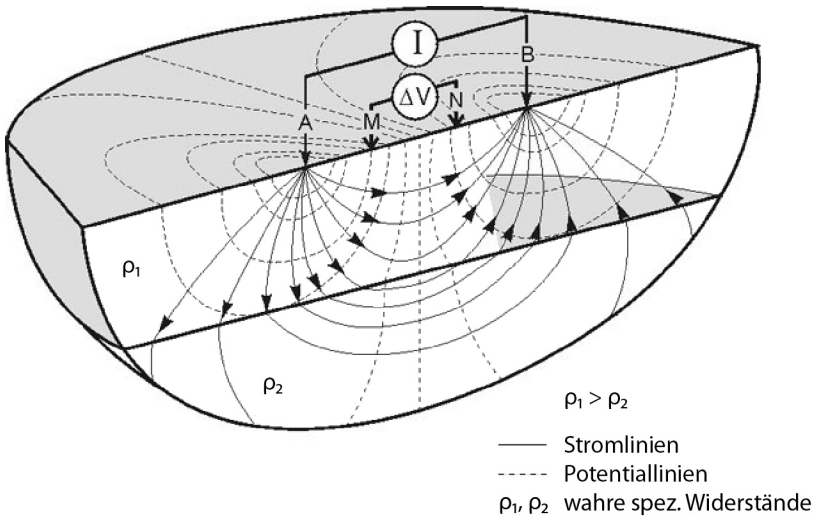


Abb. 3: Funktionsweise der Geoelektrik (aus KNÖDEL et al. 2005, verändert)

Eine Steuereinheit regelt dabei das automatische Umschalten zwischen verschiedenen Elektrodenkonfigurationen. Anhand der aufgezeichneten Daten wird zunächst eine zweidimensionale *Pseudosection* aus Scheinwiderständen des Untergrundes erstellt, ehe anhand von Inversionsberechnungen das tatsächliche Modell des Untergrunds kalkuliert wird (siehe unten, vgl. KNÖDEL et al. 2005, SCHROTT & SASS 2008, REYNOLDS 2011).

Die Auflösung sowie die maximale Sondiertiefe der Messungen sind abhängig von den einzelnen Elektrodenabständen (spacing), der Gesamtzahl der Elektroden pro Auslage und dem jeweiligen Messverfahren (Wenner, Wenner-Schlumberger, Dipol-Dipol o.ä., siehe unten; vgl. TELFORD et al. 1990, KNÖDEL et al. 2005, REYNOLDS 2011). Eine Kombination mehrerer Einzelauslagen zu einem längeren Gesamtprofil (wie auch in dieser Arbeit angewendet) ist im Rahmen der Datenprozessierung am PC möglich.

Die Berechnung der Widerstandswerte (ϱ_a) im Untergrund erfolgt auf Basis des Ohm'schen Gesetzes unter Berücksichtigung der Stromstärke (I), der Potentialdifferenz (ΔV) und dem Geometriefaktor K:

$$\varrho_a = K \frac{\Delta V}{I}$$

Dabei beschreibt ϱ_a keine direkte tatsächliche physikalische Eigenschaft des Untergrundes, sondern vielmehr den bereits erwähnten scheinbaren spezifischen Widerstand aus einem homogenen Medium (welches in der Natur so nicht auftritt). Die tatsächlichen spezifischen Widerstände (ϱ_s) der Materialien werden durch die Inversion kalkuliert (REYNOLDS 2011).
Generell ist die Leitfähigkeit der meisten gesteinsbildenden Minerale vergleichsweise niedrig, wobei ihr Einfluss auf die Widerstandsverhältnisse im Untergrund nur als gering anzusehen ist (KNÖDEL et al. 2005, REYNOLDS 2011). Größere Bedeutung besitzen hingegen die Porosität, Wassersättigung (sowie Art/Reinheit des Wassers) und Konnektivität des Bodenraums.

Basierend auf den beschriebenen physikalischen Hintergründen stellt sich die Verbindung bzw. Ankopplung zwischen Elektroden und dem sondierten Untergrund als entscheidend für eine erfolgreiche geoelektrische Messung dar. Während sich trockenes oder extrem grobblockiges Material entsprechend als wenig geeignet erwiesen hat, konnten in feinkörnigen bzw. lehmigen und feuchten Untergründen sehr gute Ergebnisse erzielt werden (vgl. u.a. BICHLER et al. 2004, JONGMANS & GARAMBOIS 2007, SCHROTT & SASS 2008). Aus diesem Grund eignen sich Rutschgebiete im Allgemeinen und die im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Standorte im Besonderen für geoelektrische Sondierungen. Die mitunter mangelhafte Datenauflösung in größerer Tiefe, ein typischer Schwachpunkt der Geoelektrik, kommt bei den vorliegenden Untersuchungen nur bedingt zum Tragen, da die relevanten Sondierbereiche i.d.R. in vergleichsweise geringen Tiefen (= oberhalb von 20 m) lagen.
Neben der vollständigen Sondierung der Rutschkörper - um erste Aussagen über deren Tiefenlage zu ermöglichen bzw. zu vergleichen (u.a. MÜLLER 1957) - stand die Beschreibung von Strukturen sowohl in den Rutschkörpern selbst wie auch ggf. in der unterlagernden Geologie im Mittelpunkt des Interesses.
Um der Fragestellung gerecht zu werden, musste im Vorfeld der Messungen eine geeignete Konfiguration der Auslagen getroffen werden, die neben einer ausreichenden Tiefenauflösung (tendenziell weiteres spacing, ca. 5 m) gleichzeitig eine detaillierte Sondierung kleinerer und oberflächennäherer Strukturen (tendenziell engeres spacing, ca. 1,5 – 2 m) ermöglicht. Auf Basis der Faustformel, wonach die maximale Eindringtiefe zwischen

einem Drittel und einem Viertel der Gesamtauslagenlänge beträgt, sowie einiger Testsondierungen empfahl sich ein Elektrodenabstand von 3 m als erfolgversprechendster Mittelweg, da dieser die Vorteile beider spacings miteinander vereint.
Zur Gewährleistung einer möglichst idealen Vergleichbarkeit zwischen allen Auslagen, wurde dieses spacing für jede ERT Messung verwendet.
Die Festlegung der Messverfahren erforderte ebenfalls die Berücksichtigung unterschiedlicher Aspekte. Neben einer möglichst zuverlässigen Datenerhebung aus allen Tiefenlagen der Sondierung sollten gleichzeitig bereits geringe Leitfähigkeitsunterschiede erfasst werden, um so auch kleinere Strukturunterschiede im Untergrund abbilden zu können.
Die Wenner-Anordnung (siehe Abb. 4, links) wird allgemein als geeignet für die Kartierung horizontaler Strukturen beschrieben, wobei ihre Robustheit (hohe *signal to noise ratio*, vgl. SCHROTT & SASS 2008, REYNOLDS 2011) eine zuverlässige Ermittlung von Leitfähigkeitsunterscheiden bis in größere Tiefen gewährleistet. Mit Hilfe des sensitiveren Dipol-Dipol-Verfahrens (siehe Abb. 4, rechts) können hingegen auch kleinere horizontale Widerstandsdifferenzen ermittelt werden, weshalb sie eine hervorragende Methode zur Ausweisung vertikaler Strukturen, besonders in Schichten geringerer Tiefe, darstellt (KNÖDEL et al. 2005, SCHROTT & SASS 2008, REYNOLDS 2011, SCHWINDT 2013). Die gegenseitige Ergänzung der beiden Messverfahren schafft in der Kombination eine ideale Grundlage aus flächenhaft verteilten, gleichzeitig aber auch detaillierten Daten, anhand derer präzise Interpretationen der Strukturen im Untergrund ermöglicht werden (vgl. vorangegangene Untersuchungen aus unterschiedlichen Terrains u.a. BOGOSLOVKY & OGILVY 1977, HACK 2000, KNEISEL & HAUCK 2003, BICHLER et al. 2004, GLADE et al. 2005, BELL et al. 2006, SCHWINDT 2013).

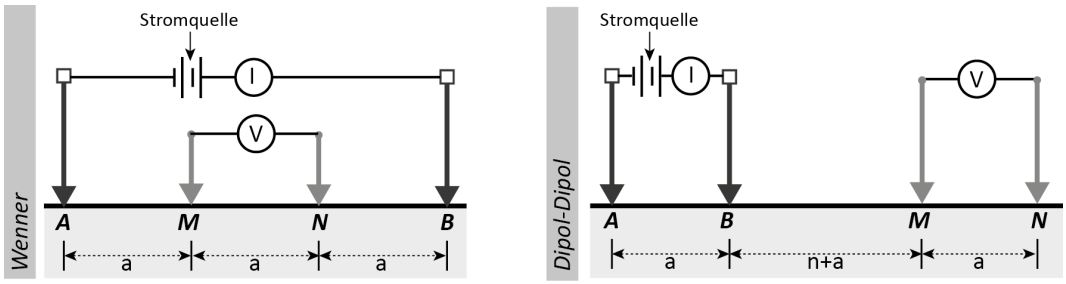


Abb. 4: Geometrie des Wenner-Verfahrens (links) und die Dipol-Dipol-Anordnung (rechts)

Da die Messungen an den drei Standorten mit zwei unterschiedlichen Apparaturen vorgenommen werden mussten, ergaben sich in Bezug auf die verwendeten Kabel und

Auslagenlängen einige Unterschiede. Eine Zusammenstellung der einzelnen Rahmendaten und eine Beschreibung der jeweils verwendeten Messapparaturen gibt Kapitel 2.3.3). Die einzelnen Arbeitsschritte der geoelektrischen Widerstandsmessungen verdeutlicht Abbildung 5.

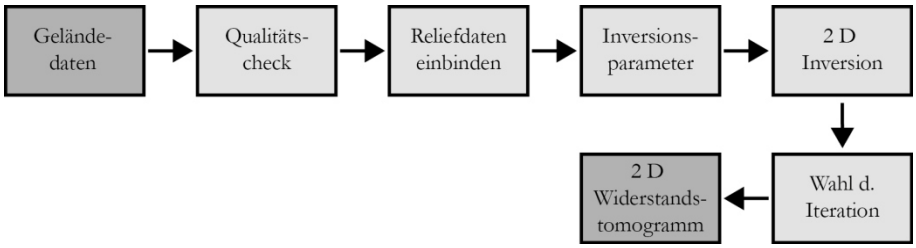


Abb. 5: Vorgehensweise bei der Verarbeitung und Prozessierung der geoelektrischen Messdaten

Ein erster grundlegender Qualitäts-Check der Messdaten erfolgte mit der Software PROSYS II (IRIS Instruments). Hierbei wurden auffällige Fehlerdaten (bsp. negative Werte) manuell aus den Datensätzen gelöscht, wobei sich die Wenner-Messungen als insgesamt wenig fehleranfällig herausstellten. Demgegenüber mussten in den Dipol-Dipol Aufzeichnungen stellenweise größere Anteile der Messwerte (v.a. aus Tiefen > 10 m) gelöscht werden.

Während der Sondierungen wurde die Oberflächentopographie entlang der gesamten Auslage in Schritten von je 1 m Abstand kartiert. Die aufgezeichneten Daten wurden vor dem Inversionsverfahren in die Datensätze eingebaut, um Topographieeffekte (welche v.a. durch raue Oberflächen hervorgerufen werden) bei den Resultaten der Inversionen auszuschließen (vgl. TELFORD et al. 1990).

Die Verknüpfung der Datensätze und die Berechnung der Inversionen am PC erfolgten (nach LOKE 2010) unter Verwendung des gängigen Software-Pakets RES2DINV (Geotomo, LOKE & BARKER 1995) („L1-norm" Inversions-Schema). Durch Einbeziehung eines *extended models*, welches zusätzliche Blöcke an den Seitenrändern sowie unterhalb der Datenmatrix einkalkuliert, konnten die sog. *side block effects* (Störungen in den Randbereichen durch Strukturen mit wenigen Datenpunkten) reduziert werden. Basierend auf den während der Messungen aufgezeichneten Daten, welche als Scheinwiderstände Mittelwerte aus unterschiedlichen Bereichen (abhängig von der Lage der Elektroden A, B, M und N) darstellen, erfolgt die Kalkulation der tatsächlichen Widerstandsverhältnisse im sondierten Untergrund. Innerhalb des eigentlichen Inversionsverfahrens minimiert ein iterativer Prozess fortlaufend die Abweichung zwischen Widerstandswerten und den gemessenen Daten (Details siehe TELFORD et al. 1990, KNÖDEL et al. 2005, REYNOLDS 2011), wobei pro

Inversion jeweils 10 Iterationen angesetzt wurden. Der *RMS-Error* (Root Mean Square) lag gegen Ende der Berechnungen immer unter 3%. Bereiche mit ungenügender Datenabdeckung (z.B. in Folge der Tiefenlage oder durch Messfehler bedingt) wurden in den ERTs grau schattiert.

2.3.2 Refraktionsseismik

Die Basis aller seismischer Messmethoden (Reflexions- und Refraktionsseismik) liegt in der Aufzeichnung von sich ausbreitenden seismischen Wellen in verschiedenen Untergrundmaterialien. Je dichter das Material ist, desto schneller laufen die Wellen. Als Quelle für die Wellen dient ein seismisches Signal (z.B. Explosion, Hammerschlag), welches zu einem bekannten Zeitpunkt 0 ausgelöst wird. Die Laufzeiten der ausgehenden seismischen Wellen werden dabei von Geophonen, welche entlang einer Auslage aufgereiht sind, aufgezeichnet. In Abhängigkeit vom durchlaufenen Material verändern sich die Ausbreitungsgeschwindigkeiten, wobei die Geschwindigkeiten mit der Dichte zunehmen. Die gemessenen seismischen Geschwindigkeiten erlauben es, Rückschlüsse auf die im Untergrund vorkommenden Materialien zu treffen (KNÖDEL et al. 2005, SCHROTT & HOFFMANN 2008, SCHROTT & SASS 2008, REYNOLDS 2011, SCHWINDT 2013). Als Grundvoraussetzung dabei gilt, dass die Dichten der Schichten mit der Tiefe zunehmen müssen (was folglich auch höhere Geschwindigkeiten zur Folge hat). Abbildung 6 verdeutlicht den Aufbau und die grundsätzliche Funktionsweise refraktionsseismischer Messungen.

Die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Wellen definiert sich in Abhängigkeit des Elastizitätsmodules und der Dichte (ϱ) des spezifischen Materials im Untergrund. Generell liegt sie für P-Wellen (Primär- oder Kompressionswellen) höher als für S-Wellen (Sekundär- oder Transversalwellen):

$$V_p = \sqrt{(j/\rho)} \quad \text{und} \quad V_s = \sqrt{(\mu/\rho)}$$

V_p und V_s entsprechen den P- bzw. S-Wellengeschwindigkeiten, ϱ beschreibt die Dichte und j bzw. μ die zugehörigen Elastizitätsmodule für P-Wellen (Longitudinalmodul) und S-Wellen (Schermodul) (SCHROTT & HOFFMANN 2008, REYNOLDS 2011).

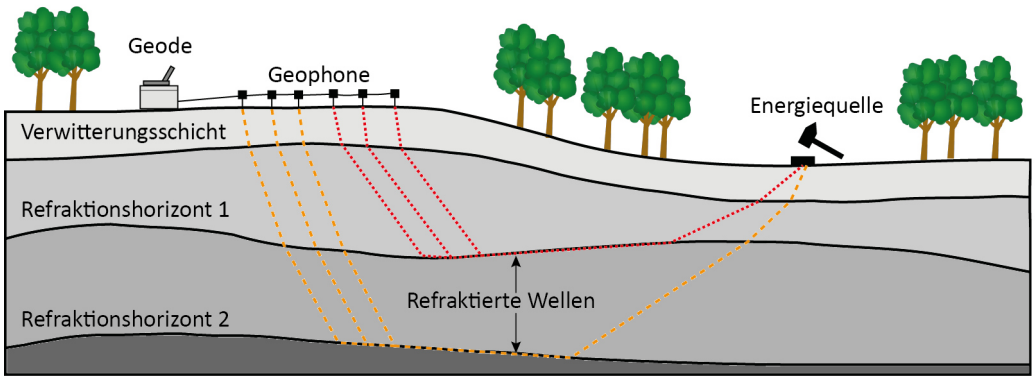


Abb. 6: Aufbau refraktionsseismischer Messungen (nach KNÖDEL et al. 2005, verändert)

Die Kalkulation der Ausbreitungsgeschwindigkeiten von seismischen Signalen zwischen der Quelle und den Geophonen erfolgt anhand einer manuellen Auswahl der Ersteinsätze der P-Wellen am Receiver. Neben den Aufzeichnungen der materialabhängigen Ausbreitungsgeschwindigkeiten von P-Wellen haben seismische Sondierungen ferner die Ortung von Übergängen zwischen Schichten unterschiedlicher akustischer Impedanz zum Ziel (KNÖDEL et al. 2005).

Das Messprinzip der Refraktionsseismik (kurz SRT seismic refraction tomography) illustriert das schematische Laufzeitdiagramm (Abb. 7). Der durch eine externe Kraft (im Bsp. sowie in den vorliegenden Fällen durch einen Hammerschlag) induzierte seismische Impuls breitet sich im Halbraum radial aus. Dabei werden einerseits die Schichten im Untergrund durchdrungen, andererseits breitet sich eine direkte Welle entlang der Oberfläche aus. An Übergängen von Schichten unterschiedlicher Materialeigenschaften kommt es zur Reflexion und Refraktion von P-Wellen. Unter der Annahme, dass sich die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Wellen im Untergrund in Folge einer zunehmenden Dichte erhöht ($V_2 > V_1$) und dass der Auftreffwinkel einen nach dem Snell'schen Gesetz definierten kritischen Winkel erreicht, wird die Welle am Schichtübergang refraktiert. Folglich läuft sie entlang der Schichtgrenze, mit der Geschwindigkeit der unterliegenden (schnelleren) Schicht, wobei sie konstant sog. Kopfwellen generiert, die sich in Richtung der Oberfläche ausbreiten (KNÖDEL et al. 2005, BURGER et al. 2006, REYNOLDS 2011). Sowohl die direkten wie auch die refraktierten Wellen werden von den Geophonen an der Oberfläche verzeichnet und von einem Seismographen aufgezeichnet. Aufgrund der Beschleunigung in tieferen Schichten werden refraktierte Wellen ab einem bestimmten Punkt (*Crossover distance*) eher am Geophon verzeichnet als die direkten Wellen an der Oberfläche (TELFORD et al. 1990, KNÖDEL et al. 2005, SCHROTT & HOFFMANN 2008, REYNOLDS 2011). Die Distanz dieses Offsets errechnet sich aus dem kritischen Winkel und ist abhängig von der Mächtigkeit der überlagernden Schicht sowie des Geschwindigkeitsgradienten von V_1 und V_2. Auf Basis

dieser Wellengeometrie und unter Annahme des entsprechenden Schichtenaufbaus des Untergrundes lassen sich sog. Laufzeitkurven anhand der seismischen Wellen errechnen. Um aus den Laufzeitkurven geologische Schichten erfassen zu können, muss das gewählte Geophon-spacing zwingend niedriger sein als die Distanz der beiden nachfolgenden *Crossover distances*. Entsprechend muss bei geringmächtigen Untergrundschichten ein daran angepasstes enges spacing (max. 1 – 3 m) gewählt werden (SCHROTT & SASS 2008).

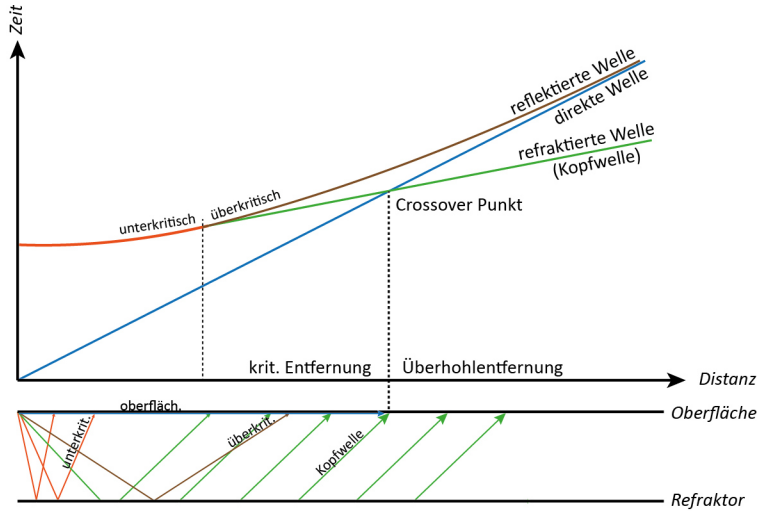


Abb. 7: Schematisches Laufzeitdiagramm für einen 2-Schicht-Fall (eigene Darstellung)

Ein verbreitetes Problem der Refraktionsseismik sind die Vorkommen von *blind* oder *hidden layers* im Untergrund, bei dem einzelne Schichten aufgrund ihrer Materialeigenschaften vom SRT nicht bzw. nicht korrekt erfasst werden (können) (vgl. KNÖDEL et al. 2005, SCHROTT & HOFFMANN 2008, SCHROTT & SASS 2008, REYNOLDS 2011).

Im Falle von geringmächtigen Schichten oder Schichten, deren Geschwindigkeiten (V_2) denen der überlagernden Schicht (V_1) ähneln, können keine entsprechenden Ersteinsätze im Seismogramm verzeichnet werden. Eine häufige Folge dieses *hidden layer effects* ist eine Fehlinterpretation der darunter liegenden Geschwindigkeitsstruktur (V_3) und deren Tiefenlage. Besitzt eine unterlagernde Schicht hingegen eine deutlich geringere Geschwindigkeit als die Schicht darüber (*velocity inversion)*, kommt es zu keiner kritischen Refraktion an der Obergrenze der unteren Schicht. Vielmehr werden die seismischen Wellen weg von der Oberfläche, quasi hinein in das gering dichtere Medium gebrochen so dass keinerlei Kopfwellen entstehen. Folglich können keine refraktierten Welleneinsätze aufgezeichnet werden und die Schicht bleibt vollständig unsichtbar (*blind layer)* (Details siehe

u.a. TELFORD et al. 1990, KNÖDEL et al. 2005, SCHROTT & HOFFMANN 2008, REYNOLDS 2011).

Refraktionsseismische Messungen dienen in erster Lage zur Detektion von Grenzflächen im Untergrund, an denen sich die seismischen Geschwindigkeiten ändern. Aus diesem Grund eigenen sie sich gut, um beispielsweise die Tiefenlage einer Rutschmasse (im Kontrast zum anstehenden Gestein) zu sondieren oder um Aufschluss über spezifische Materialzustände von oberflächennahen Ablagerungen zu geben. Materialunterschiede innerhalb einer heterogenen Rutschmasse werden i.d.R. hingegen nur unzureichend abgebildet. Aus diesen Gründen dienten die refraktionsseismischen Messungen im Rahmen dieser Arbeit in erster Linie der Komplementierung der ERT-Messungen.
Die Messungen wurden jeweils mit einem 24-Kanal-Seismographen (Geode, Firma Geometrics) durchgeführt. Lediglich der Verlauf der Auslagenprofile war bereits im Vorfeld durch die ERT Messungen vorbestimmt. Die jeweilige Geometrie (Geophon-spacing, Anzahl der Auslagen, Offset Shots, Anzahl der Shots usw.) wurde individuell vor Ort festgelegt, wobei besonderer Wert auf eine hohe Vergleichbarkeit mit den ERT-Daten gelegt wurde.
Die Auflösung und Eindringtiefe der SRT Messungen wird neben dem Geophon-Spacing von der Distanz der Offset-Shots sowie der Anzahl der Schusspunkte beeinflusst. Nach Schrott & Hoffmann beträgt die maximale Sondiertiefe dabei zwischen 1/3 und 1/5 der Gesamtauslage.
Bei gleichzeitiger Rücksicht auf die lokalen Verhältnisse wurde vor diesem Hintergrund bei allen Auslagen ein Geophon-Spacing von 3 m gewählt, welches zum einen erneut den optimalen Kompromiss aus Detailschärfe und Tiefenauflösung vereint (vgl. Geoelektrik) und zum anderen die erwünschten Sondiertiefen von rund 20 m (+/- 5 m) realisieren lässt. Darüber hinaus ergibt sich durch das gleiche Spacing wie bei den Geoelektrik-Auslagen eine optimale Vergleichbarkeit der Daten beider Sondiermethoden.
Die Anzahl der Schusspunkte steht in Abhängigkeit von der zu erwartenden Komplexität der Verhältnisse im Untergrund. Da besonders große Rutschkörper (wie z.B. in Ebermannstadt und Gailnau) sehr heterogene Verhältnisse versprechen, empfahl sich eine Ansetzung der Schusspunkte zwischen jedem Geophon sowie zwei zusätzlichen Offset-Shots im Abstand von 3 m vor dem ersten, resp. nach dem letzten Geophon (vgl. KNÖDEL et al. 2005, SCHROTT & HOFFMANN 2008, REYNOLDS 2011).
Zur Erzeugung des seismischen Signals wurde ein 5 kg schwerer Vorschlaghammer verwendet, mit einer Schlagplatte aus Stahl als Unterlage. Federnde Schichten aus Streu, Moss oder anderem organischem Material wurden im Vorfeld entfernt, so dass eine feste

Lage der Schlagplatte auf dem Untergrund gewährleistet war. Pro Schusspunkt wurden jeweils 10 Schläge (*stacks*) durchgeführt, wodurch der Einfluss etwaiger einzelner Datenausreißer minimiert wird. Die Seismogramme jedes stacks werden jeweils automatisch summiert, so dass an jedem Schusspunkt nur ein zusammenfassendes Seismogramm abgespeichert wird (SCHROTT & SASS 2008).
Erneut wurde zudem die genaue Topographie der Auslagenprofile anhand der Vertikaldistanz zwischen benachbarten Geophonen aufgezeichnet.

Das Prozessieren der Daten sowie die Rechnung der Inversionen (vgl hierzu auch Abb. 8) erfolgte anhand des Software-Pakets *SeisImager/2D* (Geometrics) und den darin enthaltenen Modulen *PICKWIN* und *PLOTREFA*. Mit Hilfe von *PICKWIN* erfolgten ein erster Qualitätscheck der aufgezeichneten Daten und das gleichzeitig durchgeführte Picken der Ersteinsätze aus allen Schusspunkten. Um möglichst präzise Daten zu erhalten, wurde besonderer Wert auf die Auswahl eindeutiger Ersteinsätze gelegt. Waren entsprechende Signale nicht vorhanden, was teilweise bei vom Schusspunkt weiter entfernten Geophonen mitunter der Fall war, wurden keine Ersteinsätze markiert.
Die eigentliche Datenprozessierung erfolgte im Anschluss unter Verwendung von *PLOTREFA*. Als Startmodell wurde ein klassisches Schichtenmodell gewählt, welches ansteigende Geschwindigkeiten mit der Tiefe voraussetzt. Unter Annahme einer geologisch härteren Schicht aus anstehendem Gestein, welche die jeweilige Rutschmasse unterliegt, war diese Bedingung in allen Fällen erfüllt. Analog zu den stets einheitlichen Messparametern wurden auch für das Startmodell übereinstimmende Werte angenommen. Die maximale Eindringtiefe lag per Definition bei 20 m, unterteilt in max. 15 Schichten bei Geschwindigkeiten von min. 0,3 km/Sek. bis max. 3,0 km/Sek.
Vor Berechnung der eigentlichen Inversionen wurden die im Gelände aufgezeichneten Topographien in die Datensätze eingebunden, um entsprechende Topographie-Effekte mit in die Berechnungen einfließen lassen zu können. Analog zu dem bei SCHWINDT (2013) beschriebenen Vorgehen, wurde die Zellgröße im Horizontalmodell quasi indirekt verkleinert, indem das Geophon-Spacing in der Topographie-Datei entsprechend justiert wurde (die Zellgröße entspricht jeweils dem Spacing, lässt sich allerdings nicht direkt ändern).
Im Zuge der tomographische Inversion (*Least square Verfahren*) werden die minimalen Laufzeiten zwischen Signalquelle und Aufnehmer (Geophon) kalkuliert. Das Modell startet mit einem festgelegten Initialmodell und entwickelt iterativ die Strahlenverläufe (*raytraces),* wobei zunächst der Verlauf von Quelle zu Geophon und die theoretische Laufzeit kalkuliert werden, ehe der Abgleich zu den tatsächlich gemessenen Laufzeiten erfolgt. Anhand dieser

Laufzeitdifferenzen wird das Modell im Zuge mehrfacher Iterationsschritte kontinuierlich angepasst, um den RMS-Fehler zwischen den kalkulierten und den gemessenen Daten nach Möglichkeit zu minimieren. Das Ende der Iterationen erfolgt bei Erreichen eines Abbruchkriteriums (max. Anzahl an Iterationen oder Unterschreiten des definierten Fehlers). Im finalen Modell werden die Strahlenverläufe mit der geringsten Laufzeit durch die Untergrundschichten von der Quelle zum Receiver dargestellt. Basierend auf der Dichte der Strahlenverläufe können gut und weniger optimal abgedeckte Bereiche im Tomogramm ausgewiesen werden (je dichter die *raytraces*, desto besser die Datenauflösung).
In einem letzten Schritt wurden die zweidimensionalen Geschwindigkeitsmodelle mit Hilfe der Software GEOPLOT (Fa. Geometrics) berechnet. Areale mit unzureichender Datenabdeckung (Randbereiche, Untergrenzen) sind in den Tomogrammen (Abb. 32, Abb. 33 und Abb. 34) schattiert und wurden nicht mit in die Interpretation einbezogen.

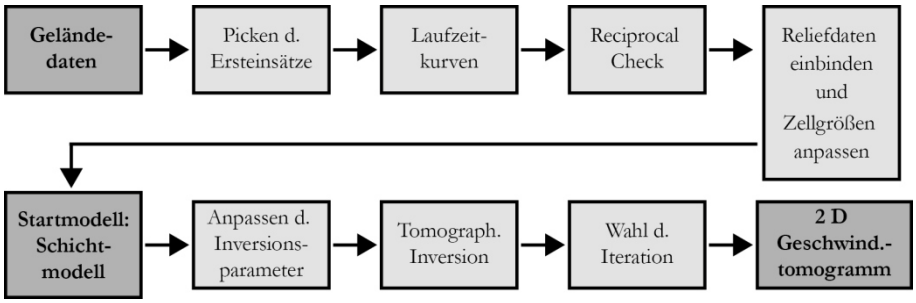


Abb. 8: Vorgehensweise bei der Verarbeitung und Prozessierung der refraktionsseismischen Messdaten

Die Interpretation elektrischer Widerstände und seismischer Geschwindigkeitsdaten und insbesondere das Rückschließen auf entsprechende Materialeinheiten im Untergrund ist mitunter nicht immer eindeutig, da die Leitfähigkeit und Geschwindigkeiten in starker Weise vom Verwitterungsgrad bzw. der Zerrüttung des Materials und dessen Feuchtigkeitsgehalt abhängen. Bei der Betrachtung und Interpretation der Daten sind deshalb Kenntnisse über die lokalen geologischen Verhältnisse zwingend notwendig.

2.3.3 Durchführung der geophysikalischen Messungen

Da in den Rutschgebieten bei Ebermannstadt, Gailnau und Wüstendorf zuvor keinerlei geophysikalische Sondierungen durchgeführt wurden, orientierte sich die Anordnung der geophysikalischen Messungen an allen Untersuchungsgebieten in erster Linie an den Ergebnissen der geomorphologischen Kartierung. Ferner wurden Informationen aus der Literatur berücksichtigt, welche weitere essentielle Vorkenntnisse für die korrekte

Interpretation der Messdaten lieferten. Das Ziel der Sondierungen war eine Korrelation zwischen den im Hauptbewegungsbereich der Rutschung verzeichneten Formen an der Oberfläche und den Verhältnissen im Untergrund.

Für die Durchführung der Messungen zur 2-D Gleichstrom-Geoelektrik in Ebermannstadt wurde ein Multielektrodenmessgerät (*Syscal Junior Switch*) der Firma IRIS Instruments mit 72 Kanälen verwendet. Jede Auslage bestand dabei aus 36 Elektroden (max. Auslagenlänge 105 m). In Gailnau und bei Wüstendorf wurden die Messungen mit einer *GEOTOMMK8E 1000 RES* Apparatur (8 Kanäle) der Firma Geolog2000 vorgenommen. Durch 25 Elektroden pro Einzelsondierung lag die maximale Auslagenlänge lediglich bei 72 m. Im Hinblick auf die gewünschte Sondiertiefe und Auflösung wurde bei allen Sondierungen ein Elektrodenabstand von 3 m gewählt. Durch diese Konfiguration können auch bei den kürzeren Sondierungen in Gailnau und Wüstendorf zuverlässige, interpretierbare Daten bis in rund 20 m Tiefe ermittelt werden. An allen Auslagen wurden Messungen nach dem Wenner- und dem Dipol-Dipol- Verfahren durchgeführt (siehe Kap. 2.3.1).

Im Sinne einer möglichst optimalen Datenabdeckung im oberflächennahen Untergrund wurden alle ERT Sondierungen im sogenannten Roll-Along-Verfahren gemessen, wobei die Auslagen in einem annähernd geradlinig verlaufenden Profil auslegt wurden. Genaue Daten zur Lage und Geometrie der ERT-Auslagen zeigen die Abbildungen 16, 18 und 20 sowie die Tabelle 1. Die refraktionsseismischen Messungen erfolgten unter Verwendung eines 24-Kanal-Seismographen (Geode) der Firma Geometrics. Jede Auslage bestand aus insgesamt 24 Geophonen, die im Abstand von jeweils 3 m gesetzt wurden. Die Wahl dieses *spacings* ergab sich primär erneut als idealer Kompromiss aus möglichst hoher Detailschärfe und ausreichender Tiefenauflösung (vgl. Kap. 2.3.2). Gleichzeitig sichert ein korrespondierendes spacing bei Geoelektrik und Refraktionsseismik einen möglichst hohen Grad an Vergleichbarkeit der Ergebnisse aus beiden Methoden. Im Offset der Auslagen (jeweils vor Geophon 1 und hinter Geophon 24) wurden zusätzliche Schusspunkte gesetzt, so dass pro Messung insgesamt 25 Schusspunkte vorlagen. Die maximale Auslagenlänge betrug somit stets 69 m resp. 75 m mit Offset-Distanz. Pro Schlagpunkt wurden je 10 *stacks* (Hammerschläge) durchgeführt. Um eine möglichst optimale Geophonankopplung und eine gute Impulsübertragung der Hammerschläge an den Untergrund zu gewährleisten, wurde die lockere Streuauflage vor dem Setzen der Geophone und an allen Schlagpunkten entfernt. Nur in vereinzelten Sonderfällen (bei sehr weichem Untergrund) musste die Sensitivität des Triggers geringfügig erhöht werden, um die Auslösung eines entsprechenden Schusses aufzuzeichnen.

Wie auch bei der Geoelektrik wurden die einzelnen Auslagen im Roll-Along-Verfahren hintereinander angelegt, wobei die Überlappungen individuell an die jeweiligen Verhältnisse

vor Ort angepasst wurden. Aufgrund einer generell besseren Datenabdeckung in den Randbereichen, in Kombination mit den jeweils durchgeführten Offset-Shots (vgl. KNÖDEL et al. 2005, BURGER et al. 2006, REYNOLDS 2011), genügen bei SRT-Messungen bereits relativ kleine Überlappungen.

Weitere Daten zu Lage und Geometrie der Sondierungen sind in Tabelle 1 aufgeführt. Der jeweilige Verlauf der Auslagen wird zudem zu Beginn der Ergebniskapitel (siehe Kap. 7.1, 7.2 und 7.3) erläutert.

	Ebermannstadt		Gailnau		Wüstendorf	
	ERT	**SRT**	**ERT**	**SRT**	**ERT**	**SRT**
Anzahl verknüpfter Auslagen	3	3	2	2	-	-
Elektroden/Geophon spacing	3 m	3 m	3 m	3 m	3 m	3 m
Anzahl Elektroden/ Geophone (pro Auslage)	36	24	25	24	25	24
Länge der Auslage	105 m	69 m	72 m	69 m	72 m	69 m
Überlappung	15 m / 18 m	3 m / 6 m	24 m	33 m	-	-
Gesamtlänge	282 m	213 m	120 m	117 m	72 m (2x)	69 m (2x)
Höhe (in m.ü.d.M.) (Anfang/Ende d. Auslage)	381m / 441m	391m / 427 m	495 m / 467 m	495 m / 468 m	466 m / 465 m 467 m / 454 m	466 m / 466 m 467 m / 453 m
Anzahl Schlagpunkte (pro Auslage/gesamt)		25/75		25/50		25 (2x)
Sondierung/Schlagzahl	Wenner, Dipol-Dipol	10	Wenner, Dipol-Dipol	10	Wenner, Dipol-Dipol	10
Intervalzeit		0,25 ms		0,25 ms		0,25 ms
Dauer d. Aufnahme		128 ms		128 ms		128 ms

Tab. 1: Daten zu Auslagegeometrie und Messkonfiguration der geophysikalischen Sondierungen

2.4 Bodenphysikalische Untersuchungen und Mikromorphologie der Rutschmassen

Um Aussagen zum Verhalten des Untergrundes unter dem Einfluss von Druck und Wasser treffen zu können, sind Kenntnisse über die jeweiligen boden- und gesteinsphysikalischen Eigenschaften von zentraler Bedeutung. Die Bedeutung der Analyse unterschiedlicher bodenmechanischer Parameter für Abschätzungen zur Hangstabilität wird unter anderem bereits bei VON MOOS (1950) sowie BIRZER (1952) deutlich.

Häufig werden Fragestellungen bezüglich boden- und felsmechanischer sowie bodenhydraulischer Aspekte in Verbindung mit Massenbewegungen dabei primär aus geologischer Sicht untersucht (vgl. u.a. GUDEHUS et al. 1985, KRAUTER et al. 1996, DAMM

et al. 2008, SCHULZ et al. 2009). Der Standsicherheit von Böschungen in Fest- und Lockergestein widmen sich ingenieurgeologische Untersuchungen, in denen u.a. auch das Monitoring von Massenbewegungen Anwendung findet (vgl. KRAUTER et al. 1985, HALLBAUER 1986, KRAUTER et al. 1985, KRAUTER et al. 2004, DAMM & TERHORST 2007). Obwohl von remobilisierbaren Rutschmassen eine vergleichsweise erhöhte Gefährdung für weitere Massenbewegungen ausgeht (BIBUS 1999), werden entsprechend betroffene Hangbereiche und die Ablagerungen selbst nicht selten zweitrangig behandelt.

Die Dynamik der Hänge an der Fränkischen Alb wurde bisher ebenfalls vorwiegend durch grundlegende, geologisch orientierte Arbeiten untersucht, welche sich auf die lokal anstehenden Gesteine fokussierten (vgl. u.a. HÜTTEROTH 1994, HAMMER 1985, BIBUS 1999, SCHMIDT & BEYER 2001, VON DER HEYDEN 2004). Die Untersuchungen unterstreichen dabei stets eine Abhängigkeit der Massenbewegungen von geologischen und bodenmechanischen Parametern sowie dem Relief. In Hinblick auf die nahezu flächenhafte Verbreitung von Massenbewegungen an der Fränkischen Alb liegen allerdings nur wenige vertiefende Arbeiten vor, welche speziell einzelne Massenbewegungesereignisse in den Kontext von Relief- und Oberflächengenese, hydrologische oder pedologische Forschungen setzen (vgl. u.a. HABBE 1989, PFEFFER 1990, PFEFFER 2000; BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT 1995).

Für die Lagen der Keuperschichtstufe in Steigerwald und Frankenhöhe liegen selbst grundlegende Untersuchungen nur sehr vereinzelt vor (vgl. u.a. GLASER & SPONHOLZ 1993). Arbeiten zu Ursachenkomplexen, sedimentologische oder bodenmechanische Analysen fehlen hingegen vollständig.

Die Untersuchungen bodenphysikalischer und bodenmechanischer Eigenschaften berücksichtigen in der Regel drei Komponenten: Mineralkorn (feste Phase), Wasser (flüssige Phase) und Luft (gasförmige Phase). Dementsprechend bezeichnen PRINZ & STRAUß (2006) den Boden als ein sog. „Drei-Stoff-System". Bei Rutschmassen verhält sich dies prinzipiell nicht anders, wobei stellenweise spezifische Aspekte der im Vergleich mit klassischen Böden deutlich heterogeneren Rutschungssedimente berücksichtigt werden müssen.

Bei der Ermittlung boden- und felsmechanischer Kennwerte lassen sich prinzipiell vier Hauptgruppen von Analysen differenzieren, deren Ergebnisse Aufschlüsse über unterschiedliche Charakteristika geben (PRINZ & STRAUß 2006). Unter Verwendung verschiedener Untersuchungsmethoden dienen die Analysen der Bestimmung von Bodenart (A), Zustandsform (B), des Verhaltens bei mechanischer Beanspruchung (C) und des Verhaltens bei hydraulischer Beanspruchung (D). Da die beiden letztgenannten Aspekte besonders im Hinblick auf potentielle Bebauungen eine Rolle spielen, sollen sie hier nicht weiter vertieft werden.

Versuche zur Untersuchung der Bodenart und den damit verbundenen Eigenschaften sind in erster Linie die Bestimmung der Korngröße bzw. Kornverteilung, Fließgrenze, Ausrollgrenze, (Schrumpfgrenze), Plastizitätszahl, Wasseraufnahmevermögen und Tonmineralogie. In Bezug auf die Einschätzungen der Zustandsform werden Wassergehalte, (Poren)dichte, Lagerungsdichte und Konsistenz bestimmt.
In diesem Kontext wurde für die vorliegende Arbeit ein - im Rahmen der zur Verfügung gestandenen technischen Geräte - breites Spektrum an Analysen realisiert, um sowohl repräsentative wie auch belastbare Ergebnisse zu erzielen. Vereinzelt musste dafür der allgemeine Untersuchungsaufbau bzw. die Durchführung der Analysen modifiziert und angepasst werden, was in den folgenden Kapitel näher dargelegt wird.
Das Ziel der Geländeaufnahmen war es, aus einer Vielzahl von Punkten und einzelnen Profilen Informationen für eine möglichst dreidimensionale Flächenbeschreibung zu erlangen. Unter diesem Hintergrund werden im Gelände unterschiedliche Parameter, wie beispielsweise Bodenart, Gefüge und Verfestigung, verzeichnet. Anknüpfende Laboranalysen können die Feldaufnahmen meist nur punktuell begleiten (PRINZ & STRAUß 2006). Auf Basis empirischer Untersuchungen und Messungen lassen sich darüber hinaus auch einige Bodenkennwerte aus Geländeparametern kalkulieren (z.B. Lagerungsdichte oder Trockenrohdichte).
Die detaillierten Versuchsdurchführungen der im nachfolgenden beschriebenen Analysen sind den aufgeführten DIN Normen sowie entsprechender Fachliteratur zu entnehmen. Alle durchgeführten Versuche erfolgten an strukturgestörten Bodenproben, welche im Rahmen von Profilgrabungen entnommen wurden.

2.4.1 Bodenart / Korngrößenverteilung

Die Verteilung der Korngrößen ist in Sedimentmaterial von zentraler Bedeutung. Einerseits erlaubt sie eine erste, aussagekräftige Klassifizierung, anderseits spielt sie eine entscheidende Rolle hinsichtlich der Ausprägung bodenphysikalischer Eigenschaften (z.B. Lagerungsdichte, Konsistenz, Wasseraufnahme/-speicherungsvermögen). Die im Rahmen der Analysen von Bodenart bzw. Korngrößenverteilungen untersuchten Primärpartikel werden in Abhängigkeit ihrer Größe in unterschiedliche Größenklassen eingeteilt. Nach DIN 18123 werden diesbezüglich für Feinboden (Korngrößendurchmesser < 2mm) die Fraktionen Ton, Schluff und Sand unterschieden, Grobboden (Korngrößendurchmesser > 2mm) teilt sich auf in Kies bzw. Grus und Steine. Mitunter können auch Mikroaggregate als einzelnes Partikel missinterpretiert werden (PRINZ & STRAUß 2006).

Die Ansprache und Kategorisierung von einzelnen Korngrößenfraktionen unterscheidet sich je nach Fachgebieten und entsprechenden DIN Normen (vgl. hierzu die Erläuterungen in diesem Kapitel). Um in dieser Arbeit eine einheitliche und konsistente Terminologie zu gewährleisten, wird ein gemeinsamer Konsens aus den einzelnen Definitionen (nach DIN 18123) verwendet:

- Feinboden: Korngrößendurchmesser < 2 mm
- Grobboden: Korngrößendurchmesser > 2 mm

Der Begriff „Boden" wird dabei nicht im bodenkundlichen Sinne verwendet, sondern in der bautechnischen Bedeutung genutzt und dient als Sammelbezeichnung für alle Lockergesteine und verwittertes Festgestein (vgl. hierzu auch PRINZ & STRAUß 2006). In Bezug auf den Begriff „verwittertes Festgestein" sei angemerkt, dass es sich hierbei nicht nur um Bruchstücke von Festgestein handelt, sondern auch um Sand, Schluff und Ton. Somit unterscheiden sich die in dieser Arbeit behandelten „Böden" von den bodenkundlich definierten Böden v.a. dadurch, dass sie nicht gewachsen und weniger durch stoffliche Umlagerungsprozesse gekennzeichnet sind, sondern zusammengetragene, unterschiedlichste Bodenarten als Resultat von Massenbewegungen darstellen.
Die Unterteilung der Materialien erfolgt anhand ihrer Korngröße, angelehnt an DIN 18196, in insgesamt 3 Fraktionen:

- Feinkörner: Korngrößendurchmesser < 0,06 mm (= Schluff und Ton)
- Mittelkörner: Korngrößendurchmesser > 0,06 mm - 2 mm (Sand)
- Grobkörner: Korngrößendurchmesser > 2 mm (Kies/Grus, Steine, Blöcke)

Hierbei sei unterstrichen, dass die Fraktion „Sand" nicht von spezifischen mineralogischen Zusammensetzungen abhängig ist und damit nicht automatisch feine Quarzkörner mit dem Begriff assoziiert werden dürfen. Vielmehr ist Sand rein als Bezeichnung einer Korngrößenfraktion anzusehen und ist daher auch in Hanglagern karbonatischer Gesteine anzutreffen.
Im Rahmen der durchgeführten Arbeiten bestand eine besondere Schwierigkeit darin, die Gesamtbreite des Korngrößenspektrums, von feinem Ton- und Schluffmaterial bis hin zu groben Steinen und Blöcken, möglichst vollständig abzubilden. Aus diesem Grund wurden die Korngrößenverteilungen auf verschiedene Art und Weise bestimmt, wobei unterschiedliche Fraktionen im Fokus standen. Erste Einschätzungen im Gelände lieferte die Fingerprobe, anhand derer auch eine Klassifizierung des Feinbodens getroffen werden konnte. Sieb- und Pipettanalyse validierten und präzisierten die Feldmessungen im Labor. Das Einbinden von Korngrößen bis > 16 mm vermittelte zudem einen Eindruck vom

Gehalt gröberer Partikel (Grus, Steine usw.). Einen zufriedenstellenden Überblick über das gesamte Korngrößenspektrum eines Bodenhorizontes vermittelt letztlich v.a. die geotechnische Beschreibung, die die Erkenntnisse aus Geländebegehung und Laboranalysen vereint.
Im Folgenden sollen die Vorgehensweisen der einzelnen Bestimmungs- und Messmethoden näher beschrieben werden.

Die Bestimmung des Feinbodens (< 2mm) durch die Fingerprobe erfolgte nach Anleitung der AD-HOC AG BODEN (2005) unter Orientierung an beschriebenen Merkmalen zu Bindigkeit, Formbarkeit und weiteren optischen und haptischen Eigenschaften. Resultat ist eine Klassifikation der vorgefundenen Anteile in Abhängigkeit von den Hauptfraktionen Sand, Schluff und Ton. Eine zuverlässige Aussage zu den Anteilen gröberer Partikel ist methodisch bedingt nur schwer möglich.
Der Anteil an etwaigem Grobmaterial wird deshalb separat als Grobboden/Skelett beurteilt. Die hier verwendeten Größenklassen unterscheiden kantigen Grus (Korngrößen 2 – 63 mm; eingeteilt in Fein-, Mittel- und Grobgrus) bis zu Steinen und (Groß)Blöcken (Korngrößen > 63 mm). Gerundete Äquivalente (Kies bzw. gerundete Steine und Blöcke) traten im Rahmen dieser Arbeit nicht auf. Eine Quantifizierung des Grobmaterials kann durch die Einstufung in Klassen von 1 (sehr schwach) bis 6 (extrem stark) realisiert werden, wobei Letztere quasi anstehendem Gestein (z.B. Ton, Mergel o.ä.) entspricht (AD HOC AG BODEN 2005).
Die geotechnische Aufnahme klassifiziert die Bodenarten basierend auf der der EN ISO 14688-1 und unterteilt demnach in Ton (T), Schluff (U), Sand (S), Kies (G) und Steine (X). Eine Quantifizierung erfolgt in den Kategorien schwach (Anteil < 15 %), normal (15 – 30 %) und stark (30 – 40 % Anteil) sowie dominant (> 40 %). Großer Vorteil dieser Klassifizierung ist die übersichtliche Zusammenstellung auch von heterogenen Materialzusammensetzungen. Die abstufende Schreibweise (die Fraktion mit den größten Anteilen wird immer zuerst genannt) gibt einen leicht verständlichen Überblick über die unterschiedlichen Gewichtungen der auftretenden Korngrößenfraktionen.
Die Ergebnisse beider Geländebestimmungen ist den Profilzeichnungen bzw. nebenstehenden Tabellen zu entnehmen.

Für präzisere Aussagen hinsichtlich der Verteilung der Primärpartikel, erfolgte im Labor eine ausführliche Korngrößenanalyse repräsentativer Proben. Aufgrund der weiten Spannbreite der Partikelgrößen kann die gesamte Analyse nicht mit einer singulären Methode abgedeckt werden. Gemäß der DIN 18123 ist bei signifikanten Masseanteilen an Material > 0,063 mm eine (Trocken)Siebung durchzuführen, die Analyse von Feinmaterial < 0,063 mm erfolgt

durch Sedimentation (vgl. auch PRINZ & STRAUß 2006; BACHMANN et al. 2014). Da in den vorliegenden Proben, bis auf wenige Ausnahmen, stets beide Gruppen vertreten waren, wurden entsprechend beide Verfahren durchgeführt.

Die bei der Siebung zu verwendende Probenmenge bemisst sich nach DIN 18123 nach dem zu erwartenden Größtkorn. In Anlehnung an diese Richtlinie betrugen die Mengen in den vorgenommenen Messungen zwischen 200 und 400 g. Damit wichen die verwendeten Mengen zwar von den empfohlenen Vorgaben ab (für ein geschätztes Grobkorn von 10 mm Größe werden bereits 700 g als Mindestprobenmenge angegeben), da aber bei den Messungen neben den sandigen (< 2 mm) vor allen den bindigen Korngrößenfraktionen im Fokus standen, sind die verwendeten Mengen vertretbar. Die Analyse einer repräsentativen Probenmenge in Abhängigkeit vom Größtkorn wäre bei der Heterogenität des angetroffenen Rutschmaterials (nicht selten traten Fragmente mit mehr als 30 cm Kantenlänge auf) ohnehin nur schwer realisierbar.

Im Vorfeld der Trockensiebung wurde das Probenmaterial zunächst im Mörser zerstoßen, wobei darauf geachtet wurde, möglichst keine Primärpartikel zu zerstören. Nach dem Aufbrechen der Aggregate erfolgte eine Trocknung des Materials. Bei der Siebung fand die in der DIN 18123 vorgegebene Klassifikation für Analysesiebe Anwendung, welche die Verwendung der Siebmaschenweiten 0,063 mm, 0,125 mm, 0,25 mm, 0,5 mm, 1 mm, 2 mm, 4 mm, 8 mm und 16 mm vorsieht. Auf gröbere Siebe (31,5 mm und 63 mm) wurde verzichtet.

Zwar erlaubt die gewählte Verteilung keine exakte Untergliederung der Korngrößen in die Standardklassen der DIN 4022, dafür aber wird eine aussagekräftigere Einteilung der einzelnen Fraktionen gewährleistet. In Anlehnung an die DIN 4022 werden die Korngrößenfraktionen in Ton (< 0,002 mm), Schluff (0,002 – 0,063 mm), Sand (0,063 – 2,0 mm), Grus (2,0 – 8,0 mm (abweichend von DIN 4022)) und Steine (> 8,0 mm (abweichend von DIN 4022)) unterteilt.

Die Siebdauer betrug jeweils mind. 10 Minuten. Im Anschluss daran wurde die Masse der Siebrückstände gewogen und für die Auswertung auf den Prozentanteil der Summe der Trockenmasse umgerechnet.

Die Korngrößenverteilung der Partikel < 0,125 mm Durchmesser wird allgemein durch Sedimentation bestimmt (vgl. DIN 18123, PRINZ & STRAUß 2006). Grundlage dieser Methode ist das Gesetz nach Stokes, welches Korngröße, Dichte und die Sinkgeschwindigkeit der Partikel in einen Zusammenhang setzt. Demzufolge ist die Sedimentationsgeschwindigkeit (auch Absinkrate) von Körnern in einem stehenden Wasser umso höher, je schwerer (bzw. größer) die Partikel sind.

Da die in bindigen Böden häufigen Mixed-Layer-Tonminerale bei einer Trocknung > 100°C zur Ausbildung nahezu irreversiblen Teilchenagglomeration neigen (vgl. PRINZ & STRAUß 2006), wurde für die Sedimentation kein Material aus dem Durchlass der Trockensiebung verwendet. Stattdessen wurden zur Trennung der Körner exakt 10 g frisches Feinprobenmaterial abgewogen und 25 ml Natriumpyrophosphat ($Na_4P_2O_7 \cdot 10H_2O$) als Dispergiermittel zugesetzt. Dem mehrstündigen Einweichen folgte der Zusatz von 200 ml H_2O, woraufhin die Flüssigkeit maschinell geschüttelt wurde. Nach der Vorbehandlung wurde die Suspension durch ein 0,063 mm Sieb gegeben, welches über einen Trichter auf einem 1000 ml Standmesszylinder befestigt war. Der Siebrückstand wurde mit Wasser nachgewaschen, wodurch der Zylinder auf 1 l aufgefüllt wurde. Anschließend wurde die Probe im Zylinder sich überlassen, der verbliebene Siebrückstand getrocknet und zur Kontrolle ausgewogen. Eine weitere Siebung des Sandes war durch die im Vorfeld durchgeführte Trockensiebung nicht notwendig. Die unterschiedlichen Absinkgeschwindigkeiten der einzelnen Korngrößen bedingen zeitliche Veränderungen der Suspensionsdichte, welche bei den vorliegenden Messungen mit dem Pipettverfahren nach KÖHN (DIN 19683) gemessen wurden. In Übereinstimmung mit der DIN 19683 und DIN 11277 wurden für jede Fraktion (< 0,063 mm; < 0,02 mm; < 0,0063 mm und < 0,002 mm) zu bestimmten Zeitpunkten jeweils ein 10 ml Aliquot entnommen. Nach Trocknung im Trockenschrank bei 105 °C und nachfolgendem Abkühlen im Exsikkator wurde der Feinkornanteil durch Einwiegen (auf 0,001 g Genauigkeit) des Sedimentrückstandes ermittelt (vgl. auch BLUME & STAHR 2011).

Zur gemeinsamen Auswertung beider Korngrößenanalysen für jede Probe wurden die prozentualen Werte jeder Fraktion zusammengestellt. Aus der Trockensiebung konnten die Ergebnisse als absolute Prozentangaben direkt übernommen werden. Die relativen Prozentwerte der Pipettanalyse mussten zunächst noch auf die Anteile der Gesamtprobe umgerechnet werden so dass die Summe aller Kornfraktionen im Endergebnis jeweils 100 % beträgt.

Die Darstellung der Ergebnisse aus den Korngrößenanalysen erfolgt durch das klassische Diagramm einer Körnungslinie. Diese wird als Summenkurve aufgetragen, wobei der Maßstab in den vorliegenden Fällen modifiziert wurde. Anstatt dem verbreiteten (zur Basis 10) logarithmischen Maßstab wurden auf der X-Achse direkt die verwendeten Korngrößenfraktionen aufgetragen. Im Gegensatz zu pedologischen Analysen, bei denen die logarithmische Skala auch die kleinen Korngrößenklassen entsprechend zur Geltung lassen kommen soll, bietet sich die „normale“ Klasseneinteilung in diesem Fall an, da die Fraktionenverteilung nach DIN 18123 (siehe oben) v.a. in den Korngrößenbereichen > 0,5 mm deutlich regelmäßiger ausfällt.

2.4.2 Bestimmung der Konsistenz

Unter Konsistenz ist allgemein die von der aktuellen Bodenfeuchte abhängige Zustandsform des Bodens zu verstehen. Die Beurteilung der Konsistenz bezieht sich dabei ausschließlich auf bindige Böden und ist abhängig von den kolloidalen Bindesubstanzen- v.a. Tongehalt und Tonqualität (vgl. PRINZ & STRAUß 2006).
Ein hoher Wassergehalt führt bei entsprechend bindigen Böden zu einer zähflüssigen bzw. breiigen Konsistenz. Mit abnehmender Feuchtigkeit ändert sich die Zustandsform zu plastisch, halbfest und schließlich zu fest. Hintergrund dieser unterschiedlichen Zustandsformen ist der Einfluss des Wassergehaltes auf die Wirkung der Wasserhülle auf die einzelnen Kornfragmente im Boden. So ziehen freie Oberflächenkräfte bei niedrigem Wassergehalt die Körner aneinander, was einen festeren Zustand des Materials zur Folge hat. Bei hohem Wassergehalt fallen die entsprechenden Kräfte weg und die Haftfestigkeit sinkt (PRINZ & STRAUß 2006). Die Übergänge zwischen den einzelnen Zustandsformen werden durch die Atterberg'schen Konsistenzgrenzen definiert. Die Fließgrenze trennt dabei flüssige und plastische Konsistenz, die Ausrollgrenze plastischen und halbfesten Zustand. Letztlich grenzt die Schrumpfgrenze den halbfesten und festen Konsistenzbereich voneinander ab (vgl. DIN 18122, PRINZ & STRAUß 2006).

Im Gelände vor Ort erfolgte eine annäherungsweise Bestimmung der Konsistenten nach Anleitung gemäß der AD-HOC AG BODEN 2005. Die eigentliche Analyse der Konsistenzgrenzen nach Atterberg gemäß DIN 18122 fand im Anschluss im Labor statt.
Vorbereitend für die Konsistenzgrenzenanalysen musste möglichst rasch nach der Probenentnahme der Wassergehalt *w* des Materials nach DIN 18121 bestimmt werden. Dafür wurde die während des Transports möglichst luftdicht verpackte Probe gewogen und anschließend bei 105°C getrocknet. Nach vollständigem Abtrocknen und Abkühlen im Exsikkator konnte durch die Differenz aus feuchter und trockener Probe der Wassergehalt ermittelt werden:

$$w = (m_w / m_d) \times 100$$

Für die Bestimmung der Fließgrenze w_L wurde eine Bodenprobe zunächst mehrere Stunden oder Tage durchgeweicht und zu einer Paste aufbereitet. Vor der eigentlichen Analyse wurde diese Paste durch ein Sieb mit Maschenweite 0,4 mm gegeben, um evtl. vorhandene Grobkörner auszusieben. Anschließend wurde die Probe erneut zu einer gleichmäßigen Paste durchgearbeitet und schließlich in das Fließgrenzenmessgerät nach Casagrande eingestrichen.

Durch die Mitte wurde eine Furche in das Füllmaterial gezogen, um daraufhin die Schlagzahl zu notieren, welche benötigt wird, um die Furche auf einer Länge von ca. 1 cm zu schließen. Die Fließgrenze ist nach DIN 18122 definiert als der Wassergehalt, bei dem 25 Schläge zum Schließen der Furche benötigt werden. Um den Einfluss individueller Fehler zu minimieren, wurde die Grenze nicht in einem einfachen Versuch ermittelt, sondern anhand des üblichen Mehrpunktverfahrens, bei dem insgesamt vier unterschiedliche Wassergehalte analysiert werden (je zwei über bzw. unter 25 Schlägen). Anschließend erfolgt die Kalkulation des Wertes für 25 Schläge mittels einer Regressionsanalyse (vgl. DIN 18122, PRINZ & STRAUß 2006).

Der Wassergehalt der Ausrollgrenze w_P gilt als erreicht, wenn 3 - 4 mm dicke Röllchen aus Bodenmaterial auf einer Wasser aufsaugenden Papierunterlage anfangen zu zerbröckeln. Der Versuch wurde DIN-konform je dreimal durchgeführt, wobei die Wassergehalte dabei nicht mehr als 2% voneinander abweichen dürfen (vgl. DIN 18122).

Auf die Bestimmung der Schrumpfgrenze wurde im Rahmen der Arbeit verzichtet, da sie im Kontext der Fragestellung nach potentieller Verformbarkeit von Bodenmaterial unter dem Einfluss von Feuchtigkeit keine weiterführenden Erkenntnisse liefert.

Als Maß für die Beurteilung der Plastizität eines Bodens, dient die Berechnung der sog. Plastizitätszahl oder Bindsamkeitszahl I_P, welche basierend auf den Wassergehaltswerten für die Fließgrenze w_L und die Ausrollgrenze w_P berechnet wurde (DIN 18122):

$$I_P = w_L - w_P$$

Die Kategorisierung der Plastizität unterscheidet fünf Klassen: nicht plastisch (I_P 0 - 4), gering plastisch (I_P 4 - 7), ziemlich plastisch (I_P 7 - 10), plastisch (I_P 10 - 20) und sehr plastisch ($I_P > 20$) (DIN 18122). Ferner trennt die Plastizitätszahl nach bodenmechanischer Definition Schluffe und Tone voneinander.

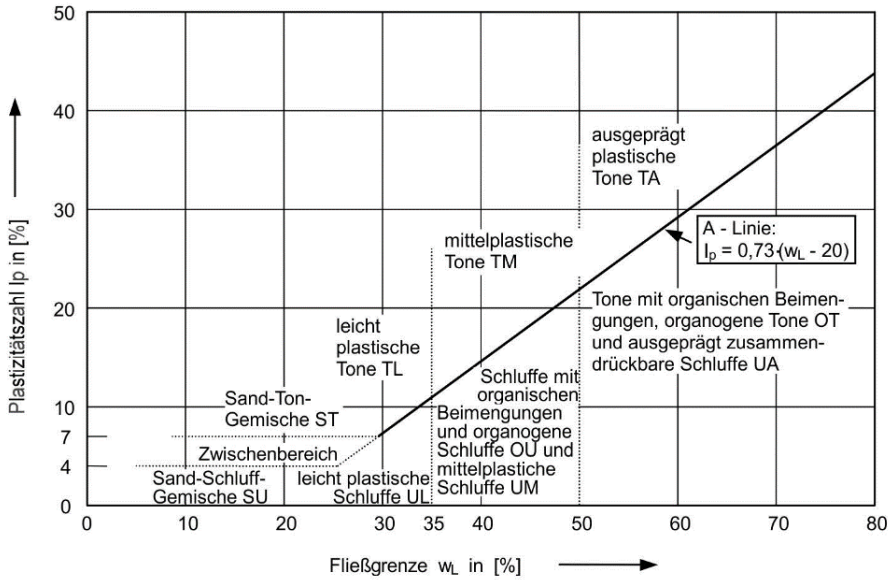


Abb. 9: Plastizitätsdiagramm nach Casagrande (Quelle: PRINZ & STRAUSS, 2006, verändert)

Aus der Darstellung im Plastizitätsdiagramm (Abb. 9) gehen die unterhalb der A-Linie liegenden Böden mit Plastizitätszahlen $I_P < 4$ als Schluffe hervor, alle darüber liegenden Böden mit einer Plastizitätszahl $I_P > 7$ sind als Tone zu klassifizieren. Durch Kombination mit dem Wert der Fließgrenze w_L kann aus dem Plastizitätsdiagramm weiterhin unterschieden werden, ob sich der betreffende Schluff oder Ton leicht (Fließgrenze < 35%), mittel (Fließgrenze zw. 35 und 50%) oder ausgeprägt plastisch (Fließgrenze > 50%) verhält (PRINZ & STRAUß 2006, BACHMANN et al. 2014).

Die Kenntnisse von Fließgrenze, Ausrollgrenze bzw. der daraus errechneten Plastizitätszahl sowie dem natürlichen Wassergehalt eines Bodens ermöglichen außerdem die Berechnung der Konsistenzzahl I_C, definiert nach DIN 18122 als:

$$I_C = (w_L - w) / I_P$$

Die dimensionslose Zahl erlaubt eine zahlenmäßige Aussage über den Zustand eines bindigen Bodens. Somit kann anhand der Konsistenzzahl eine qualitative Beschreibung der Bodenfestigkeit gezogen werden (PRINZ & STRAUß 2006, BACHMANN et al. 2014), wobei in sechs Kategorien unterschieden wird: breiig (Konsistenzzahl 0 - 0,25), sehr weich (0,25 - 0,50), weich (0,50 - 0,75), steif (0,75 - 1,00) halbfest (1,00 - 1,25) und fest (> 1,25).

Als letzte Kenngröße für die Plastizität toniger Sedimente wurde die Aktivitätszahl I_A bestimmt, die in einer vereinfachten Berechnungsformel die Plastizitätszahl mit dem prozentualen Anteil der Tonfraktion in Verbindung setzt (DIN 18122):

$$I_A = I_P / \% < 0{,}002$$

Die Bedeutung der Aktivitätszahl liegt nach PRINZ & STRAUß 2006 vor allem in der Auskunft über die Art von Tonmineralen, die anhand des Ergebnisses von I_A gegeben werden kann. Allgemein gelten Sedimente bzw. Böden mit einer $I_A < 0{,}75$ als inaktiv, mit $I_A = 0{,}75 - 1{,}25$ als normal aktiv und Böden mit $I_A > 1{,}25$ als sehr aktiv (DIN 18122). Die Aktivität wiederum zielt auf das Vorhandensein quellfähiger Tonminerale, mit denen bei sehr aktiven Materialien entsprechend zu rechnen ist (PRINZ & STRAUß 2006).

2.4.3 Bodengefüge

Das Bodengefüge beschreibt die räumliche Anordnung der festen Bestandteile eines Bodens in Verbindung mit den wasser- oder luftgefüllten Hohlräumen. Bei der Ermittlung des Bodengefüges wird daher nicht nur die Größe und Form der Aggregate und Poren (Gefügeform) aufgenommen, sondern auch der von Hohlräumen eingenommene Anteil berücksichtigt (vgl. AD-HOC AG BODEN 2005, BLUME et al. 2010, BLUME & STAHR 2011). Dieser wiederum erlaubt Rückschlüsse auf die Luft- und v.a. Wasserleitfähigkeit innerhalb des Bodenmaterials (BLUME & STAHR 2011). Eine Gefügeaufnahme verzeichnet dabei immer nur einen temporären Zustand des Bodens, der sich durch Witterungsumstellungen verändern kann. Aus diesem Grund wurde das Gefüge im Rahmen der Arbeiten an mehreren Zeitpunkten betrachtet.

Bei der Geländeaufnahme ist stets nur das Makrogefüge erkennbar, erst unter dem Mikroskop kann ein Mikrogefüge ermittelt werden. Anlehnend an die Bodenkundliche Kartieranleitung (AD-HOC AG BODEN 2005) wurde im Profil visuell zwischen Grundgefüge und Aggregatgefüge unterschieden. Das Grundgefüge charakterisiert dabei Bodenteilchen im Raum, bei denen sich noch keine Zusammenschlüsse zu Aggregaten ausgebildet haben. Entsprechend liegen die Partikel einzeln (Einzelkorngefüge), verkittet (Kittgefüge) bzw. aneinandergehaftet (Kohärentgefüge) vor. Im Gegensatz dazu stehen Aggregate, die unter dem Einfluss von Zeit durch eine Zusammenfügung von Einzelteilchen im Boden entstehen, welche vorwiegend durch Schrumpfungsvorgänge oder bodenbiologische Prozesse initiiert werden. Vorhandene Aggregatgefüge erlauben weiterhin eine Unterteilung in Makrogrob- (Riss-, Säulen- und Schichtgefüge) und Makrofeingefüge (u.a. Krümel-, Polyeder und Subpolyedergefüge) (vgl. AD-HOC AG BODEN 2005, BLUME et al. 2010, BLUME & STAHR 2011). Die Beurteilung eines etwaigen Aggregatgefüges im Gelände erfolgte durch die Fallprobe. Hierfür wurden Bodenmonolithe bzw. zusammenhängende Bodenstücke aus der Profilwand herausgelöst und aus ca. 1m Höhe auf die flache Fläche des

Spatens fallen gelassen. Beim Zerfallen des Bodenstücks werden nicht nur die Aggregate gut sichtbar, es kann außerdem gleichzeitig eine Beurteilung des Verfestigungsgrades erfolgen (vgl. AD-HOC AG BODEN 2005).

Aus dem Mikrogefüge lassen sich in erster Linie stoffliche Eigenschaften und Merkmale ableiten, die auf bodenbildende Prozesse hindeuten, beispielsweise Tonhäutchen, Eisen- oder Calcitkonkretionen. Da diese Detailmerkmale für die hier untersuchte Fragestellung von untergeordneter Bedeutung sind und ihre Beurteilung anhand von Dünnschliffen gleichzeitig sehr aufwändig ist, wurde auf ihre Analyse verzichtet.

Die verzeichneten horizontbezogenen Makrogefügeformen sind den zu den Profilen gehörigen Tabellen entnehmbar.

2.4.4 Verfestigungsgrad

Der Verfestigungsgrad beurteilt den vom Wassergehalt mehr oder weniger unabhängigen Zusammenhalt ganzer Horizonte oder Schichten. Gestärkt wird der Zusammenhalt durch die Einwirkung verkittender Substanzen wie beispielsweise Eisenverbindungen oder Carbonatverbindungen, die auch bereits beim Bodengefüge zur Ausbildungen von Aggregaten geführt haben (siehe oben). Die Feststellung des Verfestigungsgrades ist per se besonders für die Kennzeichnung von verfestigten Horizonten (z.B. Orterde, Ortstein) und für Aussagen zur Durchwurzelbarkeit von Bedeutung. Im Kontext sedimentologischer bzw. bodenmechanischer Fragestellungen steht der Verfestigungsgrad allerdings in erster Linie als Maß für die Beurteilung des Bodenwiederstandes gegenüber mechanischer Beanspruchung im Vordergrund. In dieser Arbeit diente er zudem auch als notwendiger Parameter für die Kalkulation der Lagerungsdichte.

Der Verfestigungsgrad wurde direkt im Gelände durch die bereits im Rahmen der Gefügeermittlung beschriebenen „Fallprobe“ bestimmt, bei der ein Bodenstück auf die flache Spatenfläche fallen gelassen wird. Anhand seines Verhaltens beim Aufprall kann der Verfestigungsgrad beurteilt werden. Den Richtlinien der Bodenkundlichen Kartieranleitung (AD-HOC AG BODEN 2005, S. 122, Tab. 18) folgend, wurden fünf Kategorien unterschieden, die von Vf1 („sehr lose“: Probe zerfällt bereits bei Entnahme) bis zu Vf5 („sehr fest“: Probe zerfällt beim Aufprall kaum) reichen.

Die entsprechenden Ergebnisse sind in den Profilzeichnungen/-tabellen aufgeführt.

2.4.5 Effektive Lagerungsdichte und Trockenrohdichte

Die Kenngrößen der Trockenrohdichte und effektiven Lagerungsdichte dienen beide als Maß für die Verfestigung bzw. den Grad der Verdichtung eines Bodens. Beide haben starken Einfluss auf die mechanischen Eigenschaften des vorliegenden Materials.

Die Trockenrohdichte ϱ_t (auch „trockene Lagerungsdichte“ oder nur „Lagerungsdichte“) beschreibt als physikalische Größe das Gewicht einer getrockneten Masse einer Bodenprobe in natürlicher Lagerung bezogen auf ihr Volumen. Sowohl Poren wie auch Porenfüllungen werden dabei mit einbezogen, wobei keine Aussage über die Verteilung der Porengrößen oder deren Funktionalität erfolgen kann (PRINZ & STRAUß 2006). Die Trockenrohdichte wird in g/cm³ oder kg/dm³ ausgedrückt.

$$\varrho_t = m_t / V \quad (\text{in g/cm}^3)$$

Nach DIN 18125 erfolgt die Bestimmung der Masse im Labor durch Wiegen. Grundvoraussetzung einer korrekten Analyse ist die Untersuchung von ungestörten Erdstoffproben, was mitunter problematisch sein kann. Bei Bohrungen auftretende Stauchungen führen leicht zu einem Überschätzen der Dichte aus entsprechenden Proben (PRINZ & STRAUß 2006). Die häufig angewandte Probennahme durch Einsatz von Stechzylindern (vgl. AD-HOC AG BODEN 2005, BLUME & STAHR 2011) ist vor allem in heterogenem Bodenmaterial mit groben Gemengeteilen nur schwer auf zufriedenstellende Art und Weise realisierbar. Auch im Rahmen dieser Arbeiten führte diese Methode nicht zum Erfolg.

Da unter natürlichen Bedingungen Tone durch Quell- und Schrumpfvorgänge einen mitunter starken Einfluss auf die Dichte eines Bodens haben können, wird zusätzlich zur Trockenrohdichte die sog. effektive Lagerungsdichte bestimmt. Dieser Parameter berücksichtigt den im Boden vorhandenen Ton in Form eines Summanden und setzt ihn mit der Trockenrohdichte in Verbindung (vgl. BARSCH et al. 2000, AD-HOC AG BODEN 2005; BLUME & STAHR 2011):

$$\text{Ld [g/cm}^3\text{]} = \text{TRD [g/cm}^3\text{]} + 0{,}009 \text{ x Ton-\%}$$

Gleichzeitig wird hieraus auch die mathematische Beziehung zur Trockenrohdichte deutlich, welche sich ableitend aus obenstehender Gleichung auch bestimmen lässt als

$$\text{TRD [g/cm}^3\text{]} = \text{Ld [g/cm}^3\text{]} - 0{,}009 \text{ x Ton-\%}$$

Nach RENGER et al. (2009) stützen sich diese Gleichungen allerdings auf Marsch- und Auenböden als Grundlage, welche 3 – 4 % organische Substanz enthielten. Für Böden mit geringeren Humuswerten werden entsprechend fehlerhafte Werte berechnet, besonders da der Summand aus dem Tonanteil mit dem Faktor 0,009 deutlich zu hoch angesetzt ist.
Unter Berücksichtigung geringerer Werte für Ton sowie der Einbindung von Schluff in die Gleichung formulierten RENGER et al. (2009) eine alternative Gleichung:

$$Ld\ [g/cm^3] = TRD\ [g/cm^3] + 0{,}005 \times \text{Ton-\%} + 0{,}001 \times \text{Schluff-\%}$$
$$TRD\ [g/cm^3] = Ld\ [g/cm^3] - 0{,}005 \times \text{Ton-\%} - 0{,}001 \times \text{Schluff-\%}$$

Um bereits vor Ort Bewertungen der Trockenrohdichte und effektiven Lagerungsdichte vornehmen zu können, bieten sich für beide Kenngrößen Schätzungsmethoden an. Diese auf umfangreichen Erfahrungswerten basierenden Einteilungen fanden auch im Rahmen dieser Arbeit Anwendung und ersetzten dadurch die Labormethoden zur Bestimmung der effektiven Lagerungsdichte und der Trockenrohdichte.
Die Vorgehensweise orientiert sich dabei am Schema von RENGER et al. (2009) sowie der Bodenkundlichen Kartieranleitung (AD-HOC AG BODEN 2005), wonach in einem ersten Schritt die effektive Lagerungsdichte und daran anschließend die Trockenrohdichte bestimmt werden.
Das Ableiten der effektiven Lagerungsdichte erfolgt in Abhängigkeit vom Makrogefüge und dem horizontspezifischen Verfestigungsgrad (siehe AD-HOC AG BODEN 2005, Tab. 20; S. 125) oder weiteren Merkmalen wie Makroporen, Rissbreite oder Konsistenz. (vgl. auch RENGER et al. 2009). Anhand dieses Bestimmungsschlüssels werden insgesamt fünf Klassen unterschieden (siehe Tab. 2). Den Berechnungen der Kennwerte für die Lagerungsdichte liegen die modifizierten Summanden für Ton (x 0,005) und Schluff (x 0,001) zu Grunde, die den Verhältnissen in den Untersuchungsgebieten eher entsprechen.

Kurzzeichen	Kennwert
Ld 1	< 1,30
Ld 2	1,30 - < 1,55
Ld 3	1,55 - < 1,75
Ld 4	1,75 - < 1,95
Ld 5	> 1,95

Tab. 2: Klassifikation der effektiven Lagerungsdichte (nach WESSOLEK et al. 2009)

Beide Schlüssel ähneln sich hinsichtlich ihrer Bestimmungsmerkmale, ergänzen sich aber in einigen Fällen auch gegenseitig. Bei den Einschätzungen wurden deshalb stets beide Richtlinien herangezogen, um die Ableitungen auf möglichst vielen, objektiven Kriterien gründen zu lassen. Gleichzeitig erlaubte ein Vergleich zwischen beiden Anleitungen eine (zumindest ansatzweise) Validierung der Ergebnisse.

Die Bestimmung der Trockenrohdichte richtete sich nach einer bei BLUME & STAHR (2011) veröffentlichen Vorgehensweise (S. 18, Tab. 3.5.5.). Diese schätzt die Lagerungsdichte von Bodenmaterial basierend auf einem charakteristischen Materialverhalten beim Einstechen eines Messers in den jeweiligen Profilhorizont bzw. beim Fallenlassen eines Boden-/Sedimentklumpens. Des Weiteren wird das ermittelte Gefüge berücksichtigt und zwischen Sand-, Schluff- und leichten Lehmböden sowie schweren Lehm- und Tonböden differenziert. Auf diese Art und Weise werden die Proben einzelnen Wertebereichen auf einer Skala zwischen min. 0,9 und max. 1,9 g/cm³ zugeordnet.

Die so eingestuften Werte lassen sich dabei in eine Klassifizierung gemäß der Bodenkundlichen Kartieranleitung (AD-HOC AG BODEN 2005, S. 126, Tab. 21) übertragen. Besagte Kalkulation stützt sich dabei auf zuvor abgeleitete Werte der effektiven Lagerungsdichte sowie der jeweiligen Bodenart. Anhand dieser beiden Variablen können die ermittelten Werte der Trockenrohdichte zudem auf Plausibilität geprüft werde. Erneut erfolgt eine Einteilung in fünf Klassen (siehe Tab. 3).

Kurzzeichen	Kennwert
ϱt 1	< 1,2
ϱt 2	1,2 - < 1,4
ϱt 3	1,4 - < 1,6
ϱt 4	1,6 - < 1,8
ϱt 5	> 1,8

Tab. 3: Klassifikation der Trockenrohdichte (nach BLUME 2011 und AD-HOC AG BODEN 2005)

In diesem Zusammenhang sei angemerkt, dass auf Basis der aufgeführten Gleichungen und nach Abschätzung der Trockenrohdichte oder effektiven Lagerungsdichte die jeweils andere Kenngröße in Abhängigkeit vom Ton-, bzw. Ton- und Schluffgehalt präzise kalkuliert werden könnte. Da im Rahmen dieser Arbeiten allerdings nicht für jeden Horizont spezifische Korngrößenanalysen durchgeführt werden konnten, liegen nur für einen Teil der Schichten präzise Angaben zum Tongehalt vor. Für die übrigen Horizonte wäre zwar ein Abschätzen von Ton- und Schluffgehältern je nach vorliegender Bodenart in Anlehnung an

diverse Mengenangaben (vgl. z.B. AD-HOC AG BODEN 2005; S. 144 ff) möglich, gleichzeitig aber mit einer hohen Unsicherheit behaftet. Versuchsrechnungen zeigten, dass darauf aufbauende Kalkulationen je nach der verwendeten Angabe für die Masse-%, teilweise deutlich abweichende Ergebnisse produzieren. Im Sinne der Uniformität wurde deshalb auf nur scheinbar präzise Berechnungen verzichtet. Stattdessen wurden alle Angaben zur Trockenrohdichte und effektiven Lagerungsdichte anhand der beschriebenen Bestimmungsschlüssel abgeschätzt. Durch die aufgeführten Vergleiche zwischen leicht unterschiedlichen Vorgehensweisen kann von einer gewisse Konformität und Plausibilität der Ergebnisse ausgegangen werden. Dementsprechend erfolgt die Angabe der Ergebnisse auch nicht in Form von präzisen Zahlenwerten (z.B. Mittelwert einer spezifischen Klasse, siehe RENGER et al. 2009), da dies exakte Berechnungen suggerieren würde. Stattdessen sind an den Horizonten die jeweils abgeschätzten Klassifizierungen für effektive Lagerungsdichte und Trockenrohdichte angegeben (siehe Kap. 0 und Kap. 8.3).

2.4.6 Mikromorphologie

Die Mikromorphologie stellt, wie bereits eingangs erwähnt, besonders in der Massenbewegungsforschung noch eine sehr wenig verbreitete Analysemethode dar. Daher sollen im Folgenden zunächst der aktuelle Forschungsstand und die Hintergründe der Methodik ausführlich dargestellt werden.

Die Mikromorphologie umfasst die qualitative und quantitative Analyse von Boden- bzw. Sedimentbestandteilen sowie deren gegenseitige Beziehungen zueinander in einem Abschnitt aus ungestörtem Bodenmaterial (nach VAN DER MEER et al. 2010). Die Ursprünge der Methodik gehen auf KUBIENA und sein Werk „Micropedology“ aus dem Jahr 1938 zurück. Bereits im Jahre 1924 veröffentlichte ROSS technische Beschreibungen zum Imprägnieren von unverfestigten Bodensedimenten, welche den Grundstein für die spätere Herstellung von Dünnschliffen legten. KUBIENA (1938) verfeinerte die Methodik durch systematische Studien von Böden, wobei seine Ergebnisse zur Klassifikation und Genese der Böden direkt auf mikroskopischen Untersuchungen basierten. In den darauffolgenden Jahrzehnten erfolgte die grundlegende Weiterentwicklung der Mikromorphologie auf Basis verschiedener Ansätze. Neben der strukturellen Analyse von Bestandteilen (u.a. BREWER 1976) standen die generelle Systematik (u.a. BULLOCK 1985; STOOPS 2003) sowie die Arbeitsmethodik und Konzeptionierung (ALTEMÜLLER 1974; FITZPATRICK 1984) im Vordergrund. Während mikromorphologische Untersuchungen von Bodenmaterial mittlerweile ebenso etabliert sind wie die Betrachtung von Festgesteinsdünnschliffen, wird bei der Analyse von unverfestigten Sedimentablagerung immer noch vergleichsweise selten auf diese Methodik zurückgegriffen,

obwohl auch hierfür die notwendige Technik bereits seit vielen Jahrzehnten vorhanden ist (VAN DER MEER & MENZIES 2011 unter Bezug auf sedimentologische Studien von LUNDQVIST aus dem Jahr 1940).

Im Zuge mikromorphologischer Dünnschliffanalysen eröffnet sich die Möglichkeit, strukturelle Anordnungen und Verteilungen von Partikeln unterschiedlicher Korngröße in unverfestigten Sedimenten vollständig zu analysieren (VAN DER MEER 1993). Durch die Untersuchung von Sedimentdünnschliffen mit 10 bis 50-facher Vergrößerung, werden Einblicke in die Architektur der Ablagerungen mit ihren Einzelbestandteilen und internen Strukturen ermöglicht. Basierend auf einer ausreichend großen Stichprobe von Dünnschliffen können Rückschlüsse auf die Genese des Sedimentaufbaus und der spezifischen Strukturen gezogen werden. Diese Erkenntnisse eröffnen schließlich die Möglichkeit, ein grundlegendes Verständnis über die im Ablagerungsgebiet auftretenden Prozesse hinsichtlich Verlagerung, Deformation und Ablagerung zu entwickeln (VAN DER MEER & MENZIES 2011).
Nach VAN DER MEER & MENZIES (2011) bietet die Mikromorphologie dabei einige entscheidende Vorteile im Vergleich zu weiter verbreiteten Untersuchungsmethoden:

- Die Mikromorphologie betrachtet (im Gegensatz zu anderen sedimentologischen oder bodenphysikalischen Labormethoden) die einzelnen Partikel bzw. Bestandteile in-situ, d.h. in ihrer direkten Beziehung und räumlichen Anordnung zueinander. Auch wenn bei der Analyse jeweils nur ein kleiner Bruchteil analysiert wird, vermittelt dieser dennoch einen Eindruck des ungestörten, lokalen Gesamtsystems, da der Grundaufbau der Probe im ursprünglichen Zustand verbleibt.
- Die Mikromorphologie ermöglicht eine präzise Analyse des Materialaufbaus und dessen exakter räumlicher Verortung. Anders als bei Analysen mittels Massenproben, die bei unverfestigten Sedimenten gebräuchlich sind, kann in einem Dünnschliff eine sehr präzise texturelle und strukturelle Beschreibung des Sediments (z.B. Größe, Sortierung, Form der Bestandteile) erstellt und in räumliche Beziehung gesetzt werden.
- Ferner schafft es die Mikromorphologie, einen direkten Zusammenhang zum jeweiligen Entstehungsprozess zu ziehen. So entstehen Einblicke in die Ergebnisse z.B. von natürlichen (Bewegungs-)Prozessen, seien es pedologische Verlagerungsprozesse im Boden, das Austauen von Debris aus Gletschern oder die Relokation von Sedimentmaterial bei Hangrutschungen.

2.4.6.1 Mikromorphologie in der Sedimentanalyse

Verglichen mit den ausführlich beschriebenen externen Betrachtungen von Bewegungs- und Sedimentationsprozessen, ebenso wie den daraus resultierenden Formen, ist über die internen Bewegungsmuster von Sedimentmassen sowie deren Mikrostrukturen noch vergleichsweise sehr wenig bekannt. Im Sinne des „Struktur-Isomorphismus" sind diese Mikrostrukturen und die interne Architektur der Sedimentkomponenten allerdings von zentraler Bedeutung für eine detaillierte Beurteilung der Gesamtsedimentmasse, beispielsweise in Bezug auf die Rekonstruktion abgelaufener Prozesse und Formengenesen oder auch der rezenten Stabilität (vgl. HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003; VAN DER MEER & MENZIES 2011). In der klassischen Sedimentologie werden Dünnschliffanalysen in erster Linie unter dem Gesichtspunkt der Studie von Materialkompositionen verwendet. Entsprechend ist der Begriff „Mikromorphologie" in der Literatur der Sedimentologie auch wenig verbreitet (VAN DER MEER & MENZIES 2011).
Erst in den letzten Jahrzehnten fand die Methodik aufgrund ihrer Vorteile und Potentiale (siehe oben) eine verstärkte Anwendung in unterschiedlichen Fachrichtungen und Fragestellungen. Hervorzuheben sind hierbei vor allem die Untersuchung von fluvialen (MÜCHER & DE PLOEY 1977; MALTMAN 1988; MENZIES & ELLWANGER 2012) und glazialen Sedimenten (PHILLIPS 2000; MENZIES 2000; HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003; VAN DER MEER et al. 2003). Weitere Studien erforschten die Mikromorphologie von Böden und Sedimenten in Verbindung mit Solifluktion (HARRIS & ELLIS 1980; HUTCHINSON 1991; HARRIS & LEWKOWICZ 1993; VAN FLIET-LANOE 2010). Gleichfalls gab es erste Untersuchungen von Ablagerungen aus verschiedenen Massen- und Hangbewegungen (u.a. BERTRAN 1993), wobei häufig Muren (*debris flows,* u.a. MENZIES & ZANIEWSKI 2003; THELER 2004) oder Bewegungen durch Solifluktion (z.B. BERTRAN & TEXIER 1999) im Forschungsfokus standen.

Da in den vereinzelten Untersuchungen von Massenbewegungen (siehe oben) durch mikromorphologische Analysen teilweise entscheidende Fortschritte zum Prozessverständnis erzielt werden konnten, liegt die Vermutung nahe, dass mit Hilfe dieser Methode möglicherweise auch bei der Erforschung von Hangrutschungen einige essentielle Ergänzungen getroffen werden können. Bisher sind auf dem Gebiet der klassischen Rutschungen (d.h. großen Massenbewegungen mit nahezu allen Korngrößen, einem meist überdurchschnittlichen Wassergehalt und mittleren Bewegungsgeschwindigkeiten; alles im Vergleich zu anderen Massenbewegungen wie Stürzen, Fließungen, usw.) keinerlei ausführlichen Studien zur Mikromorphologie der abgelagerten Sedimente vorhanden. In den oben erwähnten Arbeiten (v.a. von BERTRAN & TEXIER 1999; MENZIES & ZANIEWSKI

2003) wurde aber bereits deutlich, dass durch mikromorphologische Analysen kleine, materialinterne Deformationen resp. Reorientierungen von Partikeln detektiert werden können (vgl. u.a. BERTRAN & TEXIER 1999; MENZIES & ZANIEWSKI 2003; VAN DER MEER & MENZIES 2011). Nicht selten stellen diese Bewegungen den Beginn von größeren Hangbewegungen dar und bilden somit quasi die Vorläufer von Rutschungen. Unter der Annahme, dass durch spezifische Arten von Massenbewegungen (z.B. Fließung, Rutschung usw.) charakteristische Strukturen oder Strukturkombinationen in den jeweiligen Sedimentablagerungen entstehen, bietet die Mikromorphologie die Möglichkeit, die Prozesse und Abläufe während einer Hangbewegung im Nachhinein auf eine neue Art und Weise deutlich präziser zu rekonstruieren.

Die mikromorphologischen Analysen der Dünnschliffe in dieser Arbeit stellen gewissermaßen ein „Experiment" dar, mit dem Ziel weiterführende Kenntnisse über die Deformationsvorgänge und Bewegungsprozesse in komplexen Massenbewegungen zu erfahren. Gleichzeitig werden die Ergebnisse mit aktuellen Theorien verglichen, um einen Ansatz für weitere Untersuchungen auf diesem Gebiet zu liefern.

2.4.6.2 Probenahme im Gelände und Präparation zum Dünnschliff

Die Proben für Sedimentdünnschliffe können sowohl aus Profilschnitten im Gelände wie auch aus Bohrungen entnommen werden. Entscheidend bei der Probennahme ist, dass das Material ungestört bleibt (VAN DER MEER & MENZIES 2011). Um zu gewährleisten, dass das Probenmaterial bei der Entnahme, dem Transport oder der späteren Verarbeitung nicht zerfällt, wird die Benutzung von „Kubiena-Boxen" aus Metall empfohlen, welche direkt in die Profilwand gedrückt werden können (vgl. u.a. CARR 2004, VAN DER MEER et al. 2010, VAN DER MEER & MENZIES 2011). Nach dem Ausschneiden werden beide Seiten der Box mit einem Metalldeckel verschlossen, so dass die Probe im Inneren geschützt ist und nicht zerfallen kann (CARR 2004, VAN DER MEER et al. 2010). Eine preisgünstige Alternative hierzu sind Sortierboxen aus Plastik. Bei weichen Böden/Sedimenten können sie ebenfalls direkt in das entsprechende Profil gedrückt werden. Alternativ kann auch ein größerer, ungestörter Profilausschnitt aus der Wand herausgearbeitet und dann vorsichtig auf die Größe der Box zugeschnitten werden. Das Verschließen mit Alufolie schützt die Probe ebenfalls. Entscheidend bei jeder Probennahme ist die unbedingt notwendige Markierung der Orientierung (oben/unten), was direkt auf die Box geschrieben wird (CARR 2004; VAN DER MEER et al. 2010).

Die anschließende Verarbeitung und Präparation der Proben erfolgte im petrographischen Dünnschlifflabor der Brock University (St. Catharines, Kanada) unter Beachtung der gängigen Richtlinien (vgl. VAN DER MEER 1996, VAN DER MEER et al. 2010, MENZIES

2000). In einem ersten Schritt wurden die Proben im Labor getrocknet (siehe Abb. 10 A). Um Proben vor dem Zerfallen und/oder zu starken Austrocknen zu bewahren, empfiehlt sich generell ein langsames Abtrocknen an der Luft (VAN DER MEER & MENZIES 2011), was bei den hier analysierten Proben in etwa 2 bis 3 Wochen dauerte. Ein Problem während des Trocknungsprozesses sind die sich unter Umständen bildenden Risse, v.a. in tonigen Sedimenten. Allerdings lassen sich die Risse aufgrund ihrer sehr zackigen und unregelmäßigen Form i.d.R. gut von natürlichen Rissen unterscheiden (VAN DER MEER & MENZIES 2011). Mitunter können Trocknungsrisse aber auch gute Anzeichen für Schwächezonen und/oder Bereiche mit sehr geringer Materialdichte sein und so im Endeffekt die Interpretation sogar etwas erleichtern. Da besonders im dichten tonigen Material das Harz zur Imprägnierung häufig nicht vollständig in die Probe einziehen kann und als Resultat ein weicher Kern bestehen bleibt, sind nach PUSCH (1999) Trocknungsrisse teilweise sogar regelrecht notwendig, um eine lückenlose Imprägnierung zu gewährleisten. Sollten Risse dennoch vermieden werden, kann die Probe auch in Aceton getrocknet werden, welches das entweichende Porenwasser ersetzt und so die Rissbildung verhindert (VAN DER MEER et al. 2010).

Die getrocknete Probe wird anschließend beinahe vollständig in einem Bad aus Epoxidharz (hier verwendet: organisch basiertes Harz des Herstellers Ecopoxy ©), Aceton (oft alternativ benutzt: Styrol) und einem Härter (ebenfalls von Ecopoxy ©) eingelegt (vgl. VAN DER MEER et al. 2010, RICE 2014).

Während der folgenden Wochen (hier 1 bis 2 Wochen, kann nach VAN DER MEER & MENZIES (2011) auch 4 bis 6 Wochen dauern) zieht das Gemisch in die Probe ein und imprägniert sie vollständig. Um ein möglichst vollständiges Einziehen auch in dichtes Material zu gewährleisten, empfiehlt sich die Lagerung von tonigen Proben in einem Vakuum-Ofen (vgl. VAN DER MEER & MENZIES 2011, RICE 2014). Das Aceton entzieht dem Material dabei im Verlauf die Feuchtigkeit, welche durch das Harz ersetzt wird (RICE 2014).

Nach der vollständigen Imprägnierung der Probe wird überschüssiges Harz entfernt (siehe Abb. 10 B) und die Probe im Trockenschrank für rund eine Woche bei ca. 40-50°C getrocknet. Nach Abkühlen der Probe wird der gehärtete Block zersägt (siehe Abb. 10 C) und dessen Härtegrad im Kern überprüft. Falls das Harz nicht vollständig bis in den Kern vordringen konnte, erfolgte eine zweite Oberflächenimprägnierung. Im Anschluss wird die Probe in Scheiben zerschnitten (siehe Abb. 10 D), mit einer Maschine (hier: *PM 2A*®-*polisher*) erstmals geschliffen und ausgewählte Exemplare auf Objektträger (hier verwendete Größe: 75 x 50 x 1 mm) aufgetragen (vgl. VAN DER MEER & MENZIES 2011, RICE 2014). In den letzten Schritten wird die Probe schließlich per Maschine (Petro-Thin®-

Schleifmaschine) sowie in Handarbeit auf 25 – 30 Mikrometer abgeschliffen (siehe Abb. 10 E; Details siehe RICE 2014 sowie LEE 1993, CARR 1998, VAN DER MEER 2010).



Abb. 10: Präparation einer Sedimentprobe von der getrockneten Geländeprobe (A) bis zum fertigen Dünnschliff (F).

2.4.6.3 Beschreibung der Dünnschliffproben: Vorgehensweise und Terminologie

Die Terminologie zur Beschreibung der Mikromorphologie von Sedimenten stammt ursprünglich zum größten Teil aus dem Bereich der Bodenkunde und wurde im Laufe der methodischen Weiterentwicklung durch geologische Begriffe ergänzt (BREWER 1976, VAN DER MEER 1993, MENZIES 2000, STOOPS 2003). Bei der mikroskopischen Analyse von Sedimentmaterial können prinzipiell zwei Komponentengruppen voneinander unterschieden werden (vgl. VAN DER MEER 1996, STOOPS 2003):

- Partikel unter 30 Mikrometer (entspricht Ton + Fein- und Mittelschluff): Diese Partikel sind in ihrem Korndurchmesser feiner als die Dicke des Dünnschliffs und können somit nicht mehr als Einzelkörner erkannt werden. Entsprechend wird diese Fraktion als Plasma zusammengefasst (alte Begriffe: Grundmasse oder Matrix).
- Partikel über 30 Mikrometer (Grobschluff und größer) sind als Einzelkorn erkennbar (wenngleich auch meist nur „schemenhaft“) und können somit auch individuell angesprochen werden (meist erst ab Sandkorngröße wirklich möglich). Diese Partikel werden als Skelett(körner) oder Fragmente bezeichnet.

In der Sedimentmikromorphologie wird darüber hinaus häufig noch eine weitere Komponentengruppe bestehend aus Plasma und gröberen Körnern angesprochen, die zusammenfassend als S-Matrix bezeichnet wird (VAN DER MEER & MENZIES 2011). Hierbei handelt es sich somit quasi um Agglomerationen von Feinst- und Grobmaterial, die miteinander „verbunden" sind und strukturell nicht mehr als einzelne Bestandteile angesprochen werden können bzw. sollten.

Wie Abbildung 11 (aus VAN DER MEER & MENZIES 2011) verdeutlicht, kann der interne Aufbau der Sedimente somit unterschieden werden in a) Strukturen in Verbindung zum Plasma, b) Plasma-Strukturen mit Orientierung an vorkommenden Körner, c) Strukturen in Verbindung zur S-Matrix.

a) Die Plasma-Textur (engl. *Plasmic Fabric*, nach BREWER 1976; in der Bodenkunde auch als „*b-fabric*" bezeichnet, vgl. STOOPS 2003) beschreibt die Orientierung des Plasmas oder Teile des Plasmas anhand dessen Eigenschaften der Doppelbrechung (ZANIEWSKI 2001). Generell sind Plasma-Texturen Anzeichen für die duktile Deformation von Feinmaterial (VAN DER MEER & MENZIES 2011). Die vier häufigsten Plasma-Texturen (*insepic, omnisepic, masepic* und *unistral*) beschreiben dabei die zunehmenden Orientierungsgrade von sehr wenig orientiert (*insepic*) über vereinzelt orientiert (*omnisepic*) bis hin zu eingeregelt (*unistral*) (HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003, VAN DER MEER & MENZIES 2011).

b) Eine „Sonderform" der Plasma Textur stellt die sog. *skelsepic*-Textur dar, da hier die Plasmaorientierung in erster Linie von vorhandenen Grobkörnern abhängt. Das Plasma orientiert sich hierbei um ein einzelnes, zentrales Grobkorn bzw. Fragment. Der genaue Bildungsprozess ist dabei noch nicht vollständig geklärt, wobei eine Bildung im Zuge von Rotationsbewegungen des Grobkorns sensu VAN DER MEER 1993 am wahrscheinlichsten ist.

c) Die S-Matrix-Strukturen (Strukturen aus Grobkörnern + Plasma) unterscheiden sich je nach Prozess und Materialbeschaffenheit in duktil (*ductile)*, spröde (*brittle*), mehrphasig (*polyphase* = duktil und spröde) oder durch Porenwasser beeinflusst (vgl. MENZIES 2000, VAN DER MEER & MENZIES 2011). Die Reaktion eines Materials hängt von dessen Aufbau (feines Material reagiert eher duktil als grobes) und von seinem Porenwassergehalt ab. Nach VAN DER MEER & MENZIES (2011) ist die Genese von Grobkornstrukturen nicht nur auf den unmittelbaren Ablagerungsprozess beschränkt, sondern kann bereits davor beginnen und teilweise bis nach der unmittelbaren Ablagerung andauern.

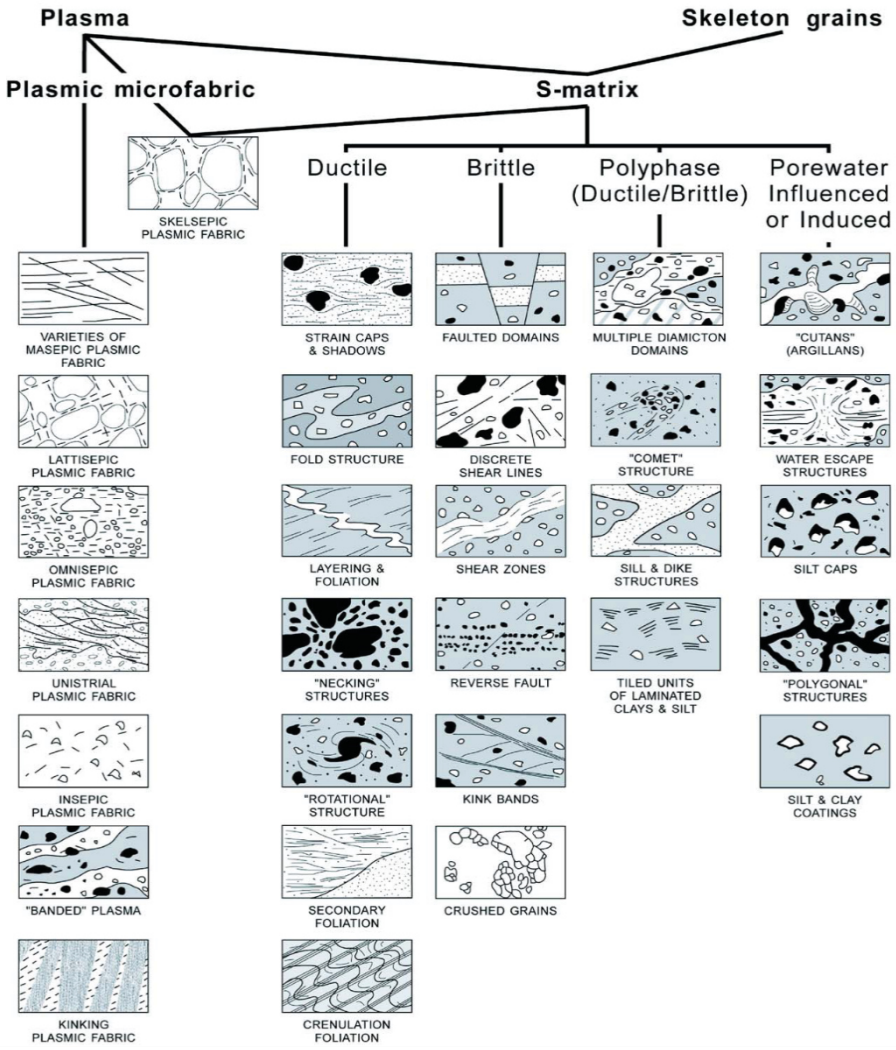


Abb. 11: Plasma-Texturen und Mikrostrukturen aus glazialen Sedimenten (aus VAN DER MEER & MENZIES 2011, verändert)

Bei der Beschreibung der Dünnschliffe erfolgt einerseits eine Betrachtung der einzelnen Komponenten (Plasma und Grobkörner) und ihrer Beschaffenheit sowie andererseits der vorhandenen Strukturen aus beiden Fraktionen.

Die Analyse der Plasmatextur beruht in erster Linie auf dessen doppelbrechenden Eigenschaften, die unter gekreuzten Polarisatoren sichtbar werden (vgl. u.a. STOOPS 2003). Generell ist die Plasmatexturanalyse aber nur dann sinnvoll, wenn in der vorliegenden Probe auch eine bedeutende Menge an Plasma vorhanden ist, so dass es die Eigenschaften bzw. das Verhalten des Sedimentmaterials unter dem Einfluss von Druck beeinflusst. Allerdings ist auch bei entsprechenden Plasmamengen nicht automatisch davon auszugehen, dass sich eine

sichtbare Textur herausbildet. Dies geschieht nur unter passenden Druck- und Bewegungsverhältnissen sowie bei entsprechenden Materialzusammensetzungen (vgl. u.a. HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003, CARR 2004, VAN DER MEER et al. 2010, VAN DER MEER & MENZIES 2011). Dabei ist nur in den seltensten Fällen in einem gesamten Dünnschliff eine einheitliche Textur vorhanden. Selbst unter konstanten Druckverhältnissen konzentrieren sich die Orientierungen auf einzelne Abschnitte, Bänder, Fragmente o.ä. (HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003). Trotz dieser Beschränkung auf Einzelbereiche (*Domains*) ist die Analyse der Plasmatexturen generell von großer Bedeutung, da sie Aufschluss über den Druck und Stress geben kann, welcher auf das gesamte Sediment eingewirkt hat (VAN DER MEER & MENZIES 2011).

Bei der Betrachtung der Grobkörner auf Dünnschliffebene ist in erster Linie der Maßstab zu beachten. Bereits Sandkörner sind einzeln erkennbar, noch größere Körner bekommen unter dem Mikroskop leicht den Charakter von (regulären) Grobfragmenten, obwohl es sich lediglich um Körner mit mehreren Millimetern oder wenigen Zentimetern Durchmesser handelt.

Oftmals stechen die Grobfragmente auch bei der Betrachtung der internen Strukturen hervor. Da deren Anordnung aber i.d.R. eine Plasmabewegung vorausgeht, muss bei der Betrachtung, Analyse und Interpretation der Strukturen das gesamte Sedimentmaterial im Fokus stehen. Elemente, die nur auf das Grobmaterial beschränkt sind, gibt es im Endeffekt nicht. Lediglich beim Vergleich der Orientierung der Grobkörner spielt das Feinmaterial eine untergeordnete Rolle (vgl. u.a. VAN DER MEER & MENZIES 2011).

Da die Sedimentmikromorphologie, wie bereits erwähnt, (noch) keine eigenständige, verbreitete Terminologie besitzt, werden in dieser Arbeit vorzugsweise die auch in der englischen Fachliteratur verwendeten Begriffe benutzt (kursiv) (vgl. dazu v.a. VAN DER MEER 1996, VAN DER MEER & MENZIES 2011).

4 Einführung in die Untersuchungsgebiete

Das nordbayerische Schichtstufenland ist Teil des Süddeutschen Schichtstufenlandes, welches nach Südwesten seine Fortsetzung in der Schwäbischen Alb und dem Schweizer Jura findet. Vom westlich gelegenen Grundgebirge des Spessarts steigen die Schichten über Bundsandstein und Muschelkalk bis zu den Schichtstufen von Keuper und Jura an (MEYER & SCHMIDT-KALER 1992).

Die generellen Voraussetzungen für die Bildung einer Schichtstufenlandschaft sind unterschiedlich erosionsresistente Gesteinsfolgen sowie ein flaches Einfallen der Schichten. Geologisch härtere Schichten wie beispielsweise Kalksteine oder einige Sandsteine treten dabei als Stufenbildner auf, weichere Gesteine (v.a. Tone) bilden den Sockel (GEYER & SCHMIDT-KALER 2009). Mit dem Aufbau der Schichten verbunden ist auch eine unterschiedliche Permeabilität der Gesteine. Im Gegensatz zu den wasserdurchlässigen Kalk- und Sandsteinen sind die Tonsteine weitestgehend wasserstauend. Auf diese Art und Weise kommt es an den Schichtgrenzen von liegenden Tonen zu hangenden Kalk- oder Sandsteinen immer wieder zur Ausbildung von Quellhorizonten, welche hinsichtlich einer Rutschungsdisposition von besonderer Bedeutung sind (VON DER HEYDEN 2004). Für nähere Ausführungen zur Bildung des nordbayerischen bzw. Fränkischen Schichtstufenlandes sei an dieser Stelle auf die zitierte Literatur (MEYER & SCHMIDT-KALER 1992, GEYER & SCHMIDT-KALER 2009) verwiesen.

Im Folgenden sollen zunächst die Regionen der Arbeitsgebiete vorgestellt werden, wobei auch die lokalen Voraussetzungen für das Ausbilden von Rutschungen in diesen Gebieten näher beleuchtet wird. Abschließend erfolgt eine detaillierte Beschreibung der untersuchten Hänge.

Alle geologischen Beschreibungen folgen den aktuellen Richtlinien der 6. Stratigraphische Tabelle von Deutschland (DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION 2002). Um eine einheitliche Beschreibung zu gewährleisten, wurden die Schichten primär nach ihrem Alter in der international gängigen Terminologie benannt. Die mitunter deutlich bekannteren regional gebräuchlichen Begriffe werden in Klammern aufgeführt.

4.1 Steigerwald / Frankenhöhe

Von Westen kommend bildet der Anstieg der Keuperschichtstufe nach den Flächen des Muschelkalks eine erste markante Schichtstufe. Nördlich des Mains als Haßberge bezeichnet,

gliedert sich die Keuperschichtstufe nach Süden in Steigerwald und Frankenhöhe, unterbrochen von der Windsheimer Bucht.

An der Schichtstufe (siehe Abb. 12) unterlagern die Einheiten des sog. Gipskeupers (Karnium, unterer mittlerer Keuper) die Schichten des Sandsteinkeupers (Norium, oberer mittlerer Keuper). Im Steigerwald ist die Geologie des Sandsteinkeupers als zusammenhängende Decke noch gut erkennbar, wenngleich sie von mehreren Flüssen durchschnitten werden (u.a. Rauhe Ebrach, Mittelebrach, Reiche Ebrach).

Im Bereich der Frankenhöhe dagegen stellt sich die gesamte Keuperstufe als kleinräumig zerschnitten, bzw. wesentlich stärker erodiert dar. Westlich sind eine Vielzahl von Zeugenbergen und Überresten der ehemaligen Schichtstufe dem heutigen Hauptanstieg vorgelagert. Topographisch erhebt sich die Frankenhöhe (Hornberg 554 m ü. NN) etwas über die Lagen des Steigerwalds (Scheinberg 499 m ü. NN). Die Höhendifferenz zum ebenfalls nach Süden hin ansteigenden Vorland beträgt jeweils rund 250 m.

Die Dachflächen der Region von Steigerwald und Frankenhöhe werden durch den Sandstein des Karniums (Blasensandstein, Grenze Gipskeuper/Sandsteinkeuper) gebildet. Östlich schließen sich im Hangenden weitere Sandsteinschichten aus dem Norium (Sandsteinkeuper) an, die bis an den Fuß der Fränkischen Alb reichen. Am Westrand des Steigerwalds und der Frankenhöhe ist der Blasensandstein gleichzeitig oberster Stufenbildner. Unterhalb der Abrisskante prägen im liegenden Gipskeuper Wechselfolgen unterschiedlich stark wasserstauende Tonschichten („Lehrbergschichten“, oberes Karnium) und die Sandsteine des mittleren Karniums („Schilfsandstein“) das Bild (GLASER & SPONHOLZ 1993). Die mittleren Hangbereiche werden vorwiegend von den tonig-mergeligen Lagen des unteren Karniums („Estherienschichten“) dominiert, welche das Wasser durchgehend stauen (HAUNSCHILD 1966). Im Liegenden folgen weitere tonig-mergelige Schichten aus dem unteren Karnium („Myophorienschichten“), die sich häufig bis in das Vorland der Stufe ziehen, ehe dort die Schichten des unteren Keupers (Ladinium) anschließen (GEYER & SCHMIDT-KALER 2009).

Geomorphologisch gesehen besitzen die zahlreichen Flüsse wie Aisch, Zenn oder Aurach den größten landschaftsprägenden Einfluss. Insgesamt ist das Relief an der gesamten Keuperschichtstufe durch zahlreiche Steilhänge geprägt. Durch die nach Osten gerichtete Entwässerung der Hauptgewässer sind die fluvialen Einschnitte an der Frontstufe allerdings deutlich geringer als dies beispielsweise beim Durchbruch des Maintals der Fall ist.

Aufgrund ganzjährig auftretender Niederschläge, regelmäßiger Schneefälle und Frostwechsel im Winter unterliegen die Hangbereiche einer intensiven Verwitterung. Als östliche Begrenzung der Mainfränkischen Platten stellen der Steigerwald und die Frankenhöhe im Vergleich zu Städten wie Kitzingen oder Schweinfurt (Jahresdurchschnittsniederschläge ca.

580 mm) eine klimatisch relevante Stufe in Bezug auf die Niederschläge dar. Die Niederschlagssummen ausgewählter benachbarter Orte westlich und östlich der Schichtstufe lassen allerdings nur einen untergeordneten Einfluss erkennen. Demnach sind die Jahressummen beispielsweise in Schillingsfürst (761 mm) knapp 90 mm höher als im westlichen Rothenburg (676 mm) oder dem östlichen Neustadt a. d. Aisch (687 mm) (alle Niederschlagswerte: www.DWD.de).

An der Keuperschichtstufe ist die Rutschungsanfälligkeit stark an das Auftreten von Quellhorizonten gebunden. Durch die insgesamt nach Osten (= antithetisch) einfallenden Schichten wird infiltrierendes Wasser zwar generell eher von der Stufe weggeführt, bei hohen Niederschlägen oder intensiver Schneeschmelze kann es aber dennoch zum Durchweichen von Schichten kommen (GLASER & SPONHOLZ 1993). Ein ausgeprägter Quellhorizont ist an der Grenze zwischen dem stark geklüfteten Schilfsandstein im Hangenden und den liegenden Estherienschichten vorhanden (vgl. HAUNSCHILD 1966), so dass es besonders hier zum Ausbilden von Gleitschichten kommen kann, an denen Massenbewegungen entstehen (VEDER 1979).

Basierend auf dem mineralogischen Aufbau der Tone aus den Lagen des Gipskeupers (siehe Kap. 4.3.3) beschreibt HAMMER (1985) die Rutschungsanfälligkeit der Schichten an der Keuperstufe dennoch als eher gering. Der Beurteilung widersprechen GLASER & SPONHOLZ (1993), die in ihrer Arbeit die Verbreitung von Massenbewegungen im gesamten Gebiet der Frankenhöhe aufzeigen. Aufgrund von mehr als 20 Rutschungen in den Jahren zwischen 1939 und 1990 in Kombination mit der geologisch-tektonischen Disposition beschreiben sie den gesamten Bereich der Frankenhöhe als rutschungsgefährdet.

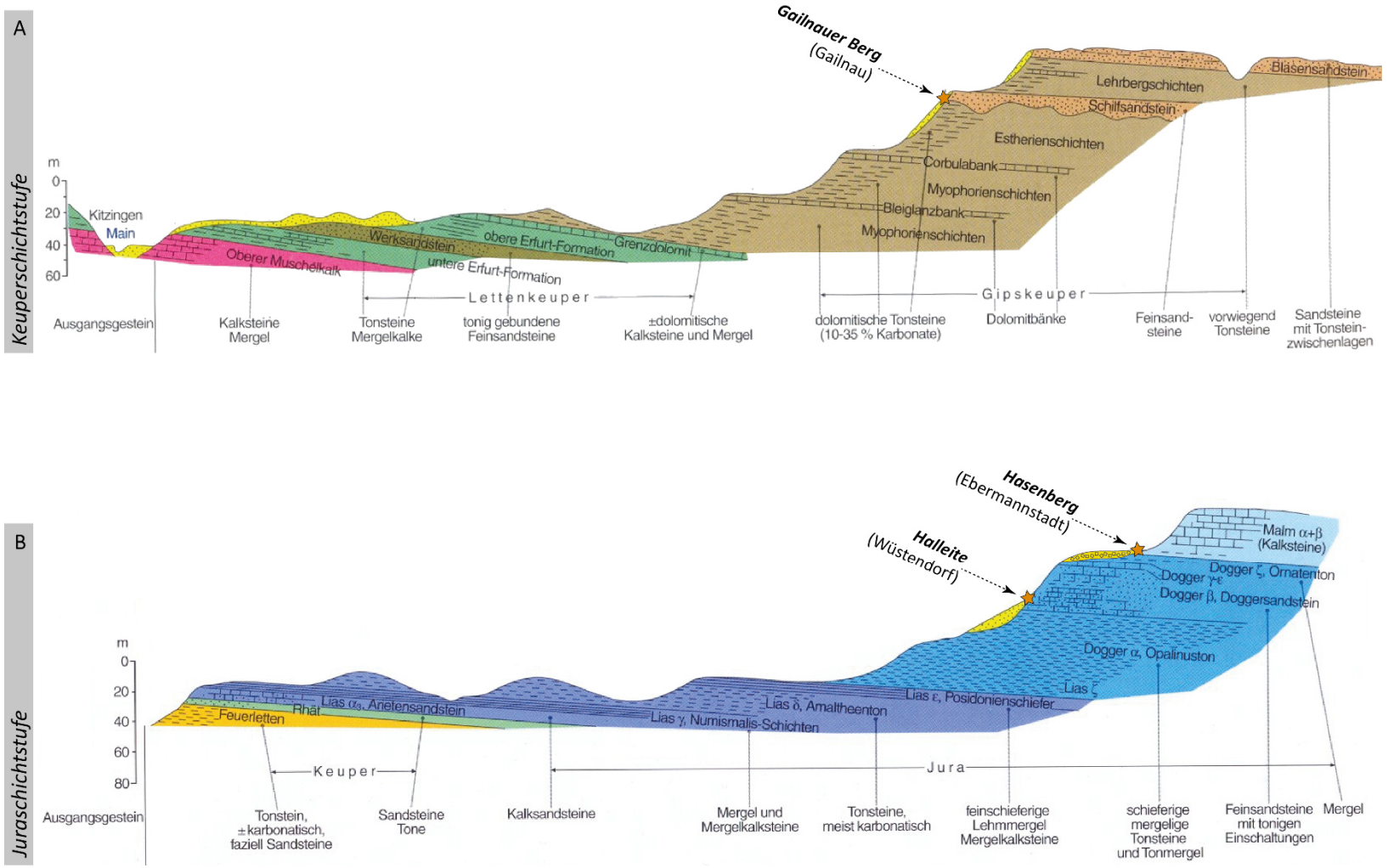


Abb. 12: (A) Profilschnitt durch den Steigerwald und sein westliches Vorland (aus GEYER & SCHMIDT-KAHLER 2009, verändert), (B) Profilschnitt durch die Fränkische Alb und ihr westliches Vorland (aus GEYER & SCHMIDT-KAHLER 2009, verändert); Markierungen zeigen die Lagen der Untersuchungsgebiete an der Schichtstufe

4.2 Fränkische Alb

Die nördliche Fränkische Alb zeigt entlang ihres Stufenverlaufs deutliche Unterschiede. Im Nordwesten bei Ebern ist die Schichtstufe nur noch reliktisch in einzelnen Zeugenbergen vorhanden. Hier dominieren die tieferen Schichten der sog. „Feuerletten" (Knollenmergel, oberer Keuper, bzw. Rhaetium) und die Sandsteine aus dem Rhaetium (Übergang oberer Keuper/Schwarzer Jura). Die Hauptstufe mit den Schichten des braunen und weißen Juras wurde durch Erosion in Folge hoher fluvialer Dynamik (u.a. des Mains) bereits weiter gen Osten rückverlagert (VON DER HEYDEN et al. 1993, GEYER & SCHMIDT-KALER 2009).
Etwa ab einer Linie Bamberg-Kulmbach in Richtung Süden verläuft die Stufe kontinuierlicher. Während auf der Ostseite die Stufe sogar vergleichsweise geradlinig verläuft, sind auf der Westseite besonders die Schichten des weißen Juras teilweise stark zerschnitten. Den größten Einschnitt dieser Art bildet das Tal der Wiesent. Von den Hochflächen der nördlichen Fränkischen Alb verläuft das Haupttal ab Ebermannstadt in südwestliche Richtung und mündet bei Forchheim in das Tal der Regnitz. Dieser als Fränkische Schweiz bekannte, nördliche Teil der Fränkischen Alb erreicht Höhen bis über 500 m ü.NN. (Staffelberg 539 m), womit eine deutliche Differenz zum westlichen Vorland von bis zu 300 Höhenmetern besteht (Bamberg 242 m ü.NN.). Besonders in den Bereichen der größeren Flusstäler von Regnitz, Wiesent oder Roter Main stellt der Anstieg zur Hochfläche eine markante Geländestufe dar.

Die gesamte geologische Schichtfolge der Fränkischen Schweiz (siehe Abb. 12) umfasst Mittel- und Oberkeuper an der Basis sowie die Schichten des Schwarzen, Braunen und Weißen Juras, welche die Stufe aufbauen. Die obersten Stufenbildner sind Kalksteine der Weißjura-Serie (Kimmeridgium, „Malm-δ" und „Malm-γ"). Unterhalb des Albtraufes bilden der Werkkalk des Oxfordium („Malm-α/β"), der sog. „Eisen- oder Doggersandstein" der oberen Aalenium-Schichten („Dogger-β"), Posidonienschiefer des Toarcium (Schwarzjura) und die Sandsteine des Rhaetium (Oberer Keuper/Schwarzer Jura) markante Hangstufen aus. Der Stufensockel wird aus den rutschungssensitiven Tonsteinen der „Feuerletten" (Rhaetium, oberer Keuper) aufgebaut. Hangaufwärts folgen außerdem die Tone der unteren Aalenium-Schichten (sog.: Opalinuston, „Dogger-α") und die Tone der Callovium-Schichten (sog. Ornatentone, „Dogger-γ-ζ") am Übergang zu den Kalksteinschichten des Weißen Juras. Die auf den wasserstauenden Schichten ausgebildeten Quellhorizonte sind eine bedeutende Voraussetzung für das Auftreten von Massenbewegungen (vgl. VON DER HEYDEN et al. 1993). Hierbei kommt besonders den Lagen der Callovium-Tone entscheidende Bedeutung

zu, da diese unterhalb des Albtraufs und dessen wasserdurchlässigen Kalkgesteinen die erste stauende Schicht darstellen und somit den Wassereintrag der Hochfläche erfahren (BIRZER 1952).

Neben der Geologie bestimmen die geomorphologischen Faktoren die Ausprägung der Fränkischen Schweiz. Die Bereiche nördlich von Bamberg entwässern lediglich kleinere Flüsse in den Main als Vorfluter. Durch die geringe fluviale Dynamik ist die geologische Schichtung nahezu ungestört vorhanden. Hingegen zeigt sich in der Region südlich von Bamberg ein deutlich stärkerer fluvialer Einfluss. Die Regnitz verläuft an der westlichen Stufe der Fränkischen Alb und schneidet sich lokal in die dortigen Schwarzjuraschichten ein. Fast flächendeckend werden die Keupersandsteine von Terrassenschottern und -sanden sowie würmeiszeitlichen Schottern überdeckt, was in Abschnitten auch auf die Feuerletten zutrifft. Wie bereits erwähnt, stellt innerhalb der Fränkischen Schweiz vor allem das Wiesenttal einen markanten Einschnitt dar. Im Oberlauf beschränken sich die Einschnitte des Flusstals noch auf die Schichten des oberen Weißjuras. Ab Gössweinstein sind an der Sohle des engen Tals die Braunjura-Schichten angeschnitten. Unterhalb von Ebermannstadt öffnet sich das Tal, und die Schichten des Schwarzen Juras werden erreicht. An der Ostseite der Fränkischen Alb verläuft das Maintal mehrere Kilometer vor der eigentlichen Stufe, so dass die Morphologie der Stufe weniger von fluvialen Einschnitten geprägt ist.

Die Verteilung der Niederschläge im Gebiet der Fränkischen Alb wird maßgeblich durch den Verlauf der Jura-Schichtstufe bestimmt. Im Vorland werden im Durchschnitt Jahresniederschläge um 650 bis 700 mm verzeichnet (Bamberg: 633 mm, Ebern: 687 mm, Forchheim 702 mm). Dagegen liegen die Werte in den Luv-Lagen der Fränkischen Alb durchschnittlich rund 200 mm höher (Königsfeld: 908 mm, Pottenstein: 913 mm). In Richtung Osten sinken die Niederschläge schließlich (Hollfeld 791 mm, Hersbruck 845 mm, Sulzbach 792 mm), wobei östlich der Fränkischen Alb ein Leeeffekt deutlich wird (Hirschau 727 mm, Amberg 690 mm) (alle Daten: www.DWD.de). Der Schwerpunkt der Niederschläge liegt natürlich stets innerhalb der Sommermonate.

Nach VON DER HEYDEN et al. (1993) werden in historischen Quellen hohe Winter- oder Frühjahresniederschläge in feuchten Jahren häufig als Ursache für Massenverlagerungen aufgeführt. Untersuchungen zur flächenhaften Verbreitung von Rutschungen in der Fränkischen Alb (u.a. HAMMER 1985, HÜTTEROTH 1994, VON DER HEYDEN 2004) unterstreichen die Abhängigkeit der Massenbewegungen von den geologisch-bodenmechanischen Parametern sowie dem Relief. Zusammenfassend lassen sich drei Faktoren für das Ausbilden von Rutschungen an der Fränkischen Alb festhalten. Durch die (I) Wechsellagerung wasserdurchlässiger und wasserundurchlässiger Schichten kommt es zum Ausbilden von Quellhorizonten. Das (II) Einfallen der Schichten zur Hollfelder Mulde

hin verursacht in weiten Teilen zwar einen Transport des Hangwassers weg von der Frontstufe, gleichzeitig erfahren ostexponierte Hänge wie beispielsweise im Wiesenttal oder bei Weismain einen zusätzlichen Einfluss von Wasser. Schließlich wirken die (III) Niederschläge an der Fränkischen Alb besonders stark, da die Juraschichtstufe, nach dem Anstieg des Spessarts und den Leelagen der Mainfränkischen Platten, die erste deutliche Barriere für feuchte Luftmassen aus Nordwesten darstellt (vgl. dazu u.a. die Arbeiten von DORN 1920, BIRZER 1952, MÜLLER 1957, HEGENBERGER 1961, HAMMER 1985, HÜTTEROTH 1994, VON DER HEYDEN 2004, JÄGER et al. 2013).

4.3 Die Untersuchungsgebiete im Einzelnen

Für die Anwendung des geplanten Multimethodenansatzes zur Analyse der Hangstabilität wurden drei Untersuchungsgebiete im nordbayerischen Schichtstufenland gezielt festgelegt. Bei der Auswahl der Arbeitsgebiete wurden mehreren Anforderungen berücksichtigt. Im Vordergrund standen diesbezüglich ein möglichst junges Alter der Rutschungen sowie die Lage in unterschiedlichen geologischen Einheiten. Das Hauptaugenmerk lag diesbezüglich vor allem auf den morphologisch bedeutenden Schichtstufen der Fränkischen Alb (Braunjura-β und Weißjura-α) sowie der Keuperschichtstufe (Gipskeuper), wobei eine gewisse räumliche Verteilung der Rutschungen erwünscht war. Darüber hinaus sollten möglichst charakteristische Massenbewegungstypen für die jeweilige Region im Fokus der Arbeit stehen.

Um diese Richtlinien möglichst optimal erfüllen zu können, fanden im Vorfeld der Arbeit umfangreiche geomorphologische Übersichtskartierungen sowohl an der Fränkischen Alb wie auch dem Steigerwald und der Frankenhöhe statt. Basierend auf den Ergebnissen und Erfahrungen diesen Kartierarbeiten wurden die in Abbildung 13 illustrierten Untersuchungsgebiete an der Frankischen Alb (A & B) und der Frankenhöhe (C) ausgewählt. Die Bewegung bei Wüstendorf (A) aus dem Jahr 2008 ist dabei deutlich jüngeren Alters als die Rutschungen bei Ebermannstadt (B) und Gailnau (C), welche sich bereits 1957 bzw. 1958 ereigneten. Auf Basis ihrer morphologischen Formfrische, insbesondere auch im Vergleich mit zahlreichen weiteren kartierten Rutschungen in Nordbayern, sind dennoch alle drei Massenbewegungen als rezent einzustufen.

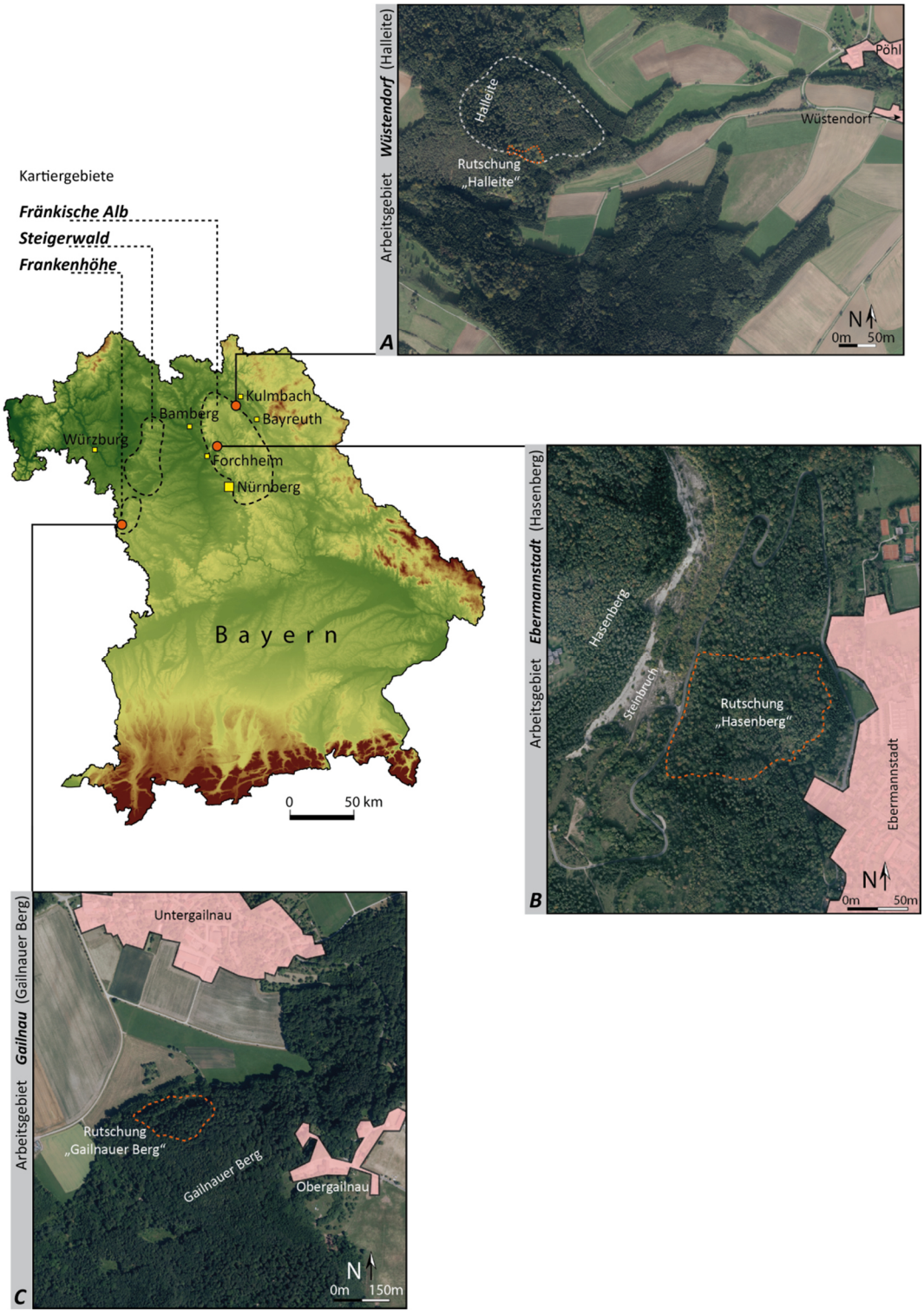


Abb. 13: Die Arbeits- und Kartiergebiete in Nordbayern (Kartengrundlage Bayern: www.opendem.info, Orthophotos: LVG BAYERN 2015)

4.3.1 Ebermannstadt

Abbildung 14 zeigte die Lage von Ebermannstadt im Wiesenttal am Eingang zur Fränkischen Schweiz auf einer Höhe von 292 m ü. NN. Die Berge der näheren Umgebung erreichen Höhen knapp über 500 m ü. NN (Wachtknock 517 m ü. NN). Besonders diese Höhenlagen erhalten im Winter eine beträchtliche Menge der Niederschläge als Schneefall.



Abb. 14: Die Lage des Untersuchungsgebietes Ebermannstadt im Tal der Wiesent nordöstlich von Forchheim. (Orthophoto und Kartendaten von www.Bayernviewer.de)

Die Geologie der Region spiegelt exemplarisch den Schichtenverlauf der Fränkischen Alb wider. Die Bereiche des Talbodens (mit Alluvium überdeckt) sowie die angrenzenden unteren Hanglagen werden von den Tonsteinen der unteren Aalenium-Schichten (Opalinuston) gebildet. Oberhalb schließen die Sandsteinschichten der oberen Aalenium-Schichten (Dogger-/Eisensandstein) an. Im Gelände machen sich diese rund 55 m mächtigen Lagen durch einen ersten Steilanstieg bemerkbar. Den Sandstein kennzeichnen mehrere namensgebende Eisenflöze, die sich mit Sandsteinlagen unterschiedlicher Korngröße und Mürbe sowie auch vereinzelten Tonschichten abwechseln (MÜLLER 1957). Hangend folgt theoretisch eine ausgeprägte Verebnungsfläche, aufgebaut aus den zahlreichen Tonlagen der Callovium-Schichten (u.a. der sog. Ornatenton). Diese Verebnung tritt am Hasenberg aber praktisch nicht zum Vorschein, da sie vom Schutt der hangenden Oxford-

Kalke überdeckt wird. Diese Einheit besteht in den unteren Lagen (unteres Oxfordium/Malm-α) aus einer Wechselfolge von Mergelkalkbänken mit bis zu 30 cm Mächtigkeit und dazwischengeschalteten Mergelschieferlagen. Darüber lagern die dickbankigen Werkkalke (oberes Oxfordium/Malm-β), welche den Steilanstieg der Weißjura-Schichten verlängern und im Steinbruch oberhalb des Rutschhanges am Hasenberg abgebaut wurden. Die darüber liegenden Mergel der unteren Kimmeridgium-Lagen (Malm-γ) bilden erneut flachere Hänge aus. Insgesamt sind die gesamten Schichten mit 2° schwach nach Osten einfallend (MÜLLER 1957, nähere Angaben zur Geologie siehe MÜLLER 1959).

Aufgrund des Schichtfallens finden sich an der Ostseite des Hasenberges mehrere Quellaustritte, die besonders nach anhaltenden Niederschlägen schütten. Wie bereits zuvor beschrieben, sind in dieser Hinsicht vor allem die Callovium-Tone von großer Bedeutung, während die hangabwärts gelegenen unteren Aalenium-Tone nur eine untergeordnete Rolle spielen.

Aus Abbildung 15 wird deutlich, dass die gesamten Hänge um Ebermannstadt von einer Vielzahl von Rutschungen betroffen sind. Die Bedeutung der Schichtquellen wird durch die erkennbare Häufung großer Massenbewegungen an ostexponierten Hängen hervorgehoben. Alle Rutschungen im Umfeld der Stadt gehen auf Bewegungen am Übergang der Callovium-Tone zu den Oxford-Kalken zurück, wie auch bereits HÜTTEROTH (1994) in seinen Arbeiten an der „Langen Meile“ südwestlich von Ebermannstadt beschrieben hat. Die größten und bekanntesten Massenbewegungen um Ebermannstadt fanden in den Jahren 1625, 1957, 1961 und 1979 statt. Auffällig bei all diesen Ereignissen waren die Parallelen des jeweiligen Datums, da sich alle Rutschungen in der dritten Februarwoche ereigneten. Dementsprechend ist von einer starken Abhängigkeit der Massenbewegungen von klimatischen Verhältnissen auszugehen (siehe auch MÜLLER 1957, HEGENBERGER 1961, HAMMER 1985, MOSER & RENTSCHLER 1999).

An der ostexponierten Flanke des Hasenberges ereignete sich am 17. und 18. Februar 1957 ein großer Hangrutschung („Bergsturz“ n. MÜLLER, 1957). In den vorangegangenen Wochen kam es durch steigende Temperaturen zu einer intensiven Schneeschmelze. Durch anhaltende Niederschläge in den Tagen nach dem 8. Februar erfuhr der Hang einen zusätzlichen Eintrag von Wasser. MÜLLER (1957) beschreibt erste sichtbare Bewegungen an Risse aus den Bereichen der Callovium-Tone. Die eher unkontrollierte Entwässerung der Quellen am Hang führte zu einem Durchweichen der Tone sowie darauf lagernder Schuttmassen mit Feinmaterial. Die aufgeweichten Schichten gerieten schließlich in Bewegung, woraufhin das Widerlager für hangaufwärts aufgetürmte Schuttmassen wegfiel. Entsprechend wurden auch diese Massen hangabwärts verlagert, was zu einer Vergrößerung der Bewegung und einem Transport der Rutschmassen bis in die unteren Hangbereiche

führte. Während im Oberhang einzelne Schollen, Blöcke und Grobschutt verlagert wurden, ereignete sich in den unteren Hangbereichen eine eher fließende Bewegung von stark durchfeuchtetem Material (eine ausführliche Beschreibung der Rutschung findet sich bei MÜLLER (1957)). Insgesamt war ein 225 m breites und 350 m langes Gelände von der Rutschung betroffen, das Gesamtvolumen belief sich auf rund 625.000 m³ (MÜLLER 1957). Die unteren Ausläufer dieser bis heute, gemessen am Volumen, größten Rutschung um Ebermannstadt erreichten 1957 noch nicht die unmittelbare Grenze der Stadt. Mittlerweile erstreckt sich die Stadt mit Wohnhäusern, Schule und Gewerbegebäuden allerdings bis in die unteren Hangbereiche des Hasenberges. Die neue Feuersteinstraße, deren Verlegung durch die Zerstörung der alten Straße durch die Rutschung 1957 notwendig wurde, verläuft nur wenige Meter vor der im Wald gelegenen Front der Rutschmasse.

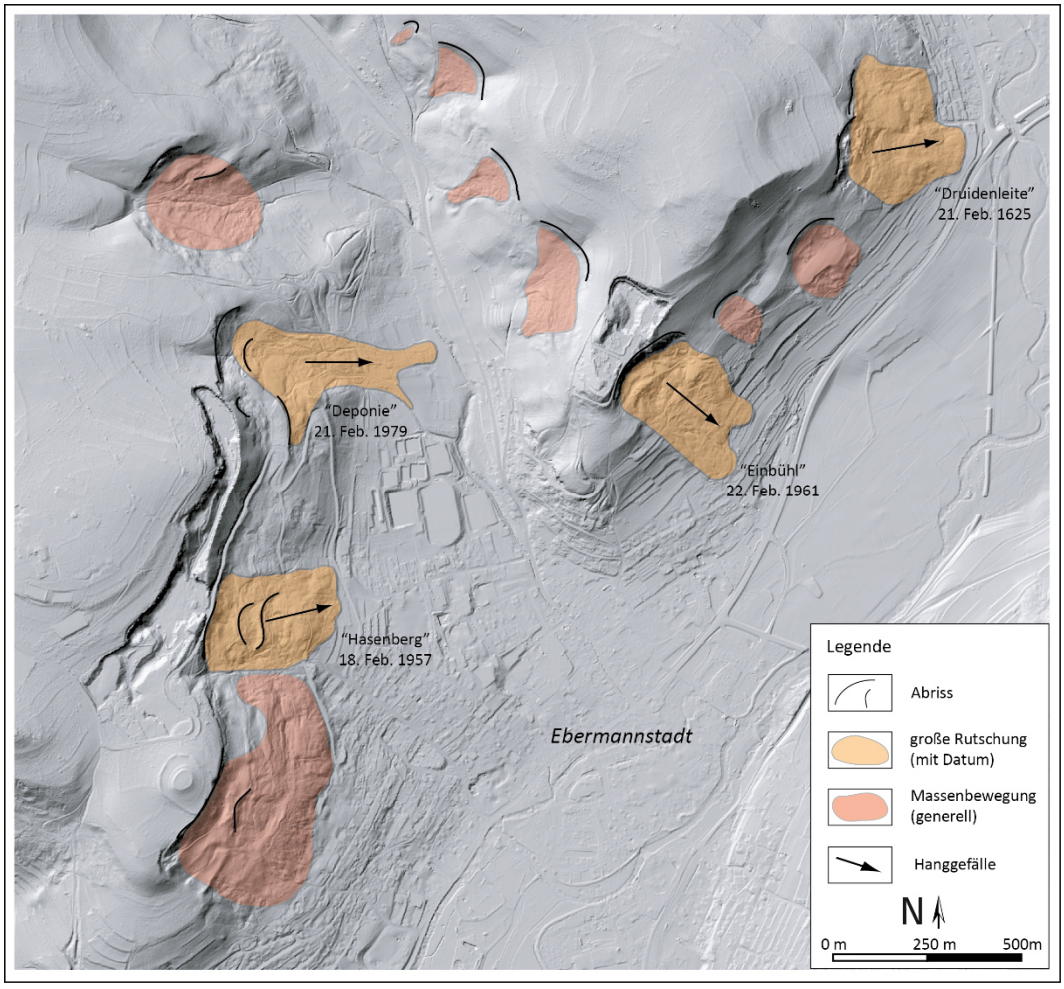


Abb. 15: Massenbewegungen im Raum Ebermannstadt (eigene Darstellung; Kartengrundlage: LVG BAYERN 2012)

In Ebermannstadt zeigte sich die Wirkungsweise der drei in Kapitel 4.2 beschriebenen Faktoren von geologischer Wechsellagerung, Schichtfallen und klimatischer Einflüsse auf eindrucksvolle Art und Weise. Dies trifft dabei nicht nur auf das Untersuchungsgebiet am (südlichen) Hasenberg, sondern auch auf die Rutschgebiete von 1961 (Einbühl) und 1979 (Deponie) zu.

Abbildung 16 gibt eine Übersicht der im Arbeitsgebiet Hasenberg durchgeführten Untersuchungen. Die Lage des hydrologischen Monitorings war in den oberen Hangabschnitten bedingt durch die Zugangsmöglichkeiten. Im unteren Hangbereich verhinderte die technisch maximal mögliche Kabellänge von 300 m eine zentralere Anordnung des Interface 3. Die Auslagen der geophysikalischen Sondierungen indes orientierten sich an den morphologisch und in Bezug auf die Massenbewegung interessantesten Hangabschnitten. Gleiches gilt für die Anlage der unterschiedlichen Profilstandorte. Zur Daten- bzw. Ergebnisvalidierung wurden weitere Bohrungen auch in den nördlichen und südlichen Randbereichen unternommen. Diese wurden allerdings nicht eingemessen und verortet, weshalb sie in Abbildung 16 auch nicht explizit verzeichnet sind.

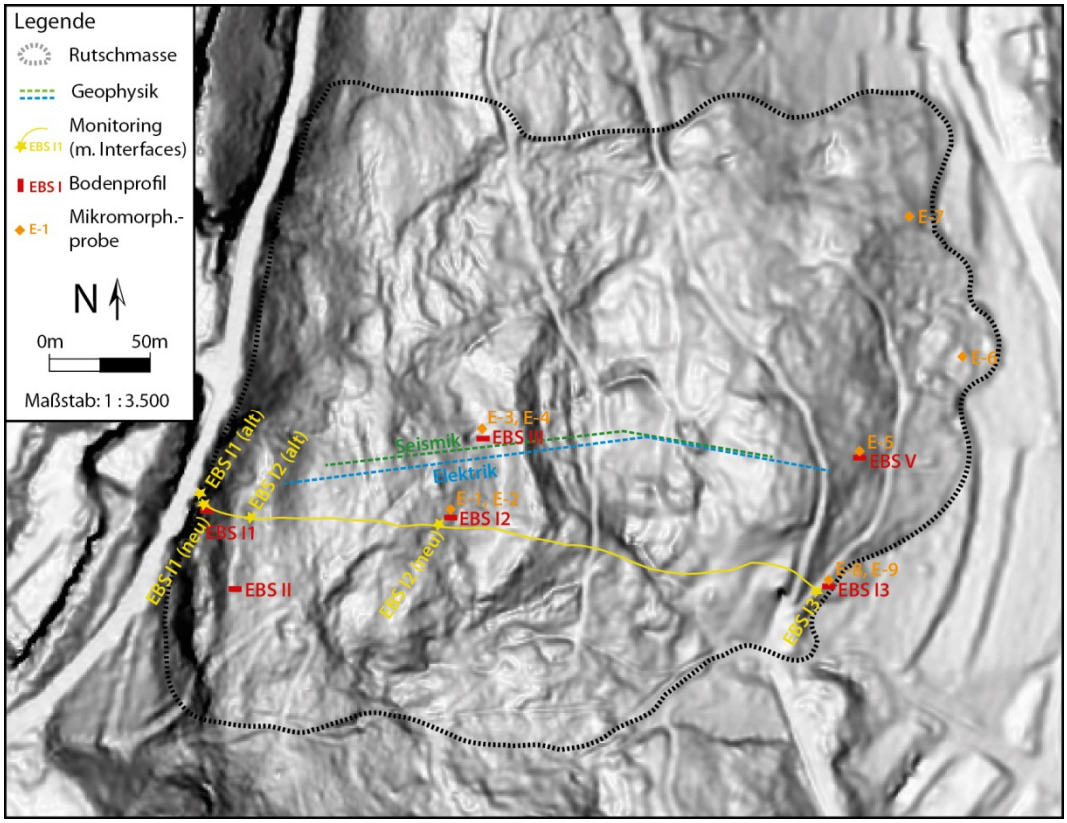


Abb. 16: Standorte von Profilen und Probennahmestellen, Anordnung der geophysikalischen Sondierungen und Verlauf des hydrologischen Monitorings am Hasenberg bei Ebermannstadt (Kartengrundlage LVG Bayern 2012).

4.3.2 Wüstendorf

Die kleine Ortschaft Wüstendorf liegt westlich von Kulmbach am nordöstlichen Rand der Fränkischen Alb (siehe Abb. 17). Der Ort selbst befindet sich auf 365 m ü. NN, der Fuß des Rutschhanges an der Juraschichtstufe liegt rund 25 m höher.



Abb. 17: Die Lage des Untersuchungsgebietes bei Wüstendorf im nordöstlichen Teil der Fränkischen Alb. (Orthophoto und Kartendaten von www.Bayernviewer.de)

Die geologischen obersten Lagen der Region mit Höhen rund 500 m ü. NN bilden die Kalksteine des Weißjura (Kimmeridgium und Oxfordium), wobei diese westlich des Arbeitsgebietes anstehen. Nach Nordosten wird die Ausdehnung der Weißjura-Schichten noch vor dem Abfall eigentlichen Schichtstufe von einer Störung begrenzt. Auf diese Störung ist es auch zurückzuführen, dass am Stufenvorsprung des Görauer Rangens die Sandsteine des Braunjuras (Doggersandstein, oberes Aalenium) als oberstes Schichtglied bis auf 546 m ü. NN anstehen. Das Gewann „Halleite“, an dessen Hängen sich die Rutschung befindet, wird in den oberen Hangregionen (von etwa 525 m ü. NN) bis in den Mittelhang auf etwa 465 m ü. NN ebenfalls vom Aalenium-Sandstein aufgebaut. Im Liegenden schließen Tonsteine und Mergelschichten aus dem Übergang zwischen Braunem und Schwarzen Jura (Opalinuston, unteres Aalenium und oberes Toarcium) an, welche sich im

Untersuchungsgebiet bis an den Hangfuß ziehen. In diesen unteren Bereichen bilden die grauen Tone eher flache Hänge aus, nach oben leiten steilere Lagen, teilweise auch mit sandigen Schichten, zu den hangenden Sandsteinen des Doggersandsteins über (MEYER . 1972, GRIMM 2012). Unmittelbar südlich des jüngsten Rutschgebietes an der Halleite zieht sich nach der Geologischen Karte von Bayern (1:25.000, Blatt 5933 Weismain, MEYER et al. 1972) die beschriebene Störung auf dem südlichen Hangrücken durch das Untersuchungsgebiet. Als eine Folge daraus sind südlich der Störung die Sandsteine bis in eine Höhenlage von rund 440 m ü. NN zu finden. Am untersten Hangfuß befindet sich ein wenige Meter großer Ausbiss der unteren Toarcium-Schichten („Posidonienschiefer", Schwarzer Jura). Die Schichten fallen rund 5° nach Westen in Richtung der Hollfelder Mulde ein (MEYER et al. 1972). Damit herrscht an dieser Stufe eine ähnliche geologische Situation vor wie an weiten Teilen der westlichen Frontstufe der Fränkischen Alb, an der das Schichtfallen ebenfalls gegen den Hang gerichtet ist.

Bisher existieren keinerlei weitere wissenschaftliche Arbeiten zu Rutschungen im Untersuchungsgebiet. Gemäß den eigenen geomorphologischen Kartierungen (siehe Kap. 5.2) ist der gesamte halbkreisförmige, ostexponierte Hang der Halleite als ein sehr alter, möglicherweise pleistozäner Rutschhang anzusprechen. Diese Einschätzung stützen auch Untersuchungen zur Verbreitung von Böden in Arbeitsgebiet von GRIMM (2012), welche mehrfach die Präsenz von periglazialen Lagen nachweisen konnten. Auch in der geologischen Karte (MEYER et al. 1972) zeugen Schuttablagerungen des Aalenium-Sandsteins auf den Schichten der liegenden Tone von Sedimentverlagerungen. Rezent erfolgt(e) die Aufarbeitung der Rutschmasse in den unteren und mittleren Hangabschnitten. So sind mehrere kleinere Abbrüche an der Front der alten Rutschmasse zu verzeichnen. Ebenso werden hangaufwärts die seitlichen Ränder der Rutschung sekundär überprägt. Eine ausführliche Beschreibung des Rutschhanges findet sich in Kapitel 5.2.

Die untersuchte Massenbewegung ereignete sich im März 2008. In den Vorwochen wurden überdurchschnittliche Regenfälle verzeichnet, wobei zuvor nur eine geringe Schneedecke in dem bewaldeten Gebiet vorhanden war (Angaben aus der lokalen Bevölkerung). Die Massenbewegung selbst zeigt anhand ihrer Morphologie aber bereits auf den ersten Blick den Charakter einer Fließung (u.a. Sanduhrform, siehe DIKAU et al. 1996a) und lässt daher auf einen essentiellen Einfluss von Wasser schließen. Weitere Einflüsse oder Ursachen, die zum Auslösen der Bewegung beigetragen haben, konnten im Vorfeld der Arbeiten nicht ausgemacht werden.

Die Untersuchungen am Gewann Halleite konzentrierten sich auf die jüngste Massenbewegung im südlichen Teil des nach Osten exponierten Hanges (siehe Abb. 18).

Das Bodenfeuchtemonitoring wurde dabei an der Abrisswand sowie in der vermuteten Gleitschicht eingebaut. Da der Aufbau des Untergrundes an der jüngsten Rutschung durch Aufschlüsse in weiten Teilen bekannt war, bzw. anhand von Profilen und Bohrungen bestimmt werden konnte, fokusierten sich die Auslagen der Geophysik auf die umgebenden Bereiche in denen der Aufbau des Hanges vor der Massenbewegung rekonstruiert werden sollte.

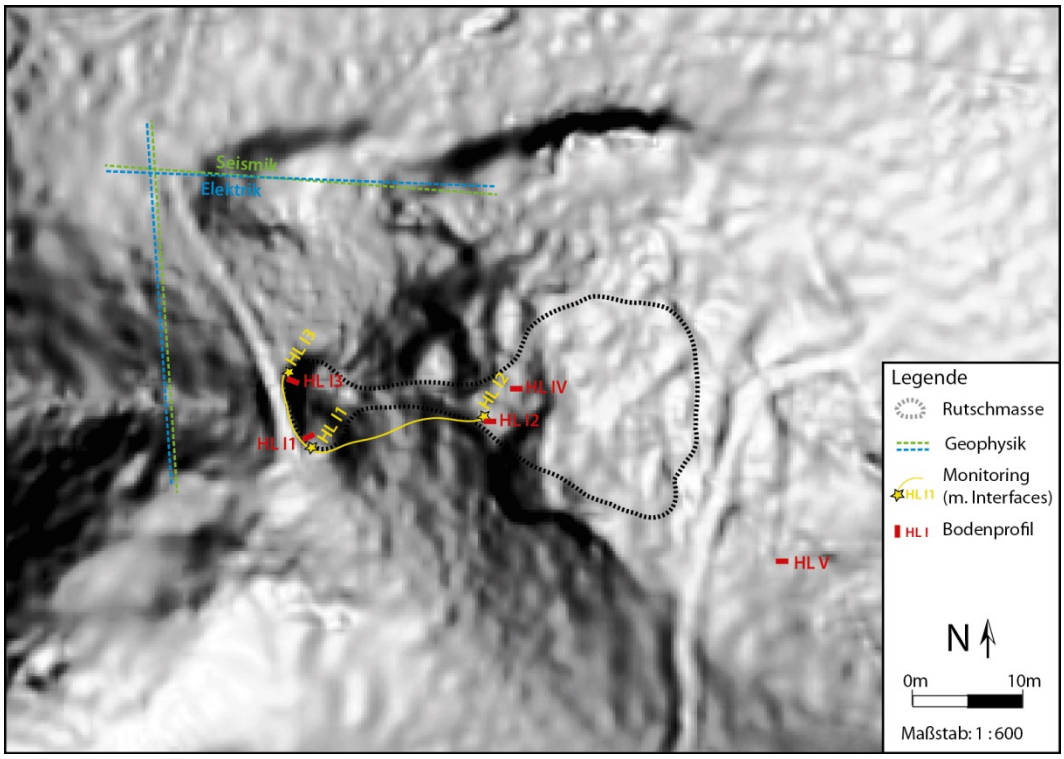


Abb. 18: Standorte von Profilen und Probennahmestellen, Anordnung der geophysikalischen Sondierungen und Verlauf des hydrologischen Monitorings an der Halleite nahe Wüstendorf (Kartengrundlage LVG Bayern 2012).

4.3.3 Gailnau

Der Ort Gailnau gliedert sich in die Ortsteile Unter- bzw. Obergailnau. Rund 10 km südlich von Rothenburg ob der Tauber, nahe der Grenze zu Baden-Württemberg, liegt (Unter)Gailnau am Westrand der Frankenhöhe auf etwa 421 m ü. NN (siehe Abb. 19). Die umgebenden Berge erreichen Höhen bis rund 550 m ü. NN (Gailnauer Berg 543 m ü. NN).

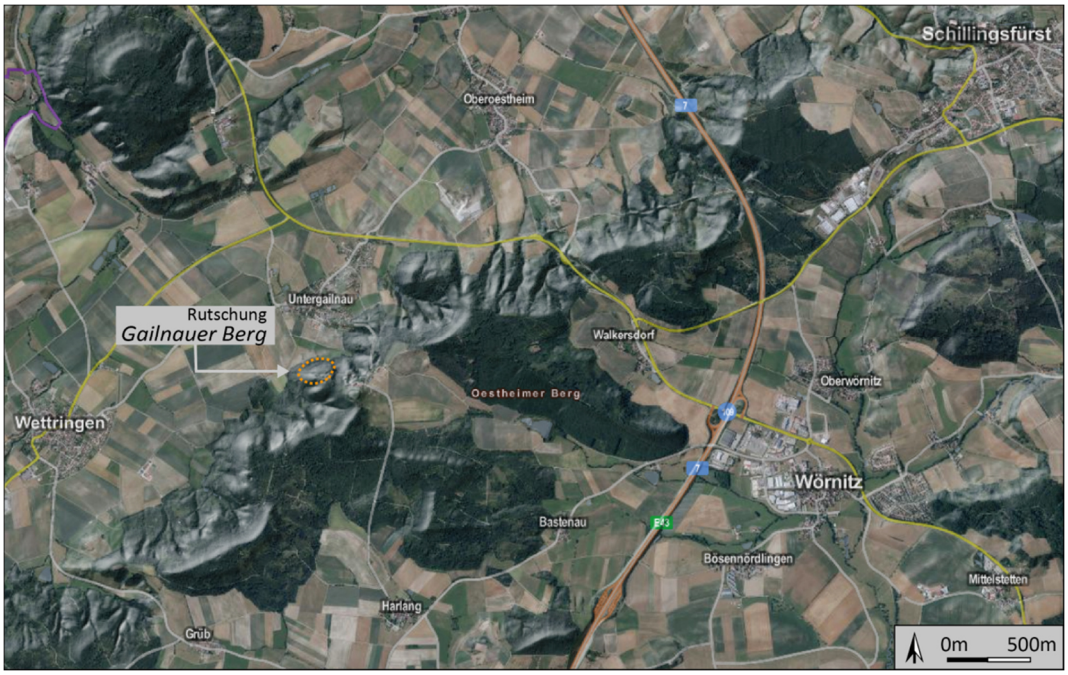


Abb. 19: Die Lage des Untersuchungsgebietes bei Gailnau am Nordrand der Frankenhöhe in der Nähe von Rothenburg o. d. T. (Orthophoto und Kartendaten von www.Bayernviewer.de)

Im Untersuchungsgebiet bestehen lediglich die obersten Abschnitte des nahegelegenen Schlossberges aus dem Sandstein der oberen Karnium-Schichten (Blasensandstein, mittlerer Keuper). Von dessen Unterhängen bis zum Abriss der Rutschung ziehen sich mergelige Lagen aus den mittleren Karnium-Schichten (Lehrbergschichten), die ein konkaves und besonders in den Bereichen unmittelbar oberhalb des Abrisses flaches Hangprofil ausbilden. Das eigentliche Arbeitsgebiet liegt vollständig in den Schichten des unteren Mittleren Keupers (sog. „Gipskeuper“), der dem Karnium-Alter und dem oberen Ladinium zuzurechnen ist. Der deutlich erkennbare Abriss erstreckt sich in den Sandsteinlagen des sog. Schilfsandsteins. Dieser ist am Untersuchungshang als Flutbildung mit zunächst tonigeren Sandsteinen in den oberen Bereichen ausgeprägt. Unterhalb einer sandigen Zwischenlage folgen die mächtigen, harten Bänke der unteren Schilfsandsteine (HAUNSCHILD 1966). Liegend schließen tonig-mergelige Schichten des unteren Karnium an (sog. Estherienschichten), die stark wasserstauend wirken (vgl. GLASER & SPONHOLZ 1993). Die unteren Hangbereiche sowie das Vorland des Rutschhanges liegen in den tonigen Mergeln des oberen Ladiniums (Myophorienschichten). Durchzogen werden die Schichten von der Bleiglanzbank (Myophorienschichten) und der Corbula-Bank (Estherienschichten), beides Steinmergelbänke, die aufgrund höherer Härte (kleine) Geländestufen ausbilden. Speziell am Untersuchungshang allerdings wird ein Ausdünnen der Corbula-Bank bis auf 7 cm

Mächtigkeit beschrieben, so dass die eigentliche Geländestufe morphologisch nicht sichtbar ist, zumal sie von Sandsteinschutt überdeckt wird (HAUNSCHILD 1966).

In den ungestörten Bereichen neben dem Rutschgebiet zeigt sich ein vergleichsweise kontinuierlicher Hangverlauf. Ausgehend von den Ladinium-Mergeln im Tal steigen die Hänge über die ebenfalls mergeligen Schichten des unteren Karnium in einem leicht konvexen Hangprofil an. Am Ausbiss der Karnium-Sandsteine versteilt sich das Gelände natürlicherweise, ehe oberhalb die bereits beschriebene Verebnung einsetzt.

Der Karnium-Sandstein (Schilfsandstein) weist im Untersuchungsgebiet eine sehr starke Klüftung auf. Im Vorfeld der Rutschung vom Februar 1958 wurden dort zahlreiche, teilweise begehbare Klüfte beschrieben. In einige dieser Klüfte mündeten Rinnen eines Entwässerungssystems, welches Wasser aus den Lagen oberhalb des Abrisses abführt (GLASER & SPONHOLZ 1993). Einige größere Spalten und rundliche Vertiefungen sind auch heute (noch) oberhalb des Abrisses sichtbar. Eine Verbindung zu den Entwässerungsrinnen besteht aber nicht mehr (siehe Kap. 5.3).

Nach GLASER & SPONHOLZ (1993) kam es bei der Rutschung im Februar 1958 besonders entlang dieser Klüfte zum Abreißen mehrerer Schollen. Im Vorfeld des Ereignisses wurden in den Monaten Januar und Februar stark überdurchschnittliche Niederschlagssummen verzeichnet. Obwohl das Schichtfallen eigentlich nach Südosten – und damit vom Hang weg – gerichtet ist, kam es so zu einem Durchweichen der tonig-mergeligen Schichten. Als diese aufgeweichten Schichten unter dem Druck der Sandsteine nachgaben, kam es zum Abreißen der Schollen. Bei der Bewegung selbst glitten die Schollen am Oberhang in einer leicht antithetischen Rotationsbewegung talwärts. Am Mittelhang wurden anhand der Schrägstellung der Bäume weiterhin auch synthetische Verlagerungen von Schollen beschrieben Zudem kam es zur Verlagerung von Schutt in einer Matrix aus Feinmaterial (GLASER & SPONHOLZ 1993).

Auf Basis eigener Kartierarbeiten im Raum der Frankenalb und des Steigerwalds kann die Art der Rutschung in Gailnau als generell typisch für die Keuperschichtstufe angesehen werden. Die Verlagerung von Sandsteinschollen wurde mehrfach beobachtet, ebenso die in Kombination dazu stattgefundene Verlagerung von feinerem Schuttmaterial. Die Ausprägung der Rutschung in Gailnau, sowohl in Bezug auf Abriss (Höhe, Breite), Schollen (Anzahl, Größe) und Volumen der Rutschmasse, ist für die kartierten Gebiete allerdings überdurchschnittlich.

Zur Rutschung kam es dabei, obwohl – wie erwähnt – das Schichtfallen eigentlich einen Transport des Wassers „vom Hang weg“ bedingt und die Keuperschichtstufe nur einen wenig stark ausgeprägten Luveffekt verursacht. Dennoch beschreiben GLASER & SPONHOLZ (1993) die Kombination aus klimatischen, geologischen und hydrologischen

Voraussetzungen als Ursache, die zu einem „Überschreiten der Belastungsgrenze des Hanges“ führten (GLASER & SPONHOLZ 1993, S. 353). Zusätzlicher Einfluss wird der beschriebenen Drainage sowie Steinbruchtätigkeiten unmittelbar neben dem Rutschhang zugeschrieben.

Die einzelnen Sondierungen an der Rutschung am Gailnauer Berg konzentrieren sich vor allem auf den zentralen Teil der Massenbewegung (siehe Abb. 20). Die Lage von Interface 2 war der einzige mögliche Zugangspunkt der anstehenden Estherienschichten. Ausgehend von dieser Position wurden Interface 1 und 3 in rutschungstechnisch als relevant angesehene Bereiche am Abriss und an der Front der Rutschung eingebaut. Die geophysikalischen Sondierungen orientierten sich am Verlauf des Monitorings, da in diesem Bereich neben der interessanten Morphologie auch gute Bedingungen zur Ankopplung der Elektroden und Geophone herrschten. Zudem konnte praktisch nur in diesem Abschnitt eine Sondierung von der Abrisswand bis zur Front der Rutschung realisiert werden. Wie auch in Ebermannstadt wurden neben den verzeichneten primären Bodenprofilen im Untersuchungsgebiet weitere Bohrungen und Grabungen zur Ergebnisvalidierung vorgenommen, welche allerdings nicht verortet wurden.

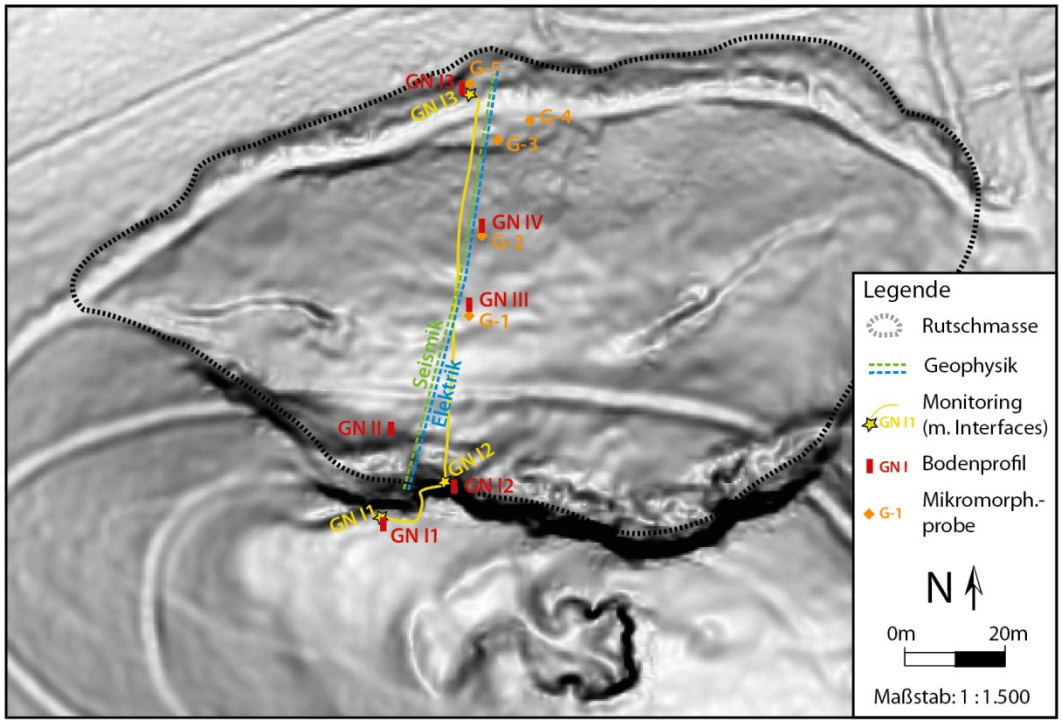


Abb. 20: Standorte von Profilen und Probennahmestellen, Anordnung der geophysikalischen Sondierungen und Verlauf des hydrologischen Monitorings am Gailnauer Berg bei Obergailnau (Kartengrundlage LVG Bayern 2012).

Teil 2

Datenanalyse: Ergebnisse und Auswertung

5 Geomorphologische Kartierung

Geomorphologische Karten stellen früher wie heute eine unabdingbare Grundlage für jede morphologische Geländearbeit dar. Moderne Kartierungen generieren dabei weit mehr als eine Übersicht der Oberflächenformen und deren Verortung im Gelände. Besonders unter Verwendung spezifisch generierter GIS-Derivate (siehe Kap. 2.1) können hohe Detaillierungsgrade erzielt und aus den Karten zahlreiche morphologische Erkenntnisse gezogen werden (u.a. Differenzierung zwischen Primär- und Sekundärbewegungen, Beurteilung des Einflusses geologischer Schichten oder Anhaltspunkte für die Unterscheidung verschiedener Bewegungsprozesse). Eine fundierte Interpretation geophysikalischer, sedimentologischer oder mikromorphologischer Ergebnisse ist ohne entsprechende geomorphologische Karte nicht möglich. Besonders vor dem Hintergrund einer aktuell steigenden Anzahl an Arbeiten (v.a. Modellierungen), die sich primär auf digitale Daten stützen, zeigte sich während dieser Arbeiten, dass Geländeaufnahmen vor Ort nach wie vor unersetzbare Erkenntnisse liefern. Obwohl anhand der digitalen Oberflächendaten bereits am PC ein umfassender Eindruck der lokalen Verhältnisse generiert werden konnte, hätte ein Mangel an Geländedaten an mehreren Stellen der Arbeit unausweichlich zu einer Vielzahl von Fehlinterpretationen geführt.

5.1 Ebermannstadt

Die erste geomorphologische Kartierung des Rutschungsareals am Hasenberg wurde noch im Jahr des Ereignisses von MÜLLER (1957) veröffentlicht. Die Karte (siehe Abb. 21) stellt grundlegende geomorphologische Informationen zu den Abrissen und der Oberflächenmorphologie zusammen und gibt darüber hinaus eine Übersicht der anstehenden geologischen Schichten. Rückschlüsse von geomorphologischen Formen auf entsprechende Bewegungsprozesse werden nur randlich gezogen und basieren in erster Linie auf Beobachtungen, die während den aktiven Bewegungsphasen gemacht wurden.
Eine aktuelle, geomorphologische Detailkartierung des max. 370 m langen und 260 m breiten Untersuchungsgebietes westlich von Ebermannstadt zeigt Abbildung 22. Zudem gibt Abbildung 23 eine photographische Übersicht der bedeutendsten morphologischen Bereiche im Untersuchungsgebiet.

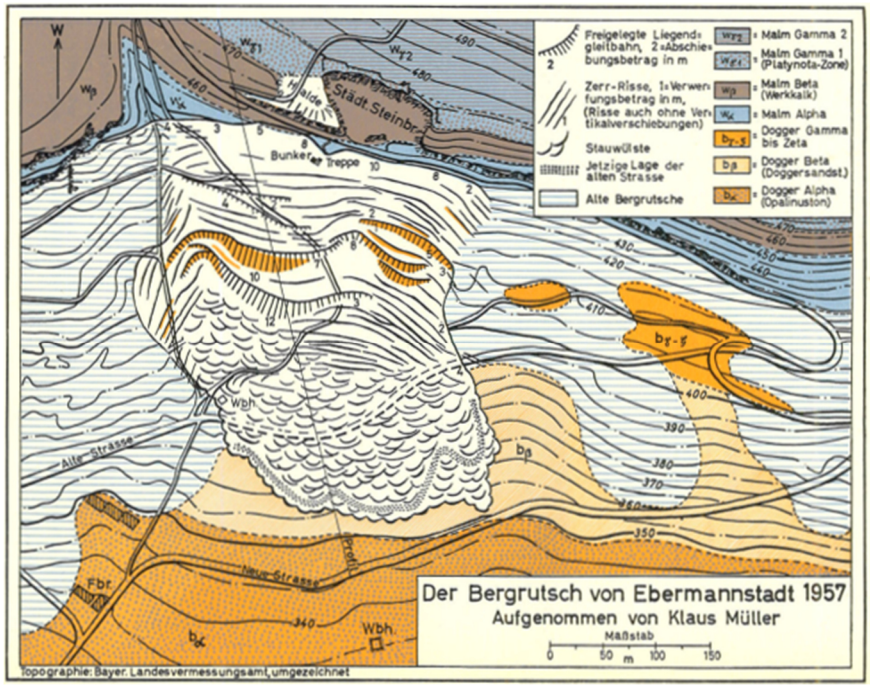


Abb. 21: Geomorphologisch-geologische Karte des Bergrutsches am Hasenberg bei Ebermannstadt 1957 (aus MÜLLER 1957)

5.1.1 Aufnahme der morphologischen Formen

Die obersten Hangbereiche (im Bild links) sind primär von steilen (> 35 °) Blockschutthalden geprägt. Geologisch befindet sich in diesem Abschnitt der Übergang von Braunjura zu Weißjura, mit den Oxford-Kalksteinen (sog. „Werkkalk“) im Hangenden und den liegenden Callovium-Tonen („Ornatenton“). Die Oxford-Kalke sind als freigelegte Wand lediglich im südwestlichen Teil des Kartiergebiets anzutreffen. Im übrigen Gebiet wird der Schichtwechsel von Blockschutt aus Weißjurakalken überdeckt. Die Korngröße des Schutts variiert von kleinen Steinen (Durchmesser wenige Zentimeter) bis hin zu Blöcken mit mehr als 1 m Kantenlänge. Im südwestlichen Kartiergebiet wurden zudem einige noch im geologischen Verbund erhaltene Großblöcke verzeichnet, die aktuelle meist zwischen 5 und ca. 30 m vor der Wand aus anstehenden Oxfordkalken lagern.

Unterhalb der Schutthalden prägen auf einer Höhenlage von ca. 425 – 435 m ü. NN weniger steile Hangneigungen das Bild. Nach wie vor sind Ablagerungen aus Kalkschutt (bis rund 20 cm Durchmesser) vorhanden, eine initiale Bodenbildung ist in Form einer dünnen Streuschicht erkennbar. Im zentralen Bereich des Areals treten zahlreiche, rechtwinklig zum

Gefälle angeordnete Risse auf. Ihre Breite beträgt zwischen 1 und 2 m, die Längen variieren stärker von rund 5 bis zu 25 m. Da alle Spalten partiell mit Schutt-, Bodenmaterial und Vegetation verfüllt sind, ist eine Tiefenangabe nur unzureichend möglich. Neben dem weitverbreiteten Mischwaldbestand ist im beschriebenen Abschnitt eine Farn- und Moosvegetation auffällig.

In den hangabwärts anschließenden Callovium-Schichten (ca. 405 – 425 m ü. NN.) lagern mehrere, vertikal zum Hanggefälle orientierte Rücken mit Stufenhöhen von 1 - 3 m (v. bergseits gemessen). Die bergseitigen Flanken sind stets gegen das allgemeine Hanggefälle geneigt, die Talseiten übersteilt abfallend. Vor allem am Fuß größerer Rücken sind die übersteilten Bereiche häufig von morphologisch (stark) kuppigem Gelände geprägt. Hervorzuheben ist in diesem Zusammenhang der größte Rücken im zentralen Bereich des Hanges (ca. 410 m ü. NN), der mit bis zu 3 m Höhe (Bergseite) im Hangverlauf deutlich auffällt. Die stark übersteilten, oberen Abschnitte der rund 12 m hohen Talflanke sind mit einer vergleichsweise geringmächtigen Schuttdecke überzogen, wohingegen die unteren Bereiche von mächtigen Sedimentablagerungen, bestehend aus kleineren Akkumulationsrücken und dazwischen gelegenen, länglichen Hohlformen, überdeckt werden. Im zentralen, nördlichen Bereich finden sich ähnliche Formen, allerdings in deutlich geringerer Dimension.

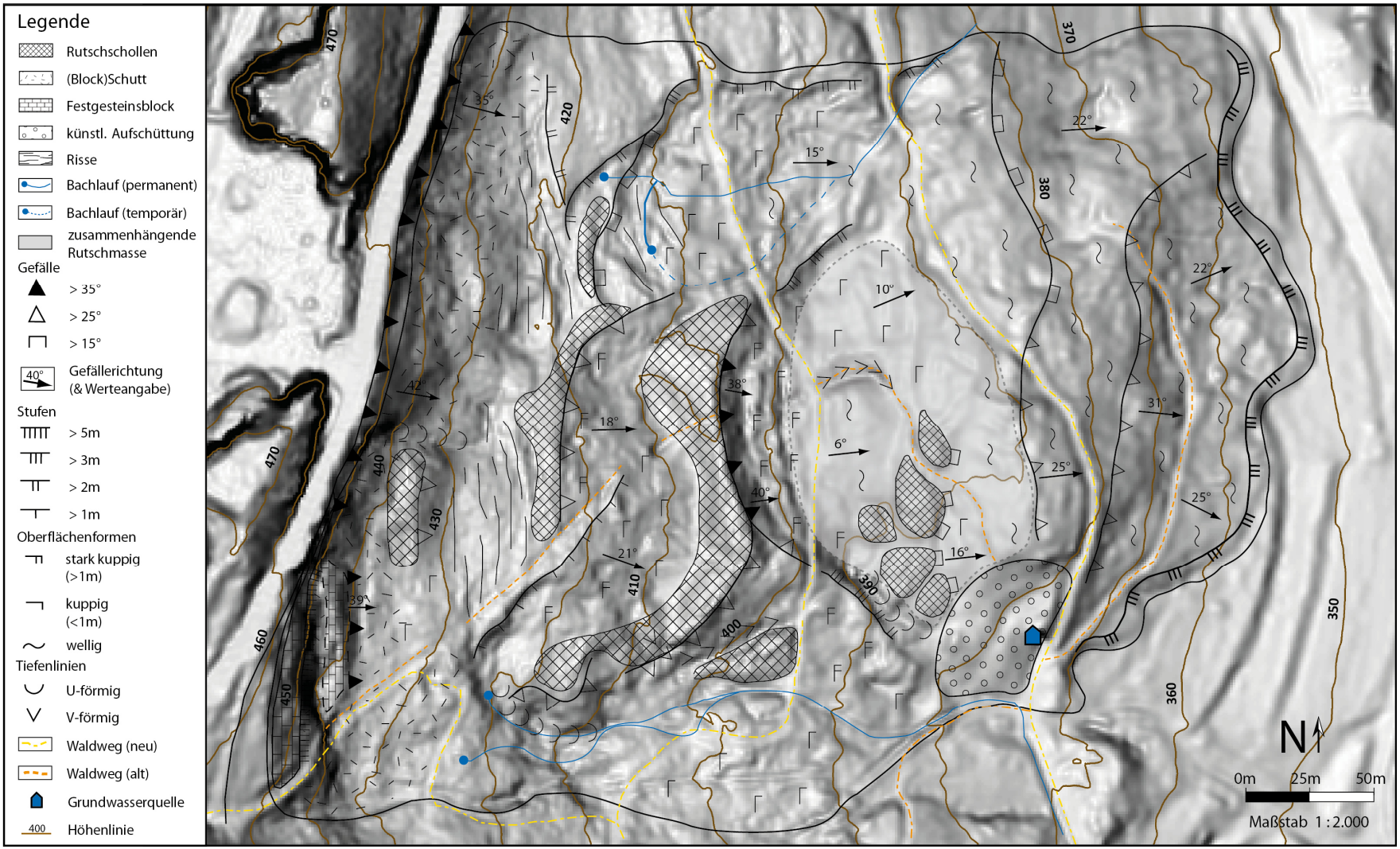


Abb. 22: Geomorphologische Karte der Hangrutschung am Hasenberg bei Ebermannstadt (Kartiergrundlage: LVG BAYERN 2012)

Unterhalb (östlich) des heutigen Waldweges (ca. 400 m ü. NN) verflacht sich das Gelände in weiten Teilen. Einzelne, kleinere Stufen (2-3 m Höhe) und besonders die leicht kuppige Morphologie erwecken den Eindruck einer sanften und vergleichsweise ausgeglichenen Morphologie. Zentral schneidet ein markantes, bis zu 3 m tiefes Tal mit „V"-förmigem Querschnitt die vorhandenen Sedimentablagerungen. Am hangabwärts gelegenen Ende des Tals wurden Überreste einer alten Straßenbefestigung verzeichnet, was den Weg als früheren Hohlweg im hier anstehenden Sandstein der oberen Aalenium-Schichten identifiziert (vgl. auch MÜLLER 1957). Weitere Überreste des Weges erlauben eine Rekonstruktion des Verlaufs vor allem in Richtung des Oberhangs (siehe Abb. 22).

Talwärts dominiert eine wellige Morphologie die Rutschmasse, die nur von zwei im Gelände wenig auffälligen Kanten durchschnitten wird. An beiden versteilen sich die Hangneigungen um je 5 - 8°. Den Fuß der Rutschmasse markiert eine steile Stufe von 3 - 4 m Höhe und einem kleinräumigen Gefälle von bis zu 45°. Im nordöstlichen Bereich liegt die Stufe lediglich 5 m neben dem Verlauf einer neuen Verbindungsstraße, die nach der Rutschung von 1957 am Hasenberg errichtet wurde. Durch diese Grenze ist die Rutschmasse deutlich vom ungestörten Umland zu unterscheiden.

5.1.2 Auswertung der Kartierung am Hasenberg

Im Rutschgebiet am Hasenberg wurde insgesamt eine facettenreiche Morphologie verzeichnet, welche auf eine insgesamt sehr komplexe Massenbewegung hindeutet. Das breite Formenspektrum, mit einer teilweise charakteristischen Rutschungsmorphologie, erlaubt dabei eine erste generalisierende Einschätzung der unterschiedlichen Bewegungsprozesse und des Aufbaus der Sedimente.

Die obersten Bereiche des natürlichen Rutschgebietes von 1957 sind aufgrund der heute hier verlaufenden Straße nur noch zu erahnen. So durchschneidet die Feuersteinstraße beispielsweise eine in etwa 450 bis 460 m ü. NN gelegene Steilwand in den Kalken der Oxfordium-Schichten. Nördlich der Einfahrt des Steinbruchs ist die Wand oberhalb der Straße noch stellenweise zu sehen. Im talseits der Straße gelegenen Untersuchungsgebiet ist sie dagegen nur noch in den süd-westlichen Bereichen aufgeschlossen. Entsprechend sind die obersten Hangbereiche im Untersuchungsgebiet in erster Linie geprägt durch kalkige Blockschuttmassen. Neben einer natürlichen Herkunft des Schutts aus den anstehenden Schichten der Oxfordium-Kalke ist auch ein anthropogener Einfluss durch Schuttablagerung aus dem nahegelegenen Steinbruch nicht auszuschließen.

Nahe den Felswänden im höchstgelegenen Bereich des Untersuchungsgebietes konnte direkt neben dem Waldweg eine vorgelagerte Akkumulationsscholle kartiert werden. Die Scholle

aus Oxford-Kalk steht an ihrer nördlichen Flanke noch in Kontakt mit der Wand und verdeutlicht das Loslösen von Festgesteinsschollen aus den hangenden Schichten des Oxfordium. Aufgrund ihrer markanten Morphologie, v.a. geprägt durch steile Flanken, bezeichnet VON DER HEYDEN (2004) vergleichbare Blöcke als „Mauerschollen". Ihre größtenteils intakte Schichtenfolge ist ferner Zeugnis für eine langsame und konstante Drift- oder Kippbewegung, bzw. einen Kriechprozess (nach DIKAU et al. 1996a) der wahrscheinlich auf unterlagernden Tonschichten stattfindet.

In den hangabwärts gelegenen Bereichen der tonigen Callovium-Schichten waren weitere Akkumulationsschollen kartiert worden, wobei diese mit zunehmender Entfernung zu den Kalkschichten des Weißjuras eher als langgezogene Rücken im Gelände auffallen. Möglicherweise handelt es sich bei entsprechenden Formen um Rutschungsschollen deutlich älterer Generationen, deren Verwitterung bereits fortgeschritten ist und die entsprechend eingeebnet wurden. Hinweise auf einen Kern aus Festgestein (Oxford-Kalk) konnten im Rahmen der Kartierung nicht festgestellt werden.

Dokumentiert wird eine Schollenbewegung im Untersuchungsgebiet durch den zerrissenen Verlauf des alten Waldweges, welcher am Oberhang, auf der zentralen Großscholle sowie im mittleren/unteren Hangabschnitt mehrfach gefunden wurde. Der 1957 noch intakte Weg (vgl. MÜLLER 1957) wurde während der Rutschung zerrissen, wobei er auf einigen Schollen bis heute erkennbar ist. Lücken zwischen einzelnen Wegsegmenten offenbaren Versätze von 20 bis 30 m, teilweise bis zu 50 m. Die erhaltenen Abschnitte belegen eine en-bloc Bewegung der jeweiligen Segmente auf einer unterlagernden Gleitschicht. Offenkundig kam es dabei, vor allem im Oberhang, zu keinerlei Schrägstellung oder Verkippung, wie sie an solchen Schollenrutschungen durchaus auch vorkommen können (HUTCHINSON 1988). Eine mögliche aktuelle Aktivität der Schollen auf den Schichten des sog. Ornatentons implizieren kartierte Risse im Hangbereich zwischen 420 und 430 m ü. NN.

Der gebogene Verlauf des Hauptabrisses, ausgehend von der Talflanke der großen Rutschungsscholle, lässt rein optisch eine Rotationsrutschung im zentralen Bereich des Rutschungsareals vermuten (vgl. DIKAU et al. 1996a, CLAGUE & STEAD 2012). Vom versteilten und morphologisch besonders auffälligen zentralen Bereich (Höhendifferenz von Kamm bis Waldweg ca. 12 m), lässt sich der Verlauf des Abrisses nach Norden und Süden bis über den Waldweg hinaus verfolgen. Die unruhige Morphologie im steilen Bereich westlich des Weges weicht talseits einer flachen bzw. leicht kuppig/welligen Oberfläche mit deutlich flacherem Gefälle (zwischen 10 und 20°). Auch kleinere Vollformen (mögliche Schollen) wurden verzeichnet. Eine zusammenhängende Bewegung des gesamten Abschnitts wird vor allem durch den gut erhaltenen Verlauf des alten Hohlweges unterstrichen. Hangaufwärts findet sich die Fortsetzung des Weges direkt auf dem Abrisskamm. Folglich

entspricht die Distanz zwischen Abrisskamm und Waldweg (ca. 50 m) dem Versatz des abgerutschten Bereichs. Die große Höhendifferenz am Abriss zeugt von einer tieferliegenden Gleitschicht, als dies bei den flachgründigen Bewegungen am Oberhang der Fall war. Die nur wenig abschüssige Oberfläche des abgerutschten Bereichs unterscheidet sich ebenfalls von den umliegenden Hangabschnitten, was auch hier auf eine Rotationsbewegung hindeutet. Neben Weißjura-Kalksteinen und tonig/mergeligen Bestandteilen aus den Callovium-Schichten, wurde wahrscheinlich auch Material aus den in diesem Bereich ausbeißenden Sandsteinen der Aalenium-Schichten (vgl. MÜLLER 1957, MÜLLER 1959) verlagert. Substratanalysen, die im Rahmen der Kartierung vorgenommen wurden, belegten die Präsenz von Sandkornfraktionen im Schuttmaterial unterhalb des Abrisses. Eine genauere Beurteilung kann im Rahmen der Kartierung allerdings nicht erfolgen. Die Ausdehnung des beschriebenen Rotationsbereiches erstreckt sich in etwa an die 390 m Isohypse (siehe Abb. 22). An der Front versteilt sich der Hang, was vor allem an der Stufe im südlichen/zentralen Teil deutlich wird. Am nordöstlichen Rand ist der Übergang dagegen eher fließend. Dies spiegelt quasi exemplarisch die Verhältnisse im gesamten nördlichen Bereich des Rutschgebietes wieder, in dem eine weitaus weniger heterogene Morphologie vorherrscht.

Auch der übrige Teil des unteren Akkumulationsgebietes (in etwa Bereich unterhalb des oberen Waldweges) wird von einer vorwiegend kuppigen und welligen Oberflächenmorphologie geprägt. Fehlende Hinweise auf zusammenhängende Schollen- bzw. Rutschmassensegmente erwecken insbesondere hangabwärts des östlichen Waldweges (zw. 380 und 390 m ü. NN) den Eindruck einer möglichen Fließbewegung in diesem Teil der Rutschung, wie sie bereits von MÜLLER (1957) beschrieben wurden. Allerdings belegen Substratkartierungen und Profilgrabungen (siehe 7.1 und 8.1.1) am alten Waldweg auch in diesem Bereich die Vorkommen von hohen Anteilen (bis zu 50%) an Grobschuttmaterial, welches in einer Matrix aus feinem Rutschmaterial eingebettet ist. Eine vollständig individuelle Bewegung einzelner Körner, wie sie nach DIKAU et al. (1996a) für einen Fließprozess typisch ist, erscheint hier wenig wahrscheinlich. Fließprozesse im eigentlichen Sinn (vgl. CRUDEN & VARNES 1996, DIKAU et al. 1996a) sind stattdessen erst im feinmaterialreicheren frontalen Bereich (unterhalb des alten Waldweges) zu erwarten.

Funde von Kalksteinen in kleinen Grabungen im Bereich frontal zur Rutschmasse (südöstliche Ecke der Karte, etwa zw. 350 und 360 m ü. NN) belegen darüber hinaus weitere Sedimenttransporte am Hasenberg. Da besagte Kalksteine nicht wie auf der Rutschmasse von 1957 oberflächlich, sondern erst ab ca. 30 cm Tiefe vorgefunden wurden, ist von älteren Bewegungen auszugehen.

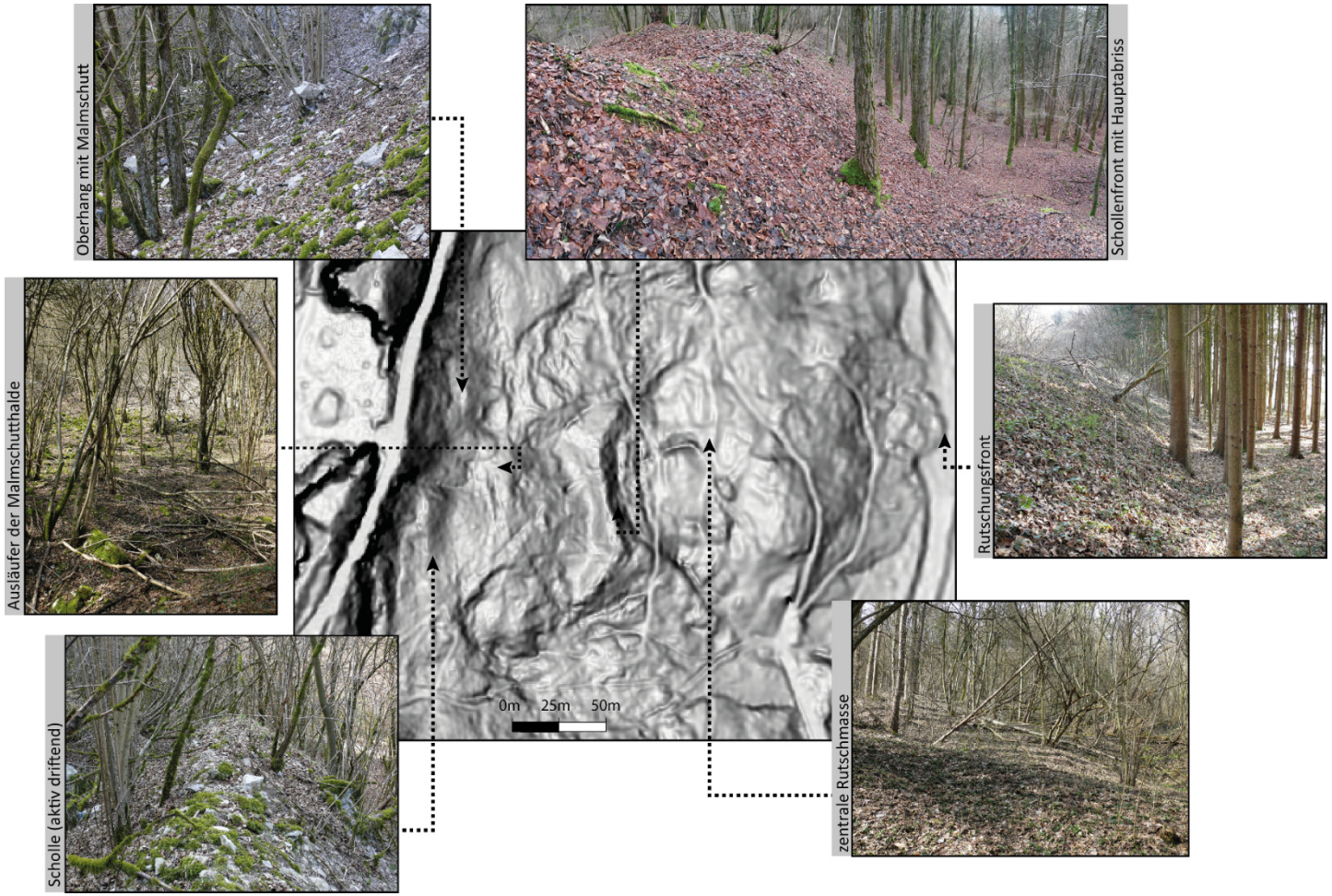


Abb. 23: Übersicht der morphologisch bedeutendsten Bereiche der Rutschung Hasenberg bei Ebermannstadt (Kartengrundlage: LVG Bayern 2012; eigene Photos)

5.2 Wüstendorf

An der Oststufe der Fränkischen Alb wurde im Gewann „Halleite“ der gesamte nach Osten exponierte Hang samt seiner angrenzenden Bereiche kartiert (siehe Abb. 24). Das Gebiet erstreckt sich über rund 250 m Länge und maximal ca. 150 m Breite. Im Fokus der Untersuchungen steht eine Massenbewegung aus dem Jahr 2009 am Südrand des Hanges. Sie misst am Abriss etwa 20 m Breite, bis zu den am tiefsten gelegenen Ausläufern sind es etwa 50 m Länge (Abb. 25 gibt zudem eine photographische Übersicht der morphologisch relevanten Formen).

5.2.1 Aufnahme der morphologischen Formen

Vom Oberhang bis in die seitlichen Bereiche des Mittelhangs erstreckt sich ein ausgeprägter, halbkreisförmiger Abriss (Identifikationsnummer I in Abb. 24). Im Gelände wird der Abriss lediglich durch einen versteilten Oberhang mit Hangneigungen zw. 33-35° deutlich. Ein Rücken zeichnet den Verlauf des Abrisses zu beiden Seiten hin nach und trennt das ostexponierte Untersuchungsgebiet von den angrenzenden Hangbereichen. Auf den jeweils distalen Seiten der Rücken sind die Hänge nach Nordosten (nördlicher Rücken) und Südosten bzw. Süden (südlicher Rücken) exponiert.

Die Oberflächenmorphologie am versteilten Hangbereich ist geprägt von untergeordneten Zerreißungen und zahlreichen kleineren Versteilungen (bis zu 5 m Breite, max. 2 m hoch), die oft ebenfalls halbkreisförmige Grundrisse aufweisen. Vom Ansatz auf etwa 515 m ü. NN zieht sich dieser Steilhang bis auf etwa 480 m ü. NN. Unterhalb dieser Isohypse verflacht das Gefälle deutlich (bis auf < 20°) und nimmt auch im weiteren Verlauf bis zum Hangfuß hin kontinuierlich ab (bis auf ca. 10°). Auf der nur leicht welligen Oberfläche im zentralen Bereich des Hanges wächst durchgehend ein recht dichter Nadel- und Mischwald. Morphologische Auffälligkeiten, wie z.B. Versteilungen, gibt es hier nahezu nicht mehr. Einzig einige über 15 m lange (< 1 m Tiefe) und in Gefällerichtung angeordnete Risse erstrecken sich im Mittel- und Unterhang.

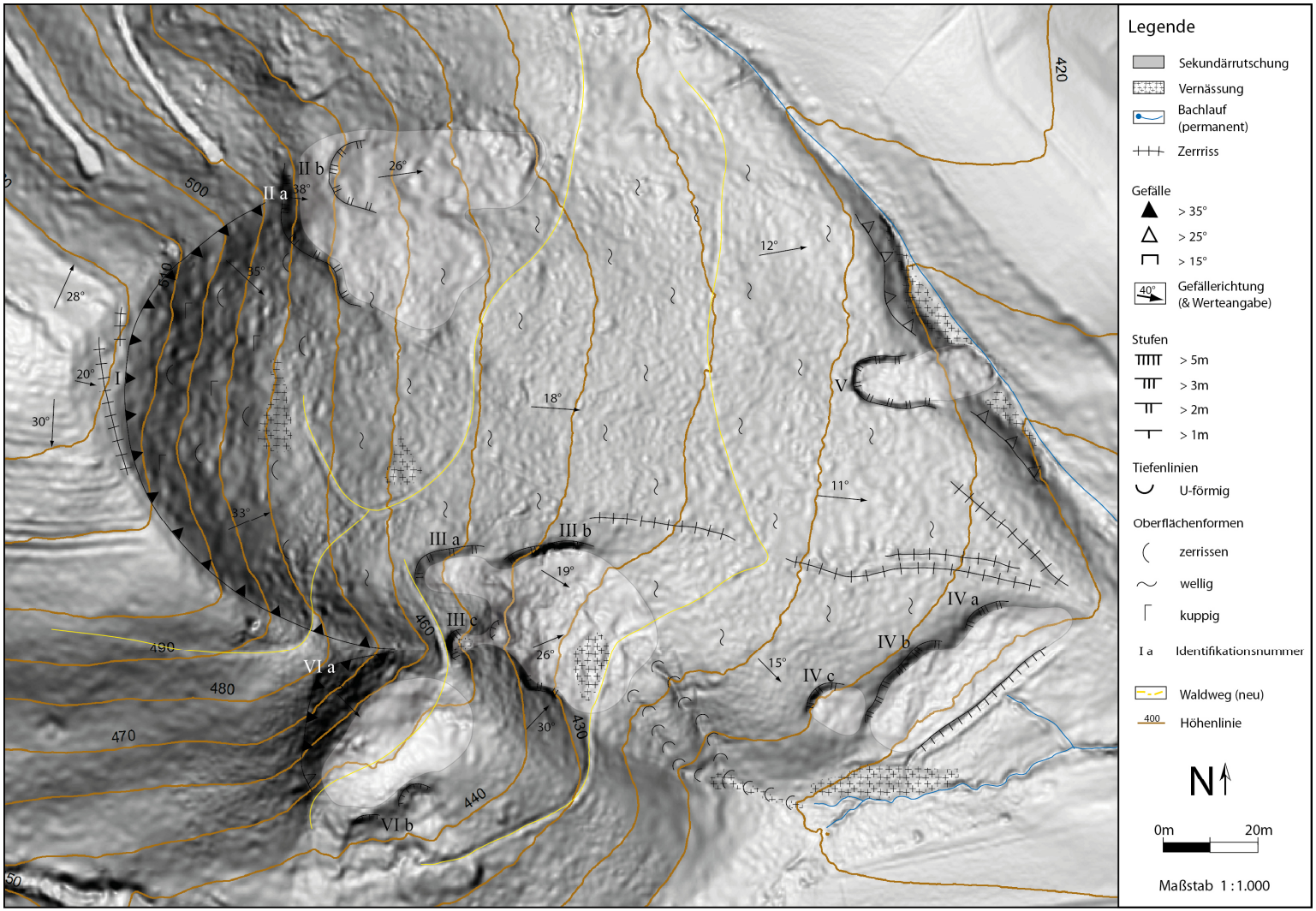


Abb. 24: Geomorphologische Karte des Gewanns "Halleite" bei Wüstendorf (Kartiergrundlage: LVG BAYERN 2012)

Prägnantere Formen finden sich dagegen in den Randgebieten des Hanges. Der nördliche Rücken wird bei ca. 485 m ü. NN abrupt von einer markanten, nach Osten einfallenden Versteilung (II a) abgeschnitten. Das Hanglängsprofil bekommt dadurch einen neuen konkaven Verlauf. Nach einem rund 3 m hohen, sehr steilen (38°) oberen Bereich verflacht auch hier das Gefälle. Nur wenige Meter weiter nordöstlich versteilt eine weitere, halbkreisförmige Stufe (II b) das Gelände auf gleiche Weise. Der südliche Rücken zieht sich in seinem Verlauf bis etwa 455 m ü. NN, ehe der hier nach Norden einfallende, proximale Seitenhangbereich ebenfalls von mehreren Versteilungen (III a, b & c) überprägt wird. Dabei sind allerdings weit weniger konkave Hangprofile ausgebildet als im nördlichen Gebiet.
Die hier kartierten Stufenhöhen liegen stets zwischen 2 und 3 m. Unterhalb schließt sich ein geradlinig verlaufendes Hanggefälle an. Allerdings erhält dadurch das eigentlich nach Osten gerichtete Gesamtgefälle in diesem Bereich eine Südkomponente.
Die jüngste Rutschung im Gebiet Halleite (III c) liegt quasi in direkter Verlängerung zum Verlauf des südlichen Rückens. Der Abrissbereich der Bewegung am talseitigen Wegrand offenbart einmal mehr den bereits häufig verzeichneten, halbkreisförmigen Grundriss. Nach einem fast 1 m hohen senkrechten Abfall folgt ein typisches konkaves Längsprofil mit einem nach oben versteilten Hangbereich (Neigungen um 40°). In diesem Hangabschnitt dominieren locker gelagerte Sedimentablagerungen aus Sand, Schluff und Ton, die nur von geringen Anteilen von Steinen durchsetzt werden. Auffällig ist eine fast zu jeder Jahreszeit vorherrschende Durchfeuchtung der Schuttablagerungen. Mit Ausnahme trockener Witterungsphasen im Sommer, tritt in der Regel aus mind. einem Bereich sichtbar fließendes Wasser aus. In seinem mittleren Hangbereich (Hals) verengt sich das Areal der Massenbewegung auf nur wenige Meter Breite. Es dominieren tonige Sedimente in meist recht feuchter Konsistenz. Bei entsprechender Witterung sind hier teilweise sogar oberflächliche Vernässungen sichtbar. Unterhalb des Halses weitet sich das Areal wieder. Im Gegensatz zu den oberhalb liegenden Bereichen, in denen die Oberfläche nahezu einheitlich war, ist hier eine wellige/kuppige Morphologie ausgeprägt, wie sie bereits aus anderen Bereichen am Rutschhang mehrfach beschrieben wurde. Teilweise treten zudem kleinere Rücken bzw. Wülste (max. 1 m Höhe) auf. Mehrere umgestürzte Bäume zeugen vom geringen Alter der Bewegung. Im unteren Bereich lässt sich ein weiterer Vernässungsbereich feststellen, ehe ein Waldweg das Areal durchzieht. Hangabwärts werden zwei breite und deutlich eingeschnittene Tiefenlinien verzeichnet, welche sich am Unterhang zu einem gemeinsamen Verlauf zusammenschließen. Der Hangfuß ist von einem weiteren Vernässungsbereich geprägt.
Unweit entfernt, in den randlichen Unterhangbereichen, reihen sich drei längliche bzw. in ihrem Grundriss leicht gebogene Stufen (IV a, b & c) aneinander. Ihre jeweilige Stufenhöhe

von 2 - 3 m entspricht den Dimensionen der zuvor beschriebenen Versteilungen am südlichen Randrücken. Gleiches gilt für eine weitere Stufe etwa 50 m weiter nördlich (V). Ihr halbkreisförmiger Verlauf durchschneidet den ohnehin versteilten Abfall zum verzeichneten Bachlauf hin.

Weitere Versteilungen finden sich zudem auf dem bereits nach Süd/Südost exponierten Hang (südlich des südlichen Randrückens). Zwischen 480 und 460 m. ü. NN reicht eine weitere halbkreisförmige Versteilung bis nahe an den Grat heran (VI a). Nur wenig weiter hangabwärts tritt ein Verebnungsbereich auf, dessen Front von weiteren kleine Versteilungen (VI b) geprägt ist.

5.2.2 Auswertung der Kartierung an der Halleite

Die gesamte ostexponierte Flanke der „Halleite“ stellt einen Rutschhang dar, welcher durch mehrere Generationen von Massenbewegungen geprägt wurde. Die mit Abstand größte Massenbewegung erfolgte entlang eines am Oberhang verlaufenden Abrisses und stellt gleichzeitig die älteste Rutschung im Gebiet dar. Dabei ist es denkbar, dass die Anlage des gesamten ostexponierten Hanges auf die Auslösung dieser Rutschung an einer ehemaligen Spornlage der Schichtstufe zurückzuführen ist.

Aufgrund des hohen Alters der ursprünglichen Massenbewegung sind weite Teile des Rutschgebietes durch Verwitterungsprozesse bereits wieder eingeebnet. Auch der Abriss ist rezent lediglich als Hangversteilung zu erkennen und weist keinerlei markante Steilstufen oder gar Felswände wie beispielsweise in Gailnau auf. Im Bereich des Oberhanges deuten allerdings mehrere Risse und kleine Versteilungen in den Lagen des Aalenium-Sandsteines auf jüngere Bewegungstendenzen hin. Weiter oberhalb des Abrisses finden sich auf einem begrenzten, bereits nach Osten exponierten Bereich des Hanges zwei bis zu 1,5 m breite Risse von 5 und 17 m Länge. Alle Zerrrisse zeugen von Kriechbewegungen, welche die Oberfläche aufreißen. Im versteilten Hangbereich unterstreichen zudem Säbelwuchs bei Nadelbäumen, gespannte Wurzeln und kleine Laub- und Bodenakkumulationen an den Bergseiten der Baumstämme rezente Bewegungen. Im Gegensatz dazu können weite Teile im zentralen Mittel- und Unterhang als stabil angesehen werden, da hier keinerlei morphologische Auffälligkeiten auf jüngere Bewegungen hindeuten.

Rezente Bewegungen finden sich demgegenüber besonders in den seitlichen Randbereichen. Hier stellen zahlreiche Versteilungen und Stufen im Relief morphologische Relikte von Sekundärbewegungen dar, welche den Hangverlauf nachhaltig überpräg(t)en.

Mit einer Ausnahme befinden sich alle sekundären Bewegungen innerhalb des ursprünglichen Rutschgebietes in den anstehenden Mergelschiefer- und Schiefertonschichten

der unteren Aalenium-Schichten („Opalinuston"). Aufgrund ihrer vergleichsweise instabilen Lagerung stellen diese Bereiche eine für Massenbewegungen ohnehin anfällige Schichtung dar (MEYER et al. 1972, BIBUS 1999, BIBUS, 1999). Durch die Beanspruchung dieser Abschnitte beim ursprünglichen Rutschungsprozess wurde die Bewegungsanfälligkeit zusätzlich verstärkt.

Bezüglich ihrer Morphologie deuten die sekundären Bewegungen am ostexponierten Hang auf Bewegungen von stark durchfeuchteten Lockersedimenten hin. Im Besonderen trifft dies auf die jüngste Massenbewegung aus dem Jahr 2009 zu. Dabei wurden einerseits Sedimente der ältesten Rutschung verlagert, die Bewegung betraf aber andererseits auch die anstehenden Mergelschiefer- und Schiefertonlagen der unteren Aalenium-Schichten, was besonders am Abriss der Bewegung sowie in deren Mittelhang deutlich wird. Die beschriebenen Wasseraustritte im Abriss- und Mittelhangbereich des Areals dokumentieren die nach wie vor andauernde Durchfeuchtung dieses Bereichs, was mit sehr hoher Wahrscheinlichkeit auch Auslöser der jüngsten Bewegung war. Das in Bewegung geratene Material überfloss unterhalb des breiten Abrissbereichs eine etwa 3 m hohe, untergeordnete Stufe, welche möglicherweise einen älteren Abriss darstellte. Unterhalb dieses schmalen Mittelteils befindet sich das Ablagerungsgebiet der Bewegung. Die Grenzen zu den umliegenden Bereichen sind dabei wenig markant. So geht das Areal nach Norden quasi fließend in den Akkumulationsbereich der beiden dort gelegenen Sekundärabbrüche über. Hangabwärts scheint die jüngste Bewegung eine zweite, etwas ältere Rutschmasse überdeckt zu haben, was morphologisch allerdings kaum erkennbar ist. Hinweise darauf gibt ein Profil direkt neben dem Waldweg, welches bereits einen geringmächtigen A_h-Horizont offenbart. Aufgrund des geringen Alters der jüngsten Rutschmassen, kann dessen Bildung nicht mit den Ablagerungen der Massenbewegung aus dem Jahr 2009 in Verbindung gebracht werden.

Auch unterhalb des Weges unterscheidet sich die Oberflächenmorphologie zwischen jungen Fließmassen und den betroffenen Hangbereichen nur wenig. Die Ursache hierfür liegt in erster Linie in der geringen Mächtigkeit der Sedimentdecke, die sich der überflossenen Morphologie anpasst. Die in der Abbildung 24 gezogene Grenze zwischen beiden Bereichen geht auf die Vegetationsbedeckung v.a. durch Farne zurück, welche im oberen Teil noch üppig vorhanden sind, während hangabwärts praktisch vegetationsfreier Waldboden vorherrscht. Auf den feuchten Bereichen der tonigen Rutschungssedimente konnten sich die Farne noch gut ausbreiten, wohingegen sie auf dem trockeneren Waldboden keine geeigneten Wachstumsbedingungen vorfinden. Die im Unterhang anschließenden Tiefenlinien verdeutlichen einen ausgeprägten Abfluss in diesem Bereich. Die Dimension der Eintiefung legt den Schluss nahe, dass die Genese der Abflusslinien nicht erst durch die Entwässerung der kleinen Sekundärrutschungen erfolgte, sondern älteren Ursprungs ist.

Während die Sekundärbewegungen II, III a,b und c sowie IV a und b räumlich den lateralen Randbereichen der Großrutschung zugeordnet werden können, befinden sich die Ansätze der Rutschungen IV a – c und V in den versteilten Bereichen der alten Rutschmassenfront, von wo aus sie sich im Laufe der Zeit kontinuierlich rückwärts verlagerten. Morphologisch sind die Bewegungen praktisch identisch.

Eine auffällige Abweichung vom beschriebenen Muster der Sekundärbewegungen stellt lediglich die Bewegung VI a dar, deren Abriss sich im Südwesten des Untersuchungsgebietes befindet. Auf Basis der kartierten Morphologie ist nicht, wie zuvor beschrieben, von einer Fließbewegung in Lockersedimenten auszugehen, sondern von einer zusammenhängenden Schollenbewegung mit leicht antithetischer Rotation. Zurückzuführen sind diese morphologischen Unterschiede auf die geologische Lage der Rutschung in den hangenden Schichten des Aalenium-Sandsteins, aus dem sich die Rutschungsscholle löste und en-bloc verlagert wurde. Auch die versteilte Front dieser sekundären Scholle wird durch weitere Abrisse (VI b) bereits selbst wieder aufgearbeitet.

An dieser Stelle muss erwähnt werden, dass sich auch die beschriebene Rutschung II a in einer topographisch ähnlichen Lage befindet, jedoch morphologisch keine Rotationsrutschung beschrieben werden kann, v.a. da keine Rotationscholle erkennbar ist. Unter der Annahme eines hohen Alters besteht theoretisch die Möglichkeit, dass eine solche Scholle möglicherweise schon bis zur Unkenntlichkeit verwittert und eingeebnet wurde. Ein Blick auf die geologische Karte zeigt allerdings, dass sich im Kartiergebiet eine Störung befindet, aufgrund derer die liegenden unteren Aalenium-Schichten im nördlichen Bereich noch in höheren Hangbereichen anzutreffen sind als dies im südlichen Teil der Fall ist. Entsprechend dieser geologischen Unterschiede kam es in den instabilen Mergelschichten nicht zur Bildung einer Rutschungsscholle sondern zu einer Bewegung von unzusammenhängendem Mergelschutt. Folglich unterstützt die vorgefundene Morphologie der beiden Rutschungen die geologische Kartierung.

Eine chronologische Einordnung der zahlreichen Massenbewegungen im Gebiet Halleite fällt mit Ausnahme der jüngsten Rutschung (III c) schwer. Am nördlichen Abrissrand ist davon auszugehen, dass die Abrisskante II a eine ältere Rutschung darstellt, in deren Rutschmasse sich eine weitere Bewegung initiierte (Abriss II b). Gleiches dürfte für die Abrissstufen III a-c am südlichen Rand gelten (siehe auch unten), und ebenfalls auf die Bewegungen im südöstlichen Teil (IV a-c) zutreffen. Die an der nordöstlichen Front gelegene Sekundärrutschung (V) kennzeichnet eine relative Formfrische verglichen mit den weiteren Bewegungen (Ausnahme III c). Möglicherweise ist daraus ein insgesamt geringeres Alter abzuleiten. Allerdings ist auch eine ältere Genese denkbar, wobei die Formfrische durch jüngere Nachbewegungen (Rückverlagerung) aufrechterhalten wird.

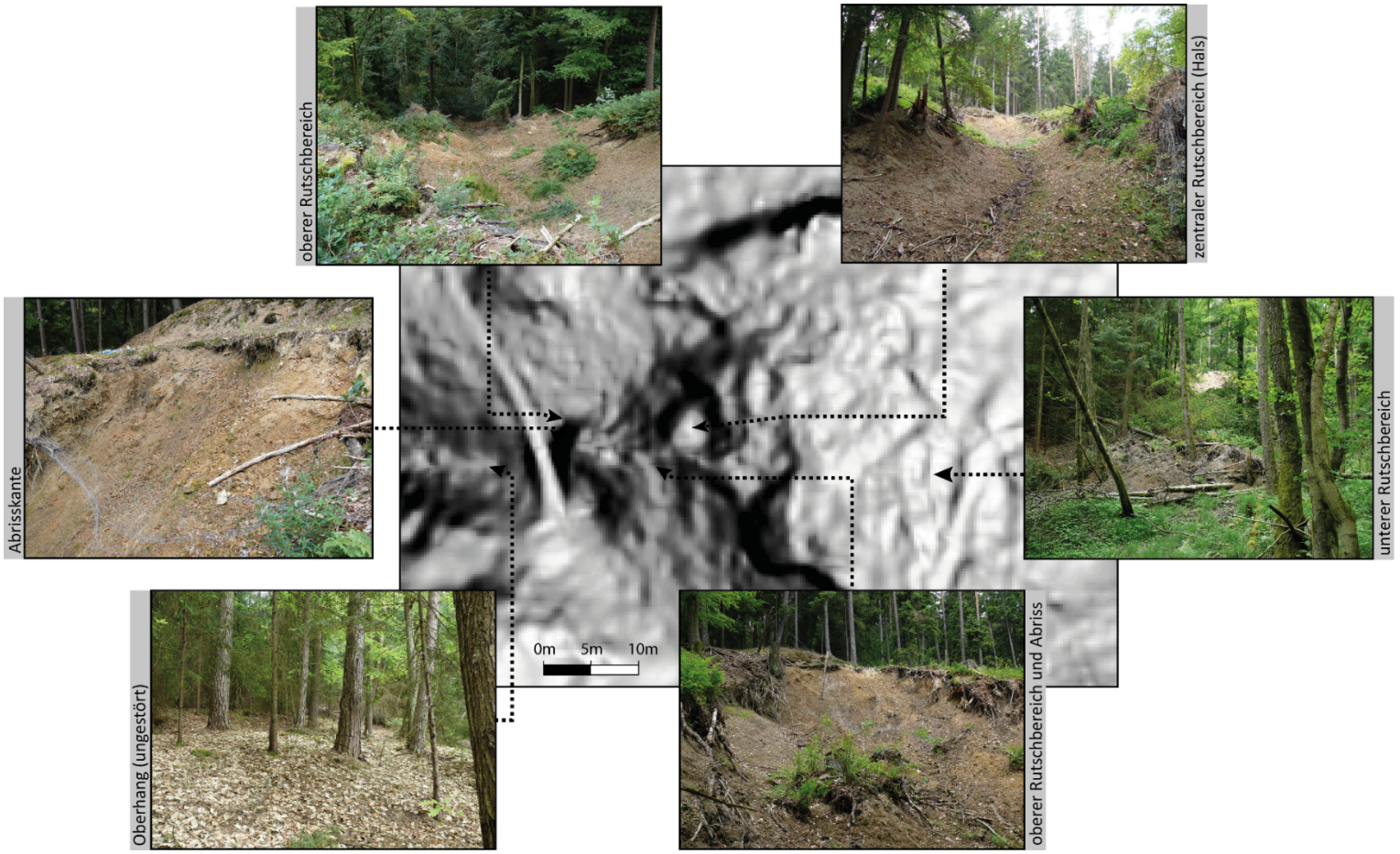


Abb. 25: Übersicht der morphologisch bedeutendsten Bereiche der Rutschung Halleite bei Wüstendorf (Kartengrundlage: LVG Bayern 2012; eigene Photos)

5.3 Gailnau

Die Rutschung bei Obergailnau erstreckt sich über ein maximal rund 150 m langes und 250 m breites Areal am Nordhang des Gailnauer Berges. Das gesamte Rutschgebiet hebt sich dabei morphologisch deutlich von den nebenliegenden, ungestörten Hängen ab (siehe Abb. 26 sowie die photographische Übersicht morphologischen Formen in Abb. 27).

5.3.1 Aufnahme der morphologischen Formen

Bereits oberhalb (südlich) des Abrisses sind auf den nur schwach geneigten Hängen der oberen Karniumschichten (sog. „Lehrbergschichten") mehrere Risse (bis zu 5 m Länge, ca. 1 m Tiefe) und rundliche Hohlformen (Durchmesser max. 3 m, Tiefen bis ca. 2 m) ausgebildet. Ein alter Steinbruch zeugt von ehemaligen Abbautätigkeiten im anstehenden Sandstein des mittleren Karniums („Schilfsandstein"). Dessen Ausbeißen verursacht in den randlich anschließenden, ungestörten Hangbereichen eine natürliche Versteilung der Hänge. Der Abriss im Rutschgebiet setzt wenige Meter oberhalb der 500 m Isohypse an und zieht sich in halbkreisförmigem Verlauf über eine Gesamtlänge von fast 200 m (Durchmesser ca. 150 m) bis auf rund 470 m ü. NN. Im zentralen Bereich ist der Abriss dabei als senkrechte, bis zu 12 m hohe Wand ausgebildet, an der die dickbankigen Sandsteinschichten freigelegt sind. Lateral nehmen die Höhe der Wand und das Gefälle kontinuierlich ab, ehe das ausbeißende Gestein überdeckt wird und die Abrissstufe ausläuft. An der Wand selbst lässt sich ein etwas höherer östlicher Teil von einem westlichen Teil differenzieren (siehe Verlauf der Isohypsen in Abb. 26), in welchem die Stufenhöhe der senkrechten Wand geringer ist.
Wenige Meter hangabwärts der Abrisswand lagern mindestens vier Rutschungsschollen. Eine präzise Abgrenzung der Schollen untereinander ist aufgrund verschütteter Übergänge nicht immer eindeutig möglich. In ihrer Längsachse sind sie einheitlich parallel zur Abrisswand orientiert. Besonders im zentralen/östlichen Bereich der Wand treten dabei größere Schollenblöcke hervor, an denen der Schilfsandstein teilweise noch im Verbund erhalten ist, während westlich kleinere Schollen lagern (siehe Abb. 26). Über die gesamte Länge der Felswand ist der Grabenbereich zwischen Abriss und den vorgelagerten Schollen von teilweise beträchtlichen Mengen groben Schuttmaterials (Kantenlängen zwischen wenigen Zentimetern bis zu über 1 m) aus Sandstein verfüllt. Der Grobschutt überdeckt dabei weitestgehend die untersten Lagen des anstehenden Karnium-Sandsteins sowie die Mergel und Tonsteine der liegenden unteren Karnium-Schichten („Estherienschichten"). Letztere sind dadurch lediglich in einem kleinen Abschnitt im zentral/westlichen Teil aufgeschlossen.

In Abhängigkeit der jeweiligen Schollengröße variieren die Höhendifferenzen zwischen Grabensohle und Schollenkamm von ca. 1 bis 4m.
Die frontalen Hänge der Schollen sind in allen Fällen steil abfallend (Hangneigungen > 30°), wobei die überwiegenden Teile der Hangbereiche mit locker gelagertem Schutt bedeckt sind. Hinsichtlich der Korngrößen unterscheiden sich die eher feinkörnig geprägten und lediglich von Steinen (bis ca. 30cm Kantenlänge) durchsetzen Bereiche im Westen des Areals von den Lagen im zentralen und östlichen Teil, die sowohl höhere Anteile an Grobmaterial, wie auch größere Fragmente (Kantenlängen > 50 cm) beinhalten. In beiden Abschnitten überdecken die Schuttmassen den talseitigen Knick zwischen den Festgesteinsschollen und den hangabwärts anschließenden Bereichen. Die Front des Schuttfußes wird beinahe exakt durch den Verlauf des oberen Waldweges nachgezeichnet.
Unterhalb des Waldweges dominieren ein relativ gleichmäßiges Gefälle bei insgesamt mittleren Hangneigungen zwischen 15° und 24°. Die Oberfläche im gesamten unteren Bereich des Rutschhanges stellt sich deutlich homogener dar mit einer meist leicht kuppig/welligen Morphologie. Stellenweise finden sich auch nahezu flache Areale. Als markanteste Formen treten einige längliche Rücken bzw. Stufen und Tiefenlinien hervor. Mit bis zu 30 m Länge, ca. 1-2 m Höhendifferenz und ca. 4 m Breite besitzen beide Formengruppen jeweils relativ ähnliche Größendimensionen.
Den Frontbereich des Rutschgebietes prägen zwei steilere Abfälle am Unterhang. Parallel zur 460 m Isohypse zieht sich ein erster Abfall bergseits des unteren Waldweges entlang, wobei die Stufenhöhe meist zwischen 2-3 m schwankt. Nur in einzelnen Bereichen ist keine markante Stufe ausgeprägt. Rund 10 - 20 m davor (talwärts) verläuft nahezu parallel eine zweite Stufe, ebenfalls mit Höhendifferenzen von rund 2 m zum frontal befindlichen flachen Hangbereich. In diesem nehmen die Oberflächenrauhigkeit sowie das Gefälle weiter ab (<10°).

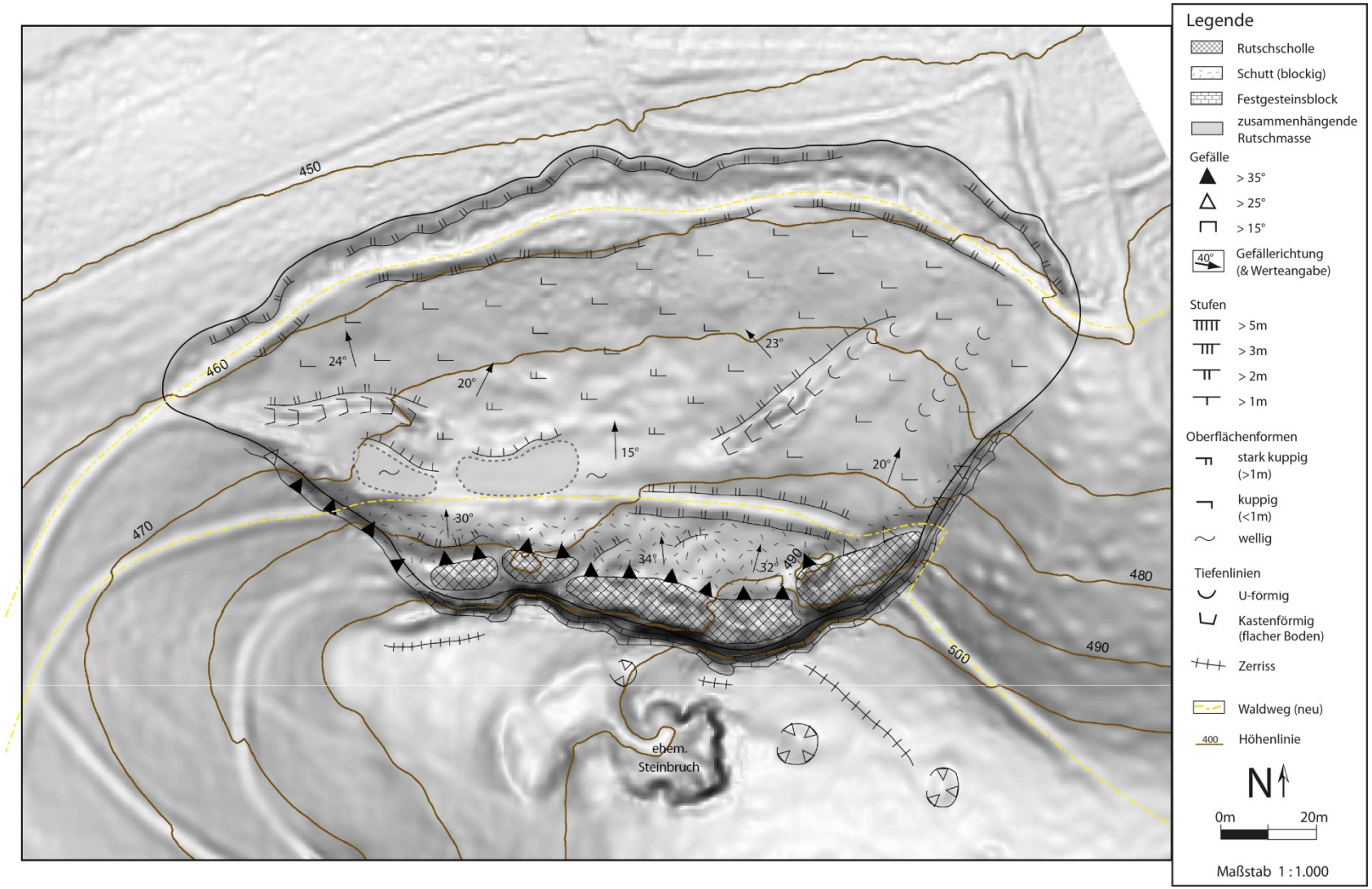


Abb. 26: Geomorphologische Karte der Hangrutschung am Gailnauer Berg bei Gailnau (Kartiergrundlage: LVG BAYERN 2012)

5.3.2 Auswertung der Kartierung am Gailnauer Berg

Anhand ihres Erscheinungsbildes (vgl. hierzu auch Abb. 27) gleicht die Massenbewegung am Gailnauer Berg in vielfacher Hinsicht einer klassischen Rutschung. Neben einem imposanten Abriss mit freigelegten Schichten (hier: Karnium-Sandstein) lagern Schollen und Blockschuttmassen im oberen Ablagerungsbereich der Rutschung. Die hangabwärts gelegenen Bereiche erscheinen demgegenüber deutlich unspektakulärer mit einer flächig ausgebreiteten Rutschmasse. Eine detaillierte Betrachtung der Morphologie erlaubt allerdings noch deutlich mehr Rückschlüsse.

Die Anlage der Risse und Hohlformen am flachen Hang oberhalb des Abrisses ist ursprünglich wohl auf den Verlauf von Klüften des im Untergrund anstehenden Sandsteins des mittleren Karniums zurückzuführen (vgl. GLASER & SPONHOLZ 1993). Ihre Vergrößerung erfolgte einerseits durch Verwitterung des Sandsteins, andererseits wohl auch durch Kriechbewegungen am Hang, welche die Oberfläche förmlich aufreißen und die auch nicht selten potentielle Abrisskanten für zukünftige Massenbewegungen darstellen können (vgl. u.a. CRUDEN & VARNES 1996, DIKAU et al. 1996a). Nach GLASER & SPONHOLZ (1993) existierten entsprechende Klüfte im Untersuchungsgebiet bereits in den 1940er Jahren. Teilweise erreichten sie bis zu 65 m Länge und waren so groß, dass man darin laufen konnte. Bei der Rutschung 1958 orientierte sich der entstehende Abriss am Verlauf dieser Risse. Ob die aktuell sichtbaren Risse und Hohlformen Relikte älterer Bewegungen darstellen oder erst nach der Bewegung 1958 entstanden sind, lässt sich kaum bestimmen.

Die fast durchgängig über 10 m hohe Abrisswand deutet auf eine insgesamt tiefgreifende Rutschung hin, an deren Basis die mergeligen Schichten des unteren Karniums teilweise freigelegt wurden. Aufgrund ihrer wasserstauenden Wirkung konnte sich wahrscheinlich auf den anstehenden Tonmergeln eine Gleitschicht bilden, auf welcher die Sandsteinblöcke in Bewegung gerieten. Anhand der größten Stufenhöhe und den mächtigsten Schuttblöcken lässt sich die Hauptbewegung im zentral/östlichen Teil verorten, von wo aus sich die Bewegung auf die seitlichen Bereiche ausweitete.

An der heutigen Abrisswand zeigen sich die teils dickbankigen Schilfsandsteinschichten von zahlreichen Rissen und Klüften durchzogen. Stärkerer und schwächerer Bewuchs des Anstehenden durch Flechten und Moose dokumentieren jüngste Abbrüche von einzelnen Blöcken bzw. Steinen aus der Wand. An einigen Stellen lassen tiefreichende Risse auch die Ablösung von mehreren Kubikmeter großen Blöcken für möglich erscheinen.

Eine exakte Ansprache der Schollen in Bezug auf ihren Aufbau ist lediglich bei den größten Blöcken im östlichen Teil der Abrisswand möglich. Die nicht von Schutt bedeckten Bereiche

zeigen einen Aufbau aus teilweise bis zu zimmergroßen Blöcken. Deren mehrheitlich gegen den Hang verkippte Lage geht vermutlich auf die Rutschung 1958 zurück, während davon abweichende Orientierungen kleinerer Blöcke, auch ein Resultat sekundärer Bewegungen bzw. Reorientierungen darstellen können. Die Schollen vor dem westlichen Teil der Abrisswand sind insgesamt kleiner und nahezu vollständig in Schuttmaterial eingebettet, weshalb Sandsteinblöcke nur stellenweise sichtbar sind. Dennoch wird von einem ähnlichen Aufbau der Schollen ausgegangen. Im Unterschied zum östlichen Bereich existiert hier (heute) ein mehrstufiger Verlauf des Abrisses. Dieser Verlauf könnte einerseits auf weniger intensive Bewegungen in einer Lage abseits des beschriebenen Hauptrutschungsbereichs von 1958 zurückzuführen sein. Andererseits kommen auch sekundäre Nachbewegungen als Strukturbildner in Frage.

Trotz der im Vorfeld der Rutschung 1958 aufgetretenen Kriech- und Kippprozesse, in deren Zuge es zum Aufreißen großer Spalten kam (vgl. GLASER & SPONHOLZ 1993), sind die vorgelagerten Blöcke nicht zweifelsfrei als Festgesteins- oder „Mauerschollen" (vgl. VON DER HEYDEN 2004) anzusprechen, welche noch im Verbund stehende Gesteinsschichten aufweisen. Zwar könnte ein solcher Kern im inneren jeder Scholle vorhanden sein, basierend auf der Kartierung ist allerdings eher von einem Aufbau aus unterschiedlich mächtigen Blöcken auszugehen.

Eine Überdeckung durch jüngere Schuttmassen, die nachträglich aus der Wand auf die Schollen stürzten, ist nicht zu erwarten, da sich diese offensichtlich im Graben im Nackenbereich der Schollen (zw. Schollen und Abriss) akkumulieren. Dies wird durch frischeren, von Flechten und Moosen kaum bedeckten Schutt sichtbar. Insgesamt sind aber nur kleine Mengen als definitiv jüngeres Schuttmaterial anzusprechen- der weitaus größte Anteil der Akkumulationen besteht demnach aus Material, welches direkt beim Rutschereignis abgelagert wurde.

Gleiches gilt auch für die Schuttmassen an der Front der Schollen. Obwohl diese Ablagerungen generell wenig blockiges Material, dafür größere Anteile an Steinen, Sand und Schluff besitzen, sind keinerlei ausgeprägte Hinweise auf Sekundärbewegungen (wie z.B. Abrissnischen) sichtbar. Möglicherweise wirken plattige Sandsteine mit Kantenlängen von bis zu 30 cm, die v.a unterhalb von rund 50 cm Tiefe in punktuellen Grabungen im westlichen und östlichen Teil der Schollenfronten gefunden wurden, stabilisierend auf die über 30° steilen Hänge.

Unterhalb des oberen Waldweges wird das schroffe Relief von einer deutlich sanfteren Morphologie abgelöst, welche auf weniger intensive bzw. turbulente Bewegungen hindeutet. Gleichzeitig markiert der Verlauf des Waldweges in etwa die Grenze zwischen dem

Abtragungsbereich (oberhalb) und dem Akkumulationsbereich (unterhalb) des Rutschgebietes.

GLASER & SPONHOLZ (1993) beschrieben in ihrer Kartierung von 1994 eine deutliche Unterscheidung der östlichen und westlichen Teile, analog zur Zweiteilung des Abrissbereichs. Unter anderem stützten sie sich dabei stark auf die Wuchsrichtung mehrerer Bäume. Auf Basis der (aktuellen) morphologischen Formen ist allerdings eine andere Differenzierung naheliegender.

Im gesamten Bereich der zentralen und unteren Rutschmasse dominieren sanfte, wellige bzw. kuppige Oberflächenformen die auf insgesamt recht einheitliche Bewegungsprozesse hindeuten. „Kleinflächige Verebnungen" (siehe GLASER & SPONHOLZ 1993, S. 346) die als Flächen einzelner Schollen, bzw. zusammenhängender Segmente gedeutet werden können, sind ebenfalls an einzelnen Stellen in beiden Bereichen erkennbar. Oberflächlich sind sie vom umliegenden Gelände allerdings nur schwer zu unterscheiden, zumal ein Großteil der Vegetation, welche durch einheitliche Schrägstellung usw. eine zusammenhängende Bewegung eines Bereichs verdeutlichen konnte, mittlerweile abgeholzt wurde. Morphologisch geben v.a. kleine Stufen Hinweise auf Vorkommen und Lage möglicher kleinerer Rutschungsschollen im gesamten Akkumulationsgebiet (vgl. Abb. 26). Die Anlage kleinerer, dem Gelände folgender Tiefenlinien ist auf die Entwässerung des Rutschkörpers zurückzuführen.

Im unteren Teil der Rutschung markieren zwei auffällige Versteilungen die Front der Rutschmasse. Die obere Versteilung (oberhalb des unteren Waldweges) ist dabei entweder auf eine erste Ablagerung der Hauptrutschmasse oder durch das mögliche Ausstreichen der Bleiglanzbank (siehe HAUNSCHILD 1966) in diesem Bereich zurückzuführen. Die Anlage des Waldweges führte zu einer zusätzlichen Übersteilung der Stufe. Die eigentliche Front der Rutschmasse wird durch die untere Versteilung nachgezeichnet, welche in ihrer Größe geringfügig hinter die Stufe oberhalb des Weges zurücktritt. Im Bereich zwischen Waldweg und der terminalen Stufe deuten mehrere Vernässungsstellen und feuchte Bereiche auf von Feinstkörnern dominiertes Sedimentmaterial hin, welches das Wasser leicht staut. Der Verlauf beider Stufen lässt sich mit kleinen Ausnahmen über die komplette Front der Rutschmasse verfolgen.

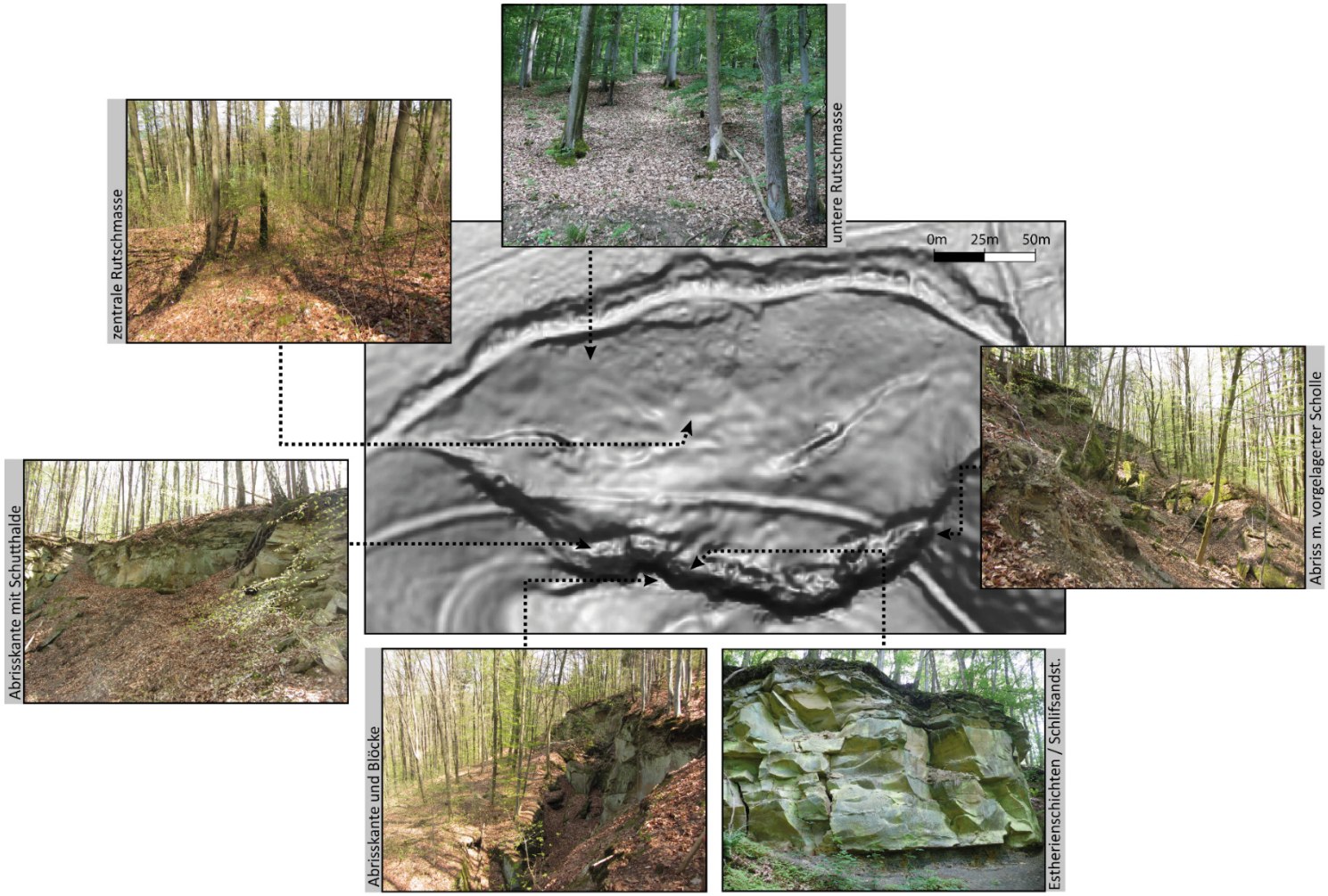


Abb. 27: Übersicht der morphologisch bedeutendsten Bereiche der Rutschung Gailnauer Berg bei Gailnau (Kartengrundlage: LVG Bayern 2012; eigene Photos)

6 Hydrologisches Monitoring

Vor dem Hintergrund der Bedeutung pluvialer Einflüsse für das Auftreten von Rutschungen (vgl. 1.4 und 2.2) wird der Erfassung hydrologischer Verhältnisse in den Rutschhängen ein hoher Stellenwert zuteil. Zur Beobachtung spezifischer Reaktionen der unterschiedlichen Sedimentschichten auch über längere Zeiträume sowie der Quantifizierung des Wassereintrages wurden in den Arbeitsgebieten Monitoringsysteme installiert (siehe Kap. 2.2). Das verwendete T-WARNER-Messsystem erwies sich als prinzipiell für diese Anwendung geeignet. Im Verlauf der Aufzeichnungen ergaben sich allerdings mehrfach Messausfälle (u.a. durch Nagetiere, die das Kabel durchbissen oder durch Batterieentladung), wobei die fortlaufende Überwachung der Stationen via Internet i.d.R. eine schnelle Erfassung und Behebung der Probleme ermöglichte. Nur vereinzelt kam es zu schwereren Schäden, die längere Reparaturarbeiten mit sich zogen.
Bei Niederschlagsmessungen kam es zu Messungenauigkeiten, da die Messtrichter, trotz Schutz durch ein Drahtgitter, regelmäßig durch Blätter und Baumnadeln verstopft wurde. Aus diesem Grund musste für die Auswertung auf Klimadaten nahegelegener Messstationen des DWD zurückgegriffen werden. Die am Monitoring verzeichneten Daten erlaubten aber zumindest eine übereinstimmende Abgleichung der Daten (v.a. in Bezug auf aufgetretene Ereignisse). Die Ergebnisse der Wassergehaltsmessungen ermöglichen insgesamt einen fundierten Einblick in die Feuchtigkeitsverhältnisse ausgewählter Schichten an Hang, aus denen sich entscheidende Aspekte für Einschätzungen zur Stabilität der Sedimente ziehen lassen. Neben deutlich unterschiedlichen Reaktionen auf den Eintrag von Niederschlägen ebenso wie den Auswirkungen von Trockenphasen konnte darüber hinaus auch die Bedeutung von Zuflüssen aus hangenden Schichten erschlossen werden. Wiederholte Einzelmessungen hätten demgegenüber ein weitaus unvollständigeres hydrologisches Bild gezeichnet und daran anknüpfende Einschätzungen, z.B. zur Stabilität der Hänge, erschwert.

6.1 Ebermannstadt

Die Rutschung am Hasenberg war aufgrund ihrer Dimensionen nur an bestimmten Stellen für ein Monitoring geeignet. Um eine gute Übertragung der Werte zu gewährleisten, sollte eine Kabellänge von 300 m nach Möglichkeit nicht überschritten werden (mündl. Hinweis v.

M. Karlovic, Fa. StepSystems). Eine Übersicht zur Anordnung des Monitorings gibt Abbildung 16.

Das Profil für die Logger an Interface 1 befand sich zwischen 2011 und Juni 2013 direkt unterhalb der Feuersteinstraße in Bodenmaterial, welches die dort anstehenden Kalksteine der Oxford-Kalke überdeckt. Defekte und nicht zufriedenstellende Messwerte machten im Juli 2013 einen Umbau notwendig. Die Logger blieben an ähnlicher Stelle, wurden aber näher in die Bereiche des anstehenden Gesteins versetzt. Logger 1 befand sich fortan in einer lehmigen Schicht zwischen dem Festgestein, Logger 2 war ca. 2 m tiefer in dessen Schuttfuß (rund 50 cm unter der Erdoberfläche) und Logger 3 war an der Untergrenze einer Feinbodenauflage auf einem weiteren Kalksteinblock (siehe Abb. 35). Die Lage dieser Messpunkte versprach die Verhältnisse in diesem oberen Hangbereich besser zu charakterisieren.

Auch an Interface 2 war im Sommer 2011 ein Umsetzten der Logger erforderlich, da Bewegungen in steinigem Blockmaterial einen Sensor zerstörten. Der ursprüngliche Messpunkt lag direkt am Fuß einer unverfestigten Kalkschutthalde. Alle drei Logger waren in feinkörnigen Schichten zwischen den blockigen Sedimenten bis in rund 80 cm Tiefe eingebettet. Bereits während der Messungen gab es an dieser Stelle einige Probleme, da die Ankopplung der Sensoren nicht ideal war. Nachdem vermutlich die Bewegung eines Blocks den Messstift eines Loggers zerbrach, wurde der Messpunkt abgebaut und rund 40 m hangabwärts verlegt. Dort wurden die Sensoren in die Schichten des oberflächlich anstehenden Ornatentons eingebaut (siehe Abb. 37).

Unter Berücksichtigung der maximalen Auslagenlänge konnte Profil 3 nicht zentral an der Front der Rutschmasse angelegt werden, sondern musste an den südöstlichen Rand versetzt werden. Das dortige Profil schneidet die Schichten im direkten Vorfeld der Rutschmasse an (siehe Abb. 40).

6.1.1 Ergebnisse der Monitoringaufzeichnungen

Die Messungen aus Ebermannstadt müssen aufgrund der zuvor beschriebenen Umbaumaßnahmen in zwei Perioden betrachtet werden (siehe Abb. 28 und Abb. 29). Während der Zeit seiner Messdauer von November 2011 bis Juni 2013 (siehe Abb. 28) war an allen Loggern des alten Interface 1 ein saisonal leicht unterschiedlicher Verlauf der Bodenfeuchtigkeiten zu verzeichnen. In den wärmeren Monaten (April bis Oktober) wurden dabei rund 10 Prozentpunkte niedrigere Werte gemessen als in der kälteren Jahreszeit (November bis März). Mehrtägige ergiebige Niederschläge im Sommer verursachten jedoch

immer wieder rasche Anstiege der Bodenfeuchte, während die Reaktion im Winter deutlich weniger intensiv ausfiel.

Mit dem Umbau der Logger an Interface 1 bestand kein vollständig zusammenhängendes Profil mehr (siehe Abb. 35). Durch die unterschiedlichen Lagen ergeben sich insgesamt stärkere Kontraste zwischen dem oberflächennahen Sensor S1 und den Bereichen am Schuttfuß (Sensor S3) (siehe Abb. 29, oben). Erneut pausen sich aber die saisonalen Veränderungen durch, die bereits zuvor beschrieben wurden. Besonders deutlich wird dies im März 2014. Während in den vorangegangenen milden Wintermonaten die Wassergehalte aller drei Sensoren nahezu konstant blieben, kommt es mit der Erwärmung im März zu einem raschen Abfallen der Werte. Auf stärkere Sommerregen reagieren vor allem die Sensoren S2 und S3 (eingebaut zwischen dem Festgestein und am Ansatz des Schuttfußes) mit einem raschen Anstieg der Bodenfeuchtigkeit. Mit Abklingen der Niederschläge kommt es ebenso zügig zu einem erneuten Abfallen der Werte. Dagegen ist nahe der Oberfläche stets eine Grundfeuchtigkeit von ca. 10 % Wassergehalt vorhanden.

Auch am alten Interface 2 (siehe Abb. 28 und Abb. 29, Mitte) lässt sich ein saisonal unterschiedlicher Verlauf nachvollziehen. Speziell Sensor S1 zeigt im Winter konstant Wassergehalte zwischen 12 und 20 %, während im Sommer wesentlich stärkere Schwankungen auftreten. In sommerlichen Trockenphasen kam es auch hier zu Austrocknungen bis auf wenige Prozent Wassergehalt, während in den tieferen Lagen durchgehend höhere Werte verzeichnet wurden. Die Sensoren S2 und S3 besitzen relativ ähnliche Kurvenverläufe mit Werten zwischen 15 und 23%. Ein Durchpausen saisonaler Schwankungen ist nur in geringem Maße erkennbar. Auffallend sind allerdings kurzfristig erhöhte Wassergehalte nach einer Schneeschmelze (März 2012, Jan. 2013).

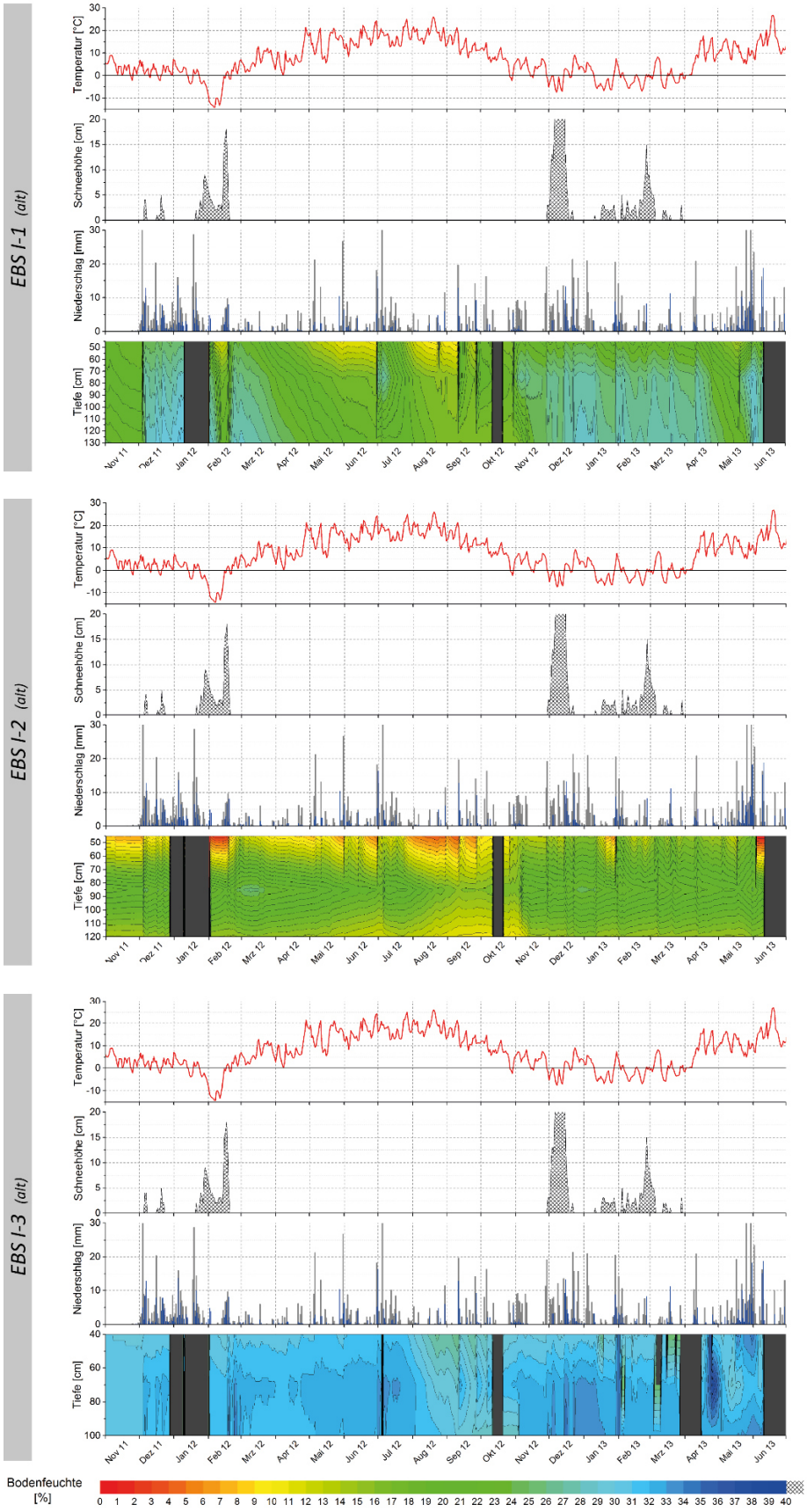


Abb. 28: Daten des hydrologischen Monitorings am Hasenberg in Ebermannstadt. Messzeitraum Nov. 2011 - Juni 2013. Aufgezeichnete Niederschläge: blaue Balken. Werte für Niederschläge (graue Balken), Schneehöhen und Temperatur von www.DWD.de

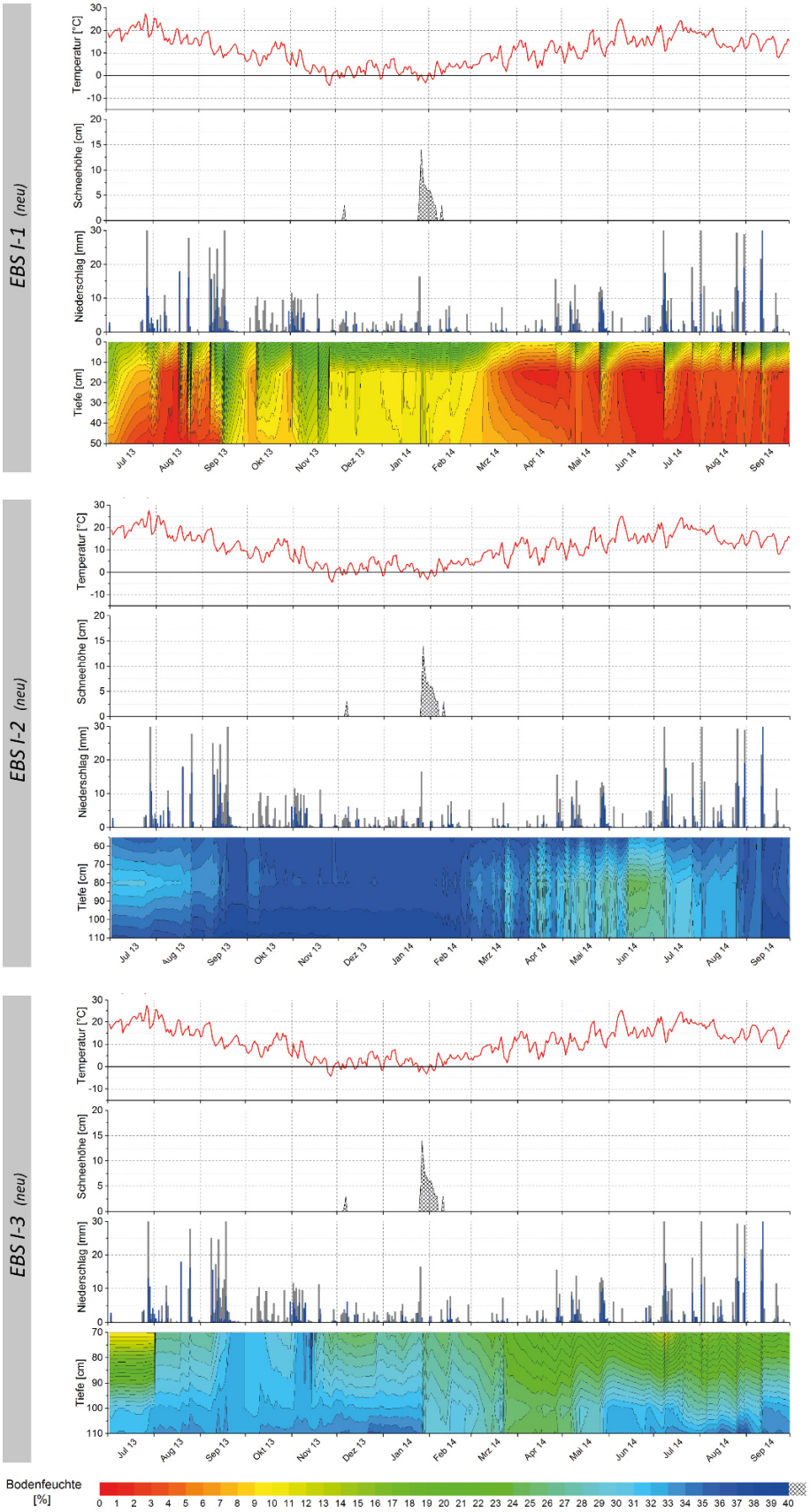


Abb. 29: Daten des hydrologischen Monitorings am Hasenberg in Ebermannstadt. Messzeitraum Juli 2013 – Sept. 2014. Aufgezeichnete Niederschläge: blaue Balken. Werte für Niederschläge (graue Balken), Schneehöhen und Temperatur von www.DWD.de

Am neuen Standort von Interface 2 (siehe Abb. 29, Mitte), in den anstehenden Tonen des Mittelhangs, liegen die Werte der bemessenen Horizonte um jeweils rund 35 % Wassergehalt. In den Sommermonaten schwanken die Wassergehalte im Boden in Abhängigkeit von Regenfällen und der Tiefenlage. Intensive sommerliche Regenfälle führen zu einem raschen Anstieg der Bodenfeuchte, wobei hiervor besonders die oberen Lagen bis in etwa 70 cm Tiefe betroffen sind. Dies führt dazu, dass die oberflächennäheren Lagen quasi ganzjährig mehr durchfeuchtet sind, während ab 80 cm Tiefe stärkere Schwankungen festgestellt werden können. Im Winter verlaufen die Wertekurven nahezu parallel und ohne größere Ausschläge. Von November 2013 bis Ende Februar 2014 wurden bei allen Sensoren ähnliche Wassergehaltswerte zwischen 35 und 37% verzeichnet.
Am Unterhang messen die Logger an Interface 3 seit Beginn der Aufzeichnungen im selben Profil. Die Kurvenverläufe der Sensoren (siehe Abb. 28 und Abb. 29, jeweils unten) ähneln dabei stark denjenigen des neuen Interface 2. So sind im Winter erneut relativ konstante Messwerte zu beobachten. Auffällige Schwankungen treten lediglich bei anhaltenden Regenfällen (Winter 2011/12 und 2013/14) oder bei kurzfristiger Schneeschmelze in Kombination mit Regenschauern (Winter 2013/14) ein. Im Sommer schwanken die Wassergehalte zwar generell etwas stärker, ein deutliches Abfallen der Feuchtigkeit ist allerdings nur in längeren Trockenphasen zu beobachten (z.B. Aug. 2012, Apr. & Juli 2014). Das Verhalten der Bodenfeuchtigkeit unter dem Einfluss von Niederschlägen ähnelt den Tendenzen aus den Wintermonaten. Kurzfristige Starkniederschläge bewirken auch in den warmen Monaten wesentlich geringere Anstiege als das bei mehrtägigen Regenphasen der Fall ist.

6.1.2 Auswertung der Messdaten

In den Profilen der Rutschung am Hasenberg waren in allen Bodenfeuchteprofilen gewisse saisonale Schwankungen festzustellen, die im Winter eine verstärkte Durchfeuchtung der Horizonte und im Sommer deren relatives Austrocknen erkennen ließen. In dieser Hinsicht ähneln die Daten den Werten aus Gailnau (v.a. Interface 1), wo eine besonders starke Saisonalität beobachtet wurde (vgl. hierzu die Beschreibungen in Kapitel 6.3.) In Kapitel 10.2 wird dieser Trend zudem ausführlich diskutiert.
Trotz des Umsetzens der Logger während der Messphase sind am Standort Ebermannstadt gemeinsame Tendenzen zu erkennen. Am hangobersten Interface 1 spiegeln sich die ausgedehnten jahreszeitlichen Schwankungen vor allem in den Datenverläufen der tiefer gelegenen Horizonte wider. Dabei wurden weniger sensible und auf einzelne Wetterlagen bzw. Witterungen zurückzuführende Veränderungen deutlich, als vielmehr halbjährliche

Zyklen in Abhängigkeit der saisonalen Atmosphärenzustände. In den oberflächennahen Schichten lassen kurzfristigere Schwankungen der Bodenfeuchtigkeit auf einen erhöhten Einfluss von Wetter und Witterung schließen. Der Anstieg der Bodenfeuchtigkeit ist hier entsprechend eng an auftretende Regenfälle geknüpft. In Kombination mit dem raschen Absinken der Wassergehalte nach Abklingen der Niederschläge wird eine hohe hydraulische Leitfähigkeit dokumentiert. Dies gilt sowohl im spezifischen Lockermaterial selbst als auch in der betroffenen geologischen Einheit (Oxford-Kalksteine, vgl. MÜLLER 1959).

Auch im Schuttfuß (altes Interface 2) kommt es durch zahlreiche Makroporen im locker gelagerten Sediment zu einer raschen Infiltration von eingetragenem Wasser. Im Sommer kann es infolge einer geringen Bodenwasserspannung zu oberflächlichem Austrocknen kommen. Dagegen lassen dichtere Fugenfüllungen aus Feinsediment- und Humusmaterial, welche ein gewisses Wasserspeicherpotential besitzen, in Horizonten um 85 cm stets eine gewisse Grundfeuchtigkeit (> 15 % Wassergehalt) vorhanden sein. Mit der Erhöhung des Anteils grober Fragmente in tieferen Lagen sinkt auch die dortige Bodenfeuchtigkeit. Der Schuttkörper zeigte sich insgesamt als erwartungsgemäß anfällig für Witterungseinflüsse. Sommerliche Regenfälle bewirken regelmäßige Anstiege der Bodenfeuchtigkeit, wobei diese positiven Auswirkungen stets durch das anschließende Abfallen der Werte kompensiert werden. Ein länger anhaltender Einfluss ist dagegen v.a. der Schneeschmelze zuzuschreiben, die, wie im Frühjahr 2013, zu mehrwöchig erhöhten Bodenfeuchtigkeiten führen kann.

Das neue Profil von Interface 2 in den tonigen Schichten des Mittelhanges dokumentiert in erster Linie unterschiedliche Werteverläufe zwischen den Jahreszeiten. Zumeist (v.a. im Sommer) nimmt dabei die Feuchtigkeit mit der Tiefe ein wenig ab, was bereits die wasserstauende Wirkung des Tons andeutet. Im dichten und porenarmen Boden bewirken eintreffende Niederschläge lediglich in den oberflächennahen Schichten erhöhte Wassergehalte. Die sehr geringe hydraulische Leitfähigkeit setzt für eine tiefgründige Durchfeuchtung anhaltende Niederschläge voraus, wie z.B. im Spätsommer 2013. Der hohe Tonanteil im Boden bindet dabei eine große Menge Haftwasser, weshalb der Wassergehalt auch im Herbst nur langsam abfiel. Während des Winters genügten geringe Niederschläge in wiederkehrender Folge, um die Feuchtigkeit bis Februar dauerhaft auf hohem Niveau zu halten. Die sehr geringfügig ausgeprägte Schneedecke im Frühjahr 2014 verhinderte allerdings einen weiteren Anstieg des Bodenwassergehalts, da eine bedeutende Schneeschmelze ausblieb.

Der Einfluss der Schneeschmelze wurde dahingegen in den Vorjahren am alten Interface 2 deutlich. Das Schmelzen einer Schneedecke in Kombination mit Regenfällen führte im Winter 2012/13 zu einem Ansteigen der Werte um rund 15 Prozentpunkte. Auch bei

ausbleibenden Regenfälle kann allein die Schneeschmelze einen Anstieg um fast 10 Prozentpunkte verursachen (siehe Februar 2012).

Am Rutschungsfuß (Interface 3) dokumentieren die Bodenfeuchtesensoren eine ebenso deutliche Reaktion auf die frühjährlichen Temperaturanstiege und das damit verbundene Schmelzen des Schnees. Im Falle einer ausgeprägten Schneeschmelze ist dabei eine nachhaltige Durchfeuchtung der Schichten bis in 80 cm Tiefe festzustellen. Bei einer geringen Schmelze wiederum fallen die Feuchtigkeiten nach kurzfristigem Anstieg binnen mehrerer Tage auf das Ausgangsniveau ab.

Ebenso verhält sich der Einfluss der sommerlichen Niederschläge, was erneut auf eine niedrige Wasserleitfähigkeit der hier schluff-lehmigen Sedimente zurückzuführen ist. Starkniederschläge verursachen in diesen Fällen vor allem Oberflächenabfluss, während nur geringe Mengen Wasser in den Boden infiltrieren. Dies gilt umso mehr bei zuvor ausgetrockneten Böden. Ist eine gewisse Grundfeuchtigkeit vorhanden, erhöht sich die hydraulische Leitfähigkeit, was zu steigenden Infiltrationsraten führt (vgl. PRINZ & STRAUß 2006, BLUME & STAHR 2011). Die geringe Infiltrationskapazität der Böden wurde an beiden Profilen durch Versickerungsversuche mit einem MiniDisk-Infiltrometer nachgewiesen und bestätigt.

Der Verlauf der Feuchtigkeitswerte an den Sensoren von Interface 2 und 3 spiegelt allerdings nicht nur die Reaktion leicht unterschiedlicher Substrate auf den unmittelbaren Eintrag von Feuchtigkeit wider. Vielmehr wird in beiden Profilen die Wirkung des Wasserzulaufs aus hangenden Schichten deutlich. Besonders im Falle von Interface 2 äußert sich der Einfluss dabei auf zweierlei Art und Weise. Zum einen ist auch nach Abklingen von Niederschlägen im Sommer ein teilweise mehrtägiges Ansteigen der Feuchtigkeiten zu beobachten, was nicht allein durch eine verzögerte Infiltration aufgrund der niedrigen hydraulischen Leitfähigkeit zu erklären ist (überschüssiges Oberflächenwasser fließt ab und steht nicht mehr zur Infiltration zur Verfügung). Zum Rückgang der Bodenfeuchtigkeit bedarf es meist mehrere Wochen sehr geringer Niederschläge (z.B. Juli 2014). Teilweise bleiben die Feuchtigkeiten auch in sommerlichen Trockenphasen wie auch im Winter teilweise wochenlang konstant. Zwar besitzen Tone eine hohe Bodenwasserspannung, womit Wasser lange im Boden gehalten werden kann (vgl. PRINZ & STRAUß 2006, BLUME et al. 2010), dennoch deuten diese Verhältnisse stark auf einen hohen Wasserzufluss aus den hangenden Schichten der Oxford-Kalke hin, welche den Trauf und die anschließenden Plateauflächen aufbauen. Durch die so erfolgte enorme Vergrößerung des Einzugsgebietes genügen bereits geringe winterliche Niederschläge, eine durchschnittliche Schneeschmelze oder mehrtägige Sommerregenschauer, um einen markanten Anstieg des Bodenwassergehalts an den Hängen hervorzurufen.

Verstärkt wird dieser Effekt zusätzlich durch das Fehlen von oberflächlichen Abflüssen auf der Plateaufläche, was auf eine ausgeprägte Verkarstung der Malm-Schichten mit entsprechenden unterirdischen Abflüssen schließen lässt (vgl. MÜLLER 1957, MEYER & SCHMIDT-KAHLER 1992). Speziell am Hasenberg wirkt sich zudem auch das Einfallen der Schichten nach Osten und der gleichsam exponierte Hang positiv auf die Wirkung des Zulaufs aus (vgl. auch MÜLLER 1959).

Prinzipiell ist dieser Effekt auch auf die Schichten am Unterhang übertragbar, wobei diese in erster Linie von den hangenden Aalenium-Sandsteinen gespeist werden. Aufgrund der kleineren Ausbissfläche ist hier ein deutlich geringerer Zufluss an Wasser vorhanden, was sich auch in der reduzierten Zahl der Quellen niederschlägt (vgl. hierzu auch BIRZER 1952, MÜLLER 1957, MÜLLER 1959). Bei den Sensoren an Interface 3 ist der Anstieg der Bodenfeuchtigkeit deshalb etwas direkter mit Niederschlagsereignissen oder der Schneeschmelze in Verbindung zu bringen. Der Zulauf von Wasser wirkt sich eher im Winter aus, wenn geringe Niederschläge trotz der niedrigen Infiltrationskapazitäten eine anhaltend hohe Bodenfeuchtigkeit hervorrufen.

Wenn weder ein signifikanter Zufluss an Wasser noch ausreichend speicherfähiges Substrat vorhanden sind, verhalten sich die Bodenfeuchtigkeiten wie an Interface 1 (neu und alt). Einem raschen Ansteigen der Wassergehalte bei Regenfällen folgt ein kaum verzögertes Abfallen der Werte, wobei oft bereits nach wenigen Tagen wieder das Ausgangsniveau erreicht ist. Im gegenteiligen Fall (hoher Zulauf und speicherfähiges Substrat) können auch in durchschnittlich feuchten Phasen hohe Wassergehalte im Boden gemessen werden, die bei gesteigertem Wassereintrag zu anhaltender Durchfeuchtung führen.

6.2 Wüstendorf

Am Standort Halleite konnten zwei Profile (Interface 1 und 3) direkt in den Schichten der Abrisswand installiert werden. Zu Beginn der Messreihe wurde zunächst lediglich Profil HL I1 angelegt mit Loggern bis in 110 cm Tiefe (siehe Abb. 43). Erst im Januar 2013 wurden die Messungen durch das zusätzliche Profil HL I3 komplettiert (siehe Abb. 44), da im Verlauf des Sommers 2012 Wasseraustritte aus dem nördlichen Teil der Profilwand beobachtet wurden. Anhand der Logger bei Interface 1 konnten diese nicht ausreichend nachvollzogen werden, weshalb das zusätzliche Profil an der wenige Meter entfernten, gegenüber liegenden Seite der Abrisswand angelegt wurde. Wie Abbildung 44 verdeutlicht, wurden die Logger erst unterhalb der in Profil HL I1 installierten Sensoren eingebaut und reichen entsprechend von 110 cm bis 210 cm Tiefe.

Unterhalb der Verengung im Mittelteil der Rutschung befindet sich Interface 2. Aufgrund der sehr feuchten Ablagerungen im zentralen Bereich musste das Profil HL I2 etwas randlich angesetzt werden. Bis in 110 cm Tiefe wurden dort vorwiegend stark tonige Schichten durchgraben (siehe Abb. 45).

6.2.1 Ergebnisse der Monitoringaufzeichnungen

Im Untersuchungsgebiet Halleite wurden bereits im Vorfeld der Messungen hohe Bodenfeuchtigkeiten für nahezu den gesamten Rutschbereich beschrieben (siehe Kap. 5.2).
Das Monitoring fokussiert sich bei den Messungen auf die im Hinblick auf das Auslösen der jüngsten Rutschung bedeutendsten Bereiche im Abriss und der potentiellen Gleitschicht.
Am Abriss verzeichnen die Logger des erstinstallierten Interface 1 generell eine mit der Tiefe ansteigende Bodenfeuchte (siehe Abb. 30 oben). Während der Sensor S1 in 35 cm Tiefe fast über die gesamte dreijährige Messdauer Wassergehalte zwischen 13 und 24 % verzeichnete, kam es in den tiefer gelegenen Schichten zu größeren Unterschieden. Dies trifft insbesondere auf die erste Phase der Messperiode bis Dezember 2012 zu. Während dieses Zeitraums schwankten die Wassergehalte in Tiefen zwischen 60 und 105 cm von 16 – 32 %. Die höheren Feuchtigkeiten wurden dabei erneut während der kalten Jahreszeit beobachtet, wohingegen es im Spätsommer 2012 zu einem durchgehenden Abtrocknen der Feuchtigkeiten im gesamten Profil kam.
Kleine Materialabtragungen an der Oberfläche führten im Herbst 2012 beinahe zu einem partiellen Freilegen der Sensoren an Interface 1. Im Dezember wurden die Sensoren in ihren jeweiligen Positionen zusätzlich befestigt und erneut mit Material überdeckt. Im weiteren Verlauf der Messkampagne zeigen sich die Sensoren erstaunlich wenig anfällig für sämtliche Witterungseinflüsse. Weder Trockenheit noch Regenfälle oder Schneeschmelze führten zu deutlichen Veränderungen der Feuchtigkeitswerte.
Demgegenüber sind am nachträglich installierten Interface 3 (siehe Abb. 30, Mitte) deutliche saisonale Wandel der Messwerte sowie ausgeprägte Phasen geringerer Feuchtigkeit zu beobachten. Diese relativen Trockenphasen, während derer immer noch Wassergehalte von mindestens 18 % in den unteren Lagen des Profils zu beobachten sind, korrelieren beide mit vorausgegangenen Phasen geringer Niederschläge in der warmen Jahreszeit. Die Austrocknung betrifft dabei v.a. die oberflächennahen Horizonte, in denen zuvor deutlich höhere Wassergehalte gemessen wurden. In denselben Schichten führen sommerliche Starkniederschläge zu einem kurzfristigen Anstieg der Bodenfeuchtigkeit, wobei die Messwerte nach dem jeweiligen Ereignis meist ebenso rasch wieder abfallen. Tiefere Lagen

unter 170 cm sind von diesen Regenfällen meist gar nicht beeinflusst. Eine tiefgreifende Durchfeuchtung ist lediglich bei anhaltenden Niederschlägen zu beobachten.

Im Profil von Interface 2 (Abb. 30, Mitte) zeigen die Logger einen sensiblen und unmittelbarer an die Niederschläge geknüpften Verlauf der Wassergehalte. So sind im gesamten Messzeitraum zahlreiche kurzfristige Anstiege der Feuchtigkeiten bei stärkeren Niederschläge zu verzeichnen (z.B. im Frühjahr 2013). Häufig trifft dies auch auf Winterregenfälle zu. Weiterhin verursacht auch die Schneeschmelze markante Anstiege der Wassergehalte, wie das v.a. im Winter 2012/13 während mehrerer kurzer Schmelzphasen deutlich wird. Die in den Sommermonaten verzeichneten Schwankungen fallen hingegen deutlich geringer aus. Vorherrschend ist während dieser Monate in erster Linie ein Trend zu absinkenden Wassergehalten, wie dies jeweils im August 2012 und 2013 sowie im Juni 2014 zu beobachten ist. Ungewöhnlich ist eine Umkehr des Bodenfeuchtegradienten mit der Tiefe: Während im Winter 2011/12 die Bodenfeuchtigkeit mit der Tiefe abnahm, kehrte sich dieses Bild in den darauf folgenden Jahren um, so dass aktuell eine Feuchtigkeitszunahme zu verzeichnen ist.

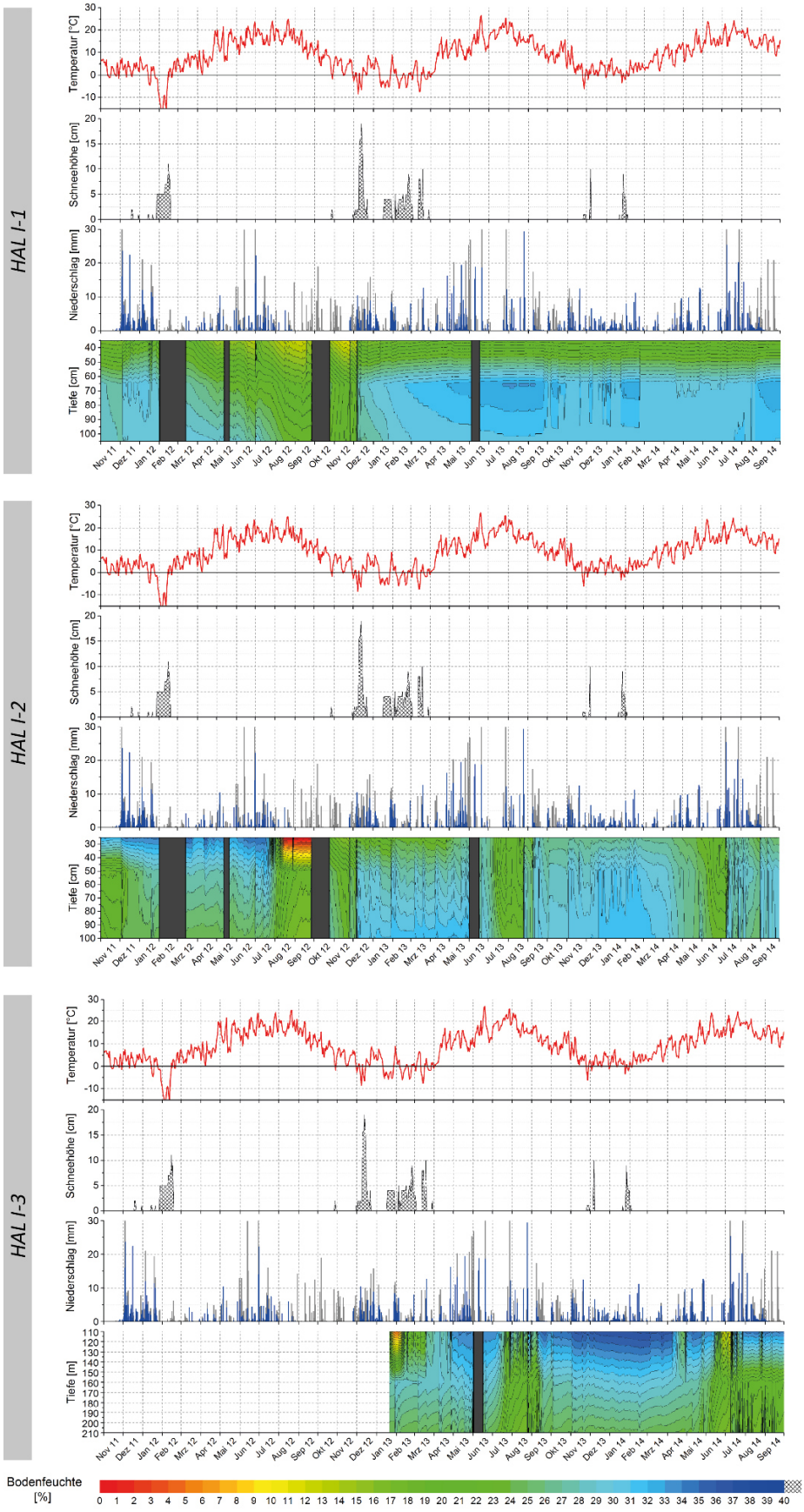


Abb. 30: Daten des hydrologischen Monitorings an der Halleite bei Wüstendorf. Messzeitraum Nov. 2011 – Sept. 2014. Aufgezeichnete Niederschläge: blaue Balken. Werte für Niederschläge (graue Balken), Schneehöhen und Temperatur von www.DWD.de

6.2.2 Auswertung der Messdaten

Die aufgezeichneten Bodenfeuchtedaten am Standort Halleite dokumentieren in erster Linie eine saisonale Abhängigkeit der Messwerte, wobei gleichzeitig unterschiedliche Einflüsse der Witterungen deutlich werden.

An Interface 1 kam es im Laufe der Messperiode zu einer auffälligen Umkehr des Gesamttrends. Nach dem anfänglich typischen saisonalen Wandel der Wassergehalte wurde ab Dezember 2012 ein beinahe konstanter Werteverlauf verzeichnet. Die Ursachen für diese Änderungen sind unklar.

Ein technischer Defekt verursachte im Oktober 2012 einen Ausfall der Sendeeinheit, wobei auch im November 2012 Übertragungsprobleme bestanden. Durch das zeitgleiche partielle Freilegen der Sensoren sind während dieses Zeitraums keine zuverlässigen Daten vorhanden. Entsprechend sollen diese hier von der Betrachtung ausgenommen werden. Im Dezember 2012 konnte der Fehler behoben werden. Dennoch besteht ein Kontrast zwischen dem Verlauf der Bodenfeuchtigkeiten in der ersten Messphase bis Oktober 2012 und ab Dezember des gleichen Jahres. Da die Sensoren durchgehend individuelle Werte aufzeichnen und auch auf Witterungseinflüsse reagieren, ist an dieser Stelle nicht von Defekten auszugehen.

Die Konstanz der Messwerte seit Dezember 2012 erscheint dennoch ungewöhnlich, besonders unter Anbetracht der abweichenden Daten vom nahegelegenen Interface 3. Auffallend ist dabei vor allem die fehlende Reaktion der verzeichneten Werte auf die Phasen relativer Trockenheit im August 2013 und Anfang Juli 2014, während derer an Interface 3 und 2 deutlich geringere Bodenwassergehalte ermittelt wurden.

Eine natürliche Erklärung für konstant hohe Messwerte könnte ein anhaltender Zulauf von Wasser aus hangoberen Regionen sein. Diesbezüglich ist mit großer Wahrscheinlichkeit von einem gewissen Einfluss auszugehen (siehe unten), jedoch wären trotzdem gewisse Schwankungen zu erwarten, vergleichbar mit dem Monitoring in Ebermannstadt. Unter Annahme des Erreichens eines gewissen Schwellen- oder Maximalwertes, z.B. der Wassersättigung des Bodenmaterials, ließen sich ebenso bestenfalls saisonal konstante Messwerte erklären. Im vorliegenden Fall wurden gleichbleibende Daten allerdings über einen Zeitraum von mehr als eineinhalb Jahren verzeichnet. Der in diesem Zusammenhang wahrscheinlichste Erklärungsansatz sieht interne Veränderungen in der Lagerung der anstehenden Schichten als Ursache für die beschriebenen Eigenheiten. Durch Verwitterung und dem Öffnen neuer Klüfte usw. könnte es möglicherweise zu Modifikationen der hanginternen Entwässerung gekommen sein. Im Endresultat kann aber nur darüber

spekuliert werden, ob der Messbereich von Interface 1 nun stärker von einer Wasserleitbahn beeinflusst und daher dauerhaft und konstant durchfeuchtet wird.

Am nahegelegenen Interface 3 wurde demnach ein deutlich anderer Verlauf der Wassergehalte beschrieben, bei dem besonders die beiden relativen Trockenphasen herausstechen. Obwohl beide in der warmen Jahreszeit auftreten, verdeutlichen die niederschlagsarmen Zeiträume eine interessante Abweichung. Im Juli/August 2013 fällt die relative Austrocknung mit den höchsten Durchschnittstemperaturen des Jahres im Spätsommer zusammen. Der oft nur geringe Einfluss einzelner Sommerschauer und Gewitter auf die Durchfeuchtung des (gesamten) Bodens wurde bereits mehrfach beschrieben (vgl. u.a. Kapitel 6.1) und wird auch an diesem Profil deutlich. In dieser Hinsicht ist ein Abfallen der Bodenfeuchtegehalte in dieser Zeit des Jahres praktisch zu erwarten (wurde so z.B. auch am Interface 2 im Jahr 2012 verzeichnet). Im Jahr 2014 traten die geringsten Wassergehalte allerdings bereits im Frühsommer (Juni) bei deutlich niedrigeren Durchschnitttemperaturen auf. Geringe Bodenfeuchtewerte sind demnach kein Phänomen des Hoch- bzw. Spätsommers während dem hohe Temperaturen zu einem „Austrocknen" des Bodens führen. Gesteuert wird die Durchfeuchtung des Bodens praktisch ausschließlich von der Verteilung der Niederschläge.

Der vorwiegend saisonale Verlauf der Bodenfeuchtigkeiten verdeutlicht zudem eine geringe Anfälligkeit gegenüber einzelnen Witterungslagen. Deren untergeordnete Wirkung geht einerseits zurück auf eine recht geringe hydraulische Leitfähigkeit des dichten Sedimentmaterials, weshalb Niederschläge nur selten die tiefen Schichten am Interface 3 beeinflussen. Im Vordergrund steht allerdings der Zufluss von Wasser aus den Oberhangbereichen. Dessen Eintrag bewirkt eine konstante Durchfeuchtung einiger Horizonte im Profil, die während der Geländearbeiten zu fast allen Jahreszeiten festgestellt wurde (vgl. auch Kap. 8.2.2).

Anhand der Messdaten des Profils kann zudem ein Eindruck bezüglich der Relation der saisonalen Bodenfeuchtigkeiten gewonnen werden. Im Mai / Juni 2013 wurden in ganz Süddeutschland anhaltende Niederschläge verzeichnet, die vielenorts Hochwasser und Massenbewegungen bewirkten. Die an Interface 3 verzeichneten Bodenwassergehalte stiegen im Zuge der Niederschläge auf Maximalwerte von 34 % in 110 cm Tiefe an. Im darauffolgenden (feuchten) Winter allerdings wurden diese Werte in denselben Schichten während der gesamten Zeit von November bis Februar übertroffen. Erst in Tiefen unterhalb 180 cm herrschten während beider Phasen ähnliche Feuchtigkeiten. Dies unterstreicht eindrucksvoll die Bedeutung der wasseraufnehmenden Vegetation sowie die Anfälligkeit der Hangsedimente für nachhaltige Durchfeuchtung im Winter durch häufig auftretende

Niederschläge (der Faktor der Schneeschmelze trat im Winter 2013/14 nicht in Erscheinung).
Kombiniert man die beiden räumlich naheliegenden Profile Interface 1 und Interface 3 zu einem Gesamtprofil (was u.a. Hintergrund beim Einbau der Logger in Interface 3 war), so finden sich die höchsten Wassergehalte (31 – 38 %) in einem Tiefenniveau zwischen 70 und 150 cm. In Kapitel 8.1.2 wurden diese Schichten als vergleichsweise dicht beschrieben, aufgrund hoher Anteile tonigen und schluffigen Sedimentmaterials. Demnach ist das Material prädestiniert, zufließendes Wasser (aus Niederschlag oder Zulauf aus oberen Hangbereichen) zu stauen und in Folge einer hohen Bodenwasserspannung im Untergrund zu halten.
Die tonigen Schichten im zentralen Bereich der Rutschung (Interface 2) sind für Zuflüsse aus den oberen Hangregionen durch hangende Wasserstauer weitestgehend abgedichtet. Entsprechend zeigen die Verlaufskurven der Daten saisonale Schwankungen mit einer erhöhten Sensitivität gegenüber Witterungseinflüssen. Besonders außerhalb der Hauptwachstumsphase der Vegetation im Sommer zeigen sich rasche Anstiege der Bodenfeuchte bei eintreffenden Niederschlägen oder der Schneeschmelze. Im Sommer selbst entstehen aufgrund des geringen Nachflusses von Wasser Phasen der relativen Austrocknung, wie das beispielsweise auch in Ebermannstadt in den Schichten am Rutschungsfuß (Interface 3) beschrieben wurde. Da tonige Böden im Falle von Austrocknung zu einem sehr dichten und harten Untergrund werden, wirken sich einzelne Niederschlagsereignisse kaum auf die Bodenfeuchteverhältnisse aus. Je trockener und dichter der Boden, desto höhere Anteile des Niederschlags fließen oberirdisch ab (Horton Abfluss). Eine Umkehr des Trends findet erst bei anhaltenden Niederschlägen statt, die den Boden über längere Zeit erweichen.

6.3 Gailnau

Die obersten Logger an Interface 1 konnten in Gailnau wenige Meter hinter der Kante der Abrisswand eingebaut werden. Der anstehende Schilfsandstein ist hier von rund 1 m lockerem Material überdeckt, in welchem guter Anschluss für die Sensoren gewährleistet werden konnte (siehe Abb. 49). Unmittelbar unterhalb der Sandsteine der Abrisswand war im Mittelteil ein Fester der liegenden Mergel aus den Estherienschichten zugänglich. Mit Hilfe von kleinen Vorbohrungen konnten drei Logger in diesen Schichten installiert werden (Interface 2, siehe Abb. 50). Durch Abtrag des in diesem Bereich ansetzenden Schuttfußes wurde der obere Sensor zunehmend freigelegt. Im Mai 2013 fiel dieser Logger defekt aus.

Wahrscheinlich war auch hier ein Steinschlag Ursache für das Abbrechen eines Messstiftes. Am Fuß der Rutschung befindet sich Profil GN I3 in einer ähnlichen Lage wie die Sensoren an Interface 3 in Ebermannstadt. Erneut erschließt das Profil die Ausläufer der Rutschung bzw. die Schichten im unmittelbaren Vorfeld der Rutschmasse. Die Anordnung der dortigen Sensoren zeigt Abbildung 20.

6.3.1 Ergebnisse der Monitoringaufzeichnungen

Am Standort Gailnau zeigen die drei Sensoren sehr unterschiedliche Kurvenverläufe mit saisonalen und kurzfristigen Schwankungen.

Oberhalb des Abrisses werden bei den Sensoren an Interface 1 eng an die Jahreszeiten geknüpfte Verläufe der Wassergehalte deutlich (Abb. 31, oben). In den Wintermonaten lagen die Werte jeweils immer rund um 20 % Wassergehalt, zum Sommer hin fallen sie in Bereiche um 5 %. Niederschläge verursachen einzelne Anstiege der Feuchtigkeiten, ändern aber nichts am generellen Jahresgang. Am mittleren Sensor S2 war nahezu durchgehend der geringste Wassergehalt gemessen worden, während die Sonden S1 und S3 jeweils geringfügig höhere Werte verzeichneten.

Die Logger in den mergeligen Schichten an Interface 2 zeigen demgegenüber weniger saisonale Schwankungen als vielmehr eine Abhängigkeit von einzelnen Witterungsereignissen (siehe Abb. 31, Mitte). Hervorzuheben sind in dieser Hinsicht sowohl sommerliche Niederschläge als auch winterliche Schneeschmelzen. In Kombination mit kurzen Regenfällen werden während dieser Phasen die höchsten Anstiege (+ 5 Prozentpunkte) verzeichnet. Zwischen den Sensoren 1 und 2 herrscht dabei stets nur ein geringer Feuchtigkeitskontrast, während Sensor 3 rund 10 Prozentpunkte höhere Wassergehalte aufweist.

Wie zuvor beschrieben, fiel Logger 1 im Juni 2013 aus. Die weiter im Betrieb befindlichen Sensoren 2 und 3 verzeichneten im gleichen Zeitraum stark ansteigende Bodenfeuchtigkeiten, deren Niveau bis in den Winter hinein anhielt. Im Februar fielen die Werte abrupt um fast 20 % und stiegen lediglich bei einzelnen Starkniederschlägen. Erst mehrere ergiebige Niederschläge im Juli 2014 führten wieder zu einer anhaltenden Erhöhung der Wassergehalte.

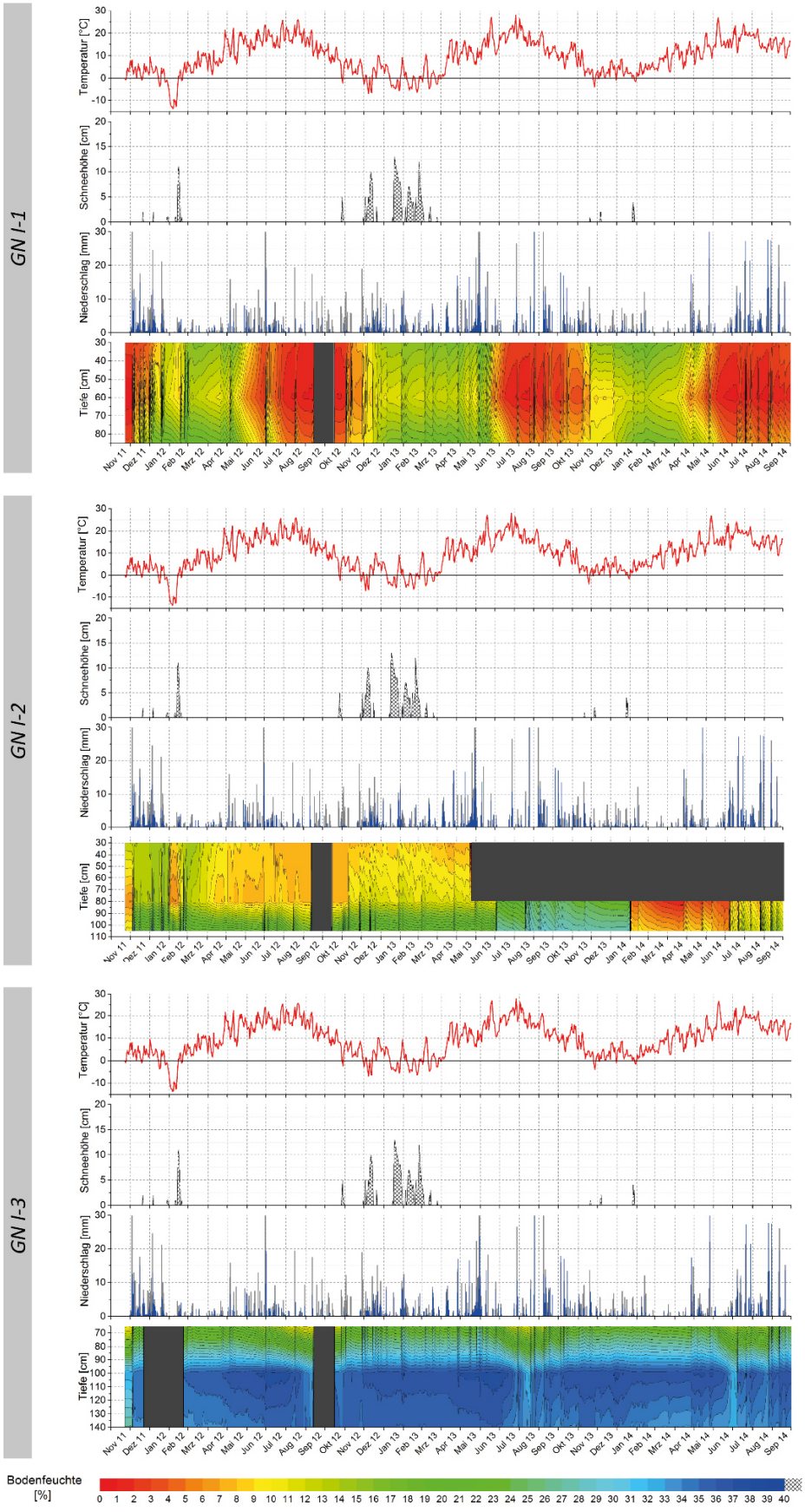


Abb. 31: Daten des hydrologischen Monitorings am Gailnauer Berg bei Gailnau. Messzeitraum Nov. 2011 – Sept. 2014. Aufgezeichnete Niederschläge: blaue Balken. Werte für Niederschläge (graue Balken), Schneehöhen und Temperatur von www.DWD.de

Am Interface 3 wird bereits auf den ersten Blick ein deutlicher Unterschied zwischen weniger feuchten Werten an der Oberfläche und den tiefergelegenen Sensoren 2 und 3 bemerkbar (siehe Abb. 31, unten). Bis in 70 cm Tiefe offenbart Logger 1 ähnliche saisonale Schwankungen wie die Sensoren am Interface 1, wenngleich mit wesentlich geringeren Schwankungen und Wassergehalten zwischen 11 und 24 %. Im Gegensatz dazu verharren die Werte der Bodenfeuchte bei den Sensoren S2 und S3 nahezu konstant. Nur in den Spätsommern sind jeweils Rückgänge der Werte um rund 3 % erkennbar. Jedoch erfolgt bereits im Herbst der erneute Anstieg auf die sonst durchgängig gemessenen Wassergehalte um 35 %.
Unabhängig von der Jahreszeit ist ein Ansteigen der Feuchtigkeitswerte nur bis in eine Tiefe von rund 1 m zu verzeichnen. In Lagen darunter ändern sich die Bodenwassergehalte nur noch marginal.

6.3.2 Auswertung der Messdaten

Am Gailnauer Berg werden die bereits in den Kapiteln zuvor beschriebenen saisonalen Bodenfeuchtigkeitsschwankungen in typischer und besonders deutlicher Weise widergespiegelt.
Oberhalb des Abrisses dokumentieren die Sensoren am Interface 1 einen markanten Unterschied der Bodenfeuchtigkeiten im Jahresgang. Demnach werden im Winter signifikant höhere Wassergehalte gemessen als im Sommer, wo es quasi zu einem Austrocknen der Bodenhorizonte von der Oberfläche bis in rund 80 cm Tiefe kommt. Die extremen saisonalen Unterschiede am vorliegenden Interface 1 verdeutlichen unmittelbar die geringe Wasserspeicherkapazität der sandig-schluffigen Lockersedimente sowie deren hohe Wasserleitfähigkeit, die bis auf die Schichten des unterlagernden Sandsteins übertragbar ist. Im Oberboden verursachen eine geringe Dichte und ein hohes Porenvolumen zunächst eine zügige Infiltration des Wassers in den Untergrund. Eine geringe Bodenwasserspannung im sandig-schluffigen Material verhindert aber ein effektives Halten des Wassers im Boden. Stattdessen führen zahlreiche Fugen und Klüfte in dem ab rund 80 cm anstehenden Sandstein (siehe Kap. 8.1.3) zu einer nur gering verzögerten Weiterleitung des Wassers in die liegenden tonigen Mergelschichten (Estherienschichten). Folglich ist das Feuchtigkeitsregime der Schichten oberhalb des Abrisses (und auch des Abrisses selbst) in erster Linie von den saisonalen Unterschieden bestimmt und weniger von Einzelereignissen.
Durch die hohen Durchlässigkeiten des Bodens oberhalb des Abrisses und des Schilfsandsteins selbst reagieren die oberflächigen Sensoren am Interface 2 vergleichsweise sensibel und unmittelbar auf Regenereignisse oder Schneeschmelze. Damit unterscheiden sie

sich von den Untersuchungsgebieten Ebermannstadt und Wüstendorf, wo beim Eintrag von Wasser durch den Zulauf aus hangenden Schichten stets eine gewisse Dämpfung und eine zeitliche Verzögerung festzustellen war.

Ferner fallen die Werte nach Ende der Wasserzufuhr, durch das Fehlen solch eines regulierenden Effekts, auch ebenso zügig auf ihr Ausgangsniveau zurück. Die tieferliegenden Sensoren zeigen demgegenüber wesentlich konstantere Verläufe der Feuchtigkeiten im Boden. Hier scheint somit wieder eine gewisse Regulation des Zustroms einzutreten, der die saisonalen Ungleichheiten deutlich glättet und eine stets vorhandene Grundfeuchtigkeit in den Tonmergelschichten bewirkt. Gleichfalls sind die konstanteren Feuchtigkeitsverhältnisse unterhalb 80 cm auch auf die dort vorherrschenden dichten und weniger stark verwitterten Tonmergel zurückzuführen, die ein höheres Wasserspeicherpotenzial besitzen als die stärker verwitterten und zerklüfteten Lagen nahe der Oberfläche.

Wahrscheinlich in Folge von oberflächlichen Bewegungen der locker gelagerten Tonmergel am Ansatz des Schuttfußes wurde im Winter 2013 Sensor 1 beschädigt, so dass in der Folge nur noch Tiefenmessungen stattfanden. Bis Februar 2014 lagen alle Schwankungen im natürlichen Bereich und können auf den Einfluss von Niederschlag bzw. Zufluss zurückgeführt werden. Zwar blieb auch danach das Verlaufsmuster der Feuchtigkeitskurven ähnlich, allerdings wurden deutlich niedrigere Werte verzeichnet. Möglicherweise kam es dabei in den Tonmergelschichten zu Veränderungen der internen Lagerung, beispielsweise durch das Öffnen neuer Klüfte. Dies bewirkte neue Versickerungswege des Wassers, so dass die Wassergehalte an den Sensoren zurückgingen. Die Anfälligkeit der Sensoren auf den Einfluss von Niederschlag blieb indes gleich.

Am Fuß der Rutschung zeigen sich die Bodenfeuchtigkeiten ein weiteres Mal saisonal beeinflusst. In erster Linie aufgrund der hohen Wasserspeicherfähigkeit toniger Sedimente bleiben die Schichten am Interface 3 konstant auf hohem Niveau durchfeuchtet. Im Grunde gleichen sie damit den Verhältnissen in Ebermannstadt, wo in morphologisch übereinstimmender Lage ähnliche Verhältnisse und Einflüsse beschrieben wurden. Eine Verstärkung der Durchfeuchtung durch Zulauf von Wasser aus oberhalb liegenden Hangbereichen ist auch hier wahrscheinlich. Unter Berücksichtigung des gegen die Hangoberfläche gerichteten Schichtfallens am Gailnauer Berg (vgl. Kapitel 4.3.3), wird allerdings deutlich, dass dieser Zufluss (nicht nur für den konkreten Fall) primär auf die Entwässerung der Rutschmassenablagerung zurückzuführen sein muss und weniger auf einen Wasserlauf entlang geologischer Schichtgrenzen.

7 Geophysikalische Sondierungen

Geophysikalische Sondierungen erweitern die zuvor behandelten, oberflächlichen, horizontalen Geländeanalysen (z.B. Kartierungen) um die vertikale Komponente. Im Sinne einer vollständigen Charakterisierung eines Rutschhanges und dessen Sedimenten sind Informationen über die Mächtigkeit der Rutschmasse, die Lage von Scherflächen, die Präsenz von möglichen wasserstauenden Schichten sowie die generelle Zusammensetzung der vorhandenen Sedimente von großer Bedeutung (MCCANN & FORSTER, 1990). Anhand der Untergrunddaten können Sedimentlagen ermittelt werden, die hinsichtlich ihrer Eigenschaften von besonderem Interesse sind und in Kapitel 7 und 8 näher untersucht werden.

Wie in Kapitel 2.3.3 erläutert, mussten für die Messungen der 2-D Gleichstrom-Geoelektrik unterschiedliche Apparaturen und Sondierkabel verwendet werden. Trotz unterschiedlicher Handhabung erwiesen sich beide Systeme für die jeweiligen Messungen als gut geeignet. Der Einsatz der etwas leistungsstärkeren *Syscal Junior Switch* in Ebermannstadt ermöglichte eine mehr als zufriedenstellende Datenakquise trotz stellenweise sehr komplexer Verhältnisse und schwieriger Ankopplungen. In den kleineren Arbeitsgebieten Gailnau und Wüstendorf genügte die *GEOTOMMK8E 1000 RES*-Apparatur den spezifischen Anforderungen im Falle der nach dem Wenner-Verfahren gemessenen Auslagen ebenfalls vollkommen. Schwierigkeiten ergaben sich in Gailnau und Wüstendorf bei den Dipol-Dipol-Sondierungen in Tiefen unter 10 m (siehe nächste Seite). Die Ankopplung der Elektrodenspieße konnte durch den Einsatz entsprechend langer Spieße (> 30 cm) an allen Standorten gewährleistet werden.
Bei den refraktionsseismischen Sondierungen konnten in blockigem Terrain (z.B. Oberhang Ebermannstadt) stellenweise keine zufriedenstellende Ankopplung erzielt werden, was einer typischen Schwachstelle seismischer Sondierungen entspricht (vgl. TELFORD et al. 1990, KNÖDEL et al. 2005). Der verwendete 5 kg-Vorschlaghammer inkl. der Stahlschlagplatte war für die Erzeugung des seismischen Signals gut geeignet, so dass auch bei den größtmöglichen Distanzen zwischen Schusspunkt und Geophon (rund 70 m) ein stets gutes Wellensignal empfangen und aufgezeichnet werden konnte. Gleiches gilt auch in Bezug auf die Tiefenauflösung, die ebenfalls ohne Einschränkungen geben war (vgl. SCHROTT & SASS 2008).

Das in allen Untersuchungsgebieten festgelegte Elektroden- bzw. Geophon-spacing von 3 m erlaubte den erforderlichen Spagat zwischen detaillierter Auflösung in oberflächennahen Schichten bei gleichzeitig hoher Eindringtiefe (ca. 20 m) bis zur Basis der Rutschmasse. Die Vorteile eines weiteren (5 m) oder engeren (2 m) spacings hätten die jeweiligen Nachteile (vgl. Kap. 2.3) nicht aufgewogen. Mit den verwendeten Konfigurationen konnten Eindringtiefen zwischen max. 13 und 20 m erzielt werden, was für die jeweiligen Arbeitsgebiete ausreichend war.

An allen ERT-Auslagen wurden Sondierungen nach dem Wenner- und Dipol-Dipol-Verfahren durchgeführt. Die im Vorfeld jeder Messung standardmäßig erfolgten Ankopplungschecks verliefen stets zufriedenstellend. Entsprechend fehlerfrei konnten auch die Wenner-Sondierungen in allen Untersuchungsgebieten gemessen werden. Auch die Kombination mehrerer Datensätze zu einer erweiterten Gesamtauslage funktionierte problemlos und erlaubte Kalkulationen mit RMS-Fehlern unter 3 %. Hingegen traten im Rahmen der Dipol-Dipol-Messungen mehrere Konflikte auf. Trotz ausreichender Akkuleistung lagen in Gailnau und Wüstendorf während den Sondierungen bei einzelnen Messpunktanordnungen zu geringe Spannungen oder Stromstärken in tieferen Schichten (> 10 – 12 m) vor. Änderungen der Messkonfiguration u.a. bzgl. Sondiertiefe, angewendeter Stromstärke usw. und entsprechender Wiederholungsmessungen ergaben keine Verbesserung. Da die Fehler bei Wenner-Messungen nicht auftraten, ist die Ursache höchstwahrscheinlich in der speziellen Messgeometrie der Dipol-Dipol-Anordnung zu suchen (vgl. Kap. 2.3.1). Letztlich erlaubten die aufgezeichneten Daten keine zufriedenstellende Prozessierung ohne umfassende Manipulationen. Speziell bei der Kombination mehrerer Auslagen kam es stets zu unerwünscht hohen RMS-Fehlern (> 5 %), auf deren Basis keine objektive Vergleichbarkeit zu den Wenner-Daten gegeben war. Folglich wurde auf die Inklusion der Dipol-Dipol-Daten in die Gesamtbetrachtung vollständig verzichtet.

Die SRT-Messungen erwiesen sich demgegenüber als wenig fehleranfällig. Das im Vorfeld festgelegte Messprinzip mit Schusspunkten zwischen jedem Geophon plus Offset-Shots ergab eine optimal dichte Datenlage, auch in morphologisch anspruchsvollem Gelände. Positiven Einfluss auf die Qualität der Daten hatten die 10 stacks pro Schusspunkt, deren Summierung den Einfluss von Ausreißern minimierte. Manuelles Picken der Ersteinsätze ermöglichte zudem das Entfernen ungenauer Datenpunkte, wobei diese Option nur vereinzelt zum Tragen kam.

Insgesamt hat sich die Verwendung beider geophysikalischer Methoden im Rahmen der durchgeführten Arbeiten als sehr sinnvoll und zielführend herausgestellt. Im Gegensatz zu den punktuellen Informationen aus Bodenprofilen oder Bohrungen erlauben die

zweidimensionalen Abbildungen des Untergrundes durch die ERT- und SRT-Sondierungen einen weitreichenden Einblick in die spezifische Ablagerung der Hangsedimente. Besonders die geoelektrischen Messungen nach dem Wenner-Verfahren produzierten trotz heterogener Verhältnisse sehr gute Ergebnisse. Die für die seismischen Messungen benötigte Grundvoraussetzung einer Geschwindigkeitszunahme mit der Tiefe (vgl. REYNOLDS 2011, Knödel) kann zwar nicht immer gewährleistet werden, dennoch erwies sich die Kombination beider Messmethoden in jedem Fall als sinnvoll, da die Aussagekraft der Sondierungen endscheidend erhöht werden konnte (vgl. u.a. VON DER MÜHLL et al. 2002, HAUCK & KNEISEL 2008, SCHWINDT 2013).

7.1 Ebermannstadt

Am Hasenberg bei Ebermannstadt wurden insgesamt drei ERT-Auslagen gemessen. Ausgehend von den Ausläufern der Schuttbereiche am Oberhang zogen sich die Messungen über den zentralen Ablagerungsbereich bis in den Unterhang (genaue Lage siehe Abb. 16). Die Überlappungen zwischen den einzelnen Auslagen betrugen 15 m (zwischen Auslage 1 und 2) resp. 18 m (Auslage 2 und 3).
Für die Geophone der SRT-Messungen konnte im grobblockigen Oberhang keine zufriedenstellende Ankopplung gewährleistet werden (vgl. auch SCHROTT & SASS 2008). Aufgrund dessen wurden die Auslagen, verglichen mit den ERT-Messungen, rund 40 m hangabwärts angesetzt (siehe Abb. 16). Erneut wurden dabei drei Auslagen über eine Gesamtlänge von 216 m gemessen (weitere Geometriedaten siehe Tab. 1, Verlauf der Auslagen siehe Abb. 16).

7.1.1 Ergebnisse

7.1.1.1 Geoelektrik

Die geoelektrischen Widerstandmessungen am Hasenberg wurden über eine Gesamtprofillänge von 282 m gemessen. Im Tomogramm (siehe Abb. 32 B) lassen sich drei Sektorenbereiche mit unterschiedlichen Widerstandcharakteristika unterschieden.

Der Oberhang (Sektor I-a) wird dabei durch eine relativ einheitliche Verteilung vergleichsweise hoher Widerstände (> 200 Ωm) geprägt. Hangabwärts finden sich nur noch punktuelle Vorkommen ähnlicher Messwerte. Im angrenzenden Mittelhang dominieren sehr niedrige Widerstände (8 - 32 Ωm), wie beispielsweise im Bereich oberhalb des Hauptabrisses (Sek. II-a). Die untere Hälfte des Profils wiederum kennzeichnet sich durch schwankende Werte im mittleren Bereich (zw. 64 und 128 Ωm) mit einigen Linsen hoch- oder niedrigohmiger Widerstände (Sek. III-a).

Die hohen Widerstände (> 200 Ωm) in den obersten Hangregionen (Sek. I-a) erstrecken sich in einem relativ homogenen Bereich von der Erdoberfläche bis in Tiefen von rund 10 m (tiefere Bereiche können aufgrund der Auslagengeometrie nicht zuverlässig beurteilt werden). Auch die kleine obere Schwelle (bei ca. 95m Profillänge) befindet sich noch im hochohmigen Körper, welcher hier nach unten langsam ausläuft. Den Übergang zwischen Sektor I-a und II-a bildet eine scharfe Grenze mit stark unterschiedlichen Widerstandwerten.

Die gemessenen Widerstände in Sektor II-a liegen meist zwischen 24 und 32 Ωm. Insbesondere trifft dies auf Tiefen ab rund 9 m zu, unterhalb denen vergleichsweise homogene Widerstandsverhältnisse herrschen. Hingegen wurden im oberflächennahen Untergrund (0-9 m) deutlich niedrigere Werte ermittelt. Unterstützt wird diese Annahme durch die Erkenntnisse aus der Substratanalyse, welche für die hangabwärts gelegenen Bereiche steigende Mengen an tonigem Material beschreibt. In einer Tiefe von rund 5 m, zieht sich ein schmaler Ausläufer dieser niedrigohmigen Zone bis in den Bereich des Hauptabrisses (Profillänge zw. 130 und 160 m). An der Oberfläche (0 - 5 m Tiefe) liegt in diesem Bereich eine Schicht mit deutlich höheren Widerständen (bis max. 100 Ωm) vor.

Vom Hauptabriss (ca. 160 m Profillänge) bis in die unteren Ausläufer der Auslage dominiert eine insgesamt sehr heterogene Verteilung der gemessenen Widerstände. Die detektierten Werte beschreiben einen deutlich durchmischten Aufbau des gesamten Bereichs, bis in Tiefen von rund 15 m. Anhand der Morphologie lässt sich der Bereich aufteilen in einen oberen Steilabschnitt, unmittelbar unterhalb des Hauptabrisses (Profillänge 165 - 200 m), charakterisiert durch Widerstände zwischen 64 und 128 Ωm, sowie einen eher flach geneigten unteren Bereich (200 - 300 m). In Letzterem zeigt die Verteilung der Widerstände eine vertikale Dreiteilung des Untergrundes. Zwischen ca. 1,5 und 5 m Tiefe erstreckt sich eine leitende Schicht mit Widerständen von 24 - 32 Ωm, welche oberflächlich und unterhalb von Bereichen höherer Widerstandswerte (> 64 Ωm) eingeschlossen wird. Horizontal lassen sich in der leitenden Schicht drei Linsen differenzieren, die zwischen 260 und 290 m Profillänge an die Oberfläche ausstreichen. Oberhalb (200 - 260 m horizontale Profillänge) werden diese niedrigohmigen Linsen überdeckt von einer heterogenen, zu 5 m mächtigen Schicht mit höheren Widerstandwerten zwischen 64 und 128 Ωm. In Tiefenlagen unterhalb

von 15 m wurden vergleichsweise homogene Widerstandsverteilungen gemessen, wobei die Datenabdeckung in diesen Lagen für präzisere Aussagen unzureichend ist. Die Übergänge zwischen allen beschriebenen Bereichen sind weitestgehend fließend.

7.1.1.2 Refraktionsseismik

Die refraktionsseismischen Messungen erstreckten sich über eine Gesamtauslagenlänge von 215 m. In Einheit mit den Ergebnissen der Geoelektrik können auch bei den seismischen Messungen drei Sektoren im Verlauf des Profils differenziert werden (siehe Abb. 32 C).
Die hangobersten Regionen sowie die Bereiche am Kamm des Hauptabrisses werden von der Erdoberfläche bis in etwa 4 m Tiefe von niedrigen Geschwindigkeiten (zw. 0,3 und 0,5 km/s) beherrscht (Sektor I-b). Unterlagert wird dieser Teil von einem Abschnitt mittlerer und konstant ansteigender Geschwindigkeiten zwischen 0,5 und 1,2 km/s (II-b), welcher sich in einigen Bereichen teilweise bis an die Oberfläche zieht. Sektor III-b wiederum kennzeichnet sich durch vergleichsweise hohe Geschwindigkeiten (1,2 - 1,7 km/s), wobei der Anstieg über kurze Vertikaldistanzen erfolgt.
An der Oberfläche des obersten Hangabschnitts (ca. 75 - 130 m Profillänge) dominieren Schichten niedriger Geschwindigkeiten (I-b). Unterhalb von etwa 3 bis 4 m Tiefe steigen die Geschwindigkeiten langsam auf rund 1,1 km/s an. Am einzigen Refraktor in diesem Sektor, gelegen in rund 15 m Tiefe, erfolgt ein Anstieg der Messwerte auf einer vertikalen Distanz von nur 5 m von ca. 1,2 auf 1,6 km/s. Hangabwärts wird der Abschnitt niedriger Geschwindigkeiten von der Stufe des alten Fußweges (bei ca. 125 m horizontale Profillänge) begrenzt.
Im Bereich unterhalb dieser Stufe (125 - 160 m Auslagenlänge) konnten leicht erhöhte Oberflächengeschwindigkeiten von 0,9 km/s gemessen werden, die mit der Tiefe konstant zunahmen. Unterhalb von ca. 10 m Tiefe erfolgt eine erhöhte Beschleunigung von 1,2 auf max. 2,2 km/s.
Dieses Verteilungsmuster unterscheidet sich dabei deutlich von den Verhältnissen unterhalb des Hauptabrisses (III-b, ab 160 m Auslagenlänge). Während in den oberflächennahen Schichten erneut niedrige Geschwindigkeiten vorlagen, welche den Werten im obersten Abschnitt (I-b) ähneln, wurde mit zunehmender Tiefe lediglich ein moderater Werteanstieg aufgezeichnet. Speziell trifft das auf den Steilhangbereich unterhalb des Hauptabrisses zu (ca. 165 - 195 m Auslagenlänge), wo eine auffällige „Tasche“ mittlerer Geschwindigkeiten (0,5 - 0,9 km/s) ausgeprägt ist. Unterhalb dieser Tasche befindet sich ein Refraktor in rund 20 m Tiefe, an welchem eine rasche Geschwindigkeitszunahme von 1,2 auf 1,9 km/s erfolgt.

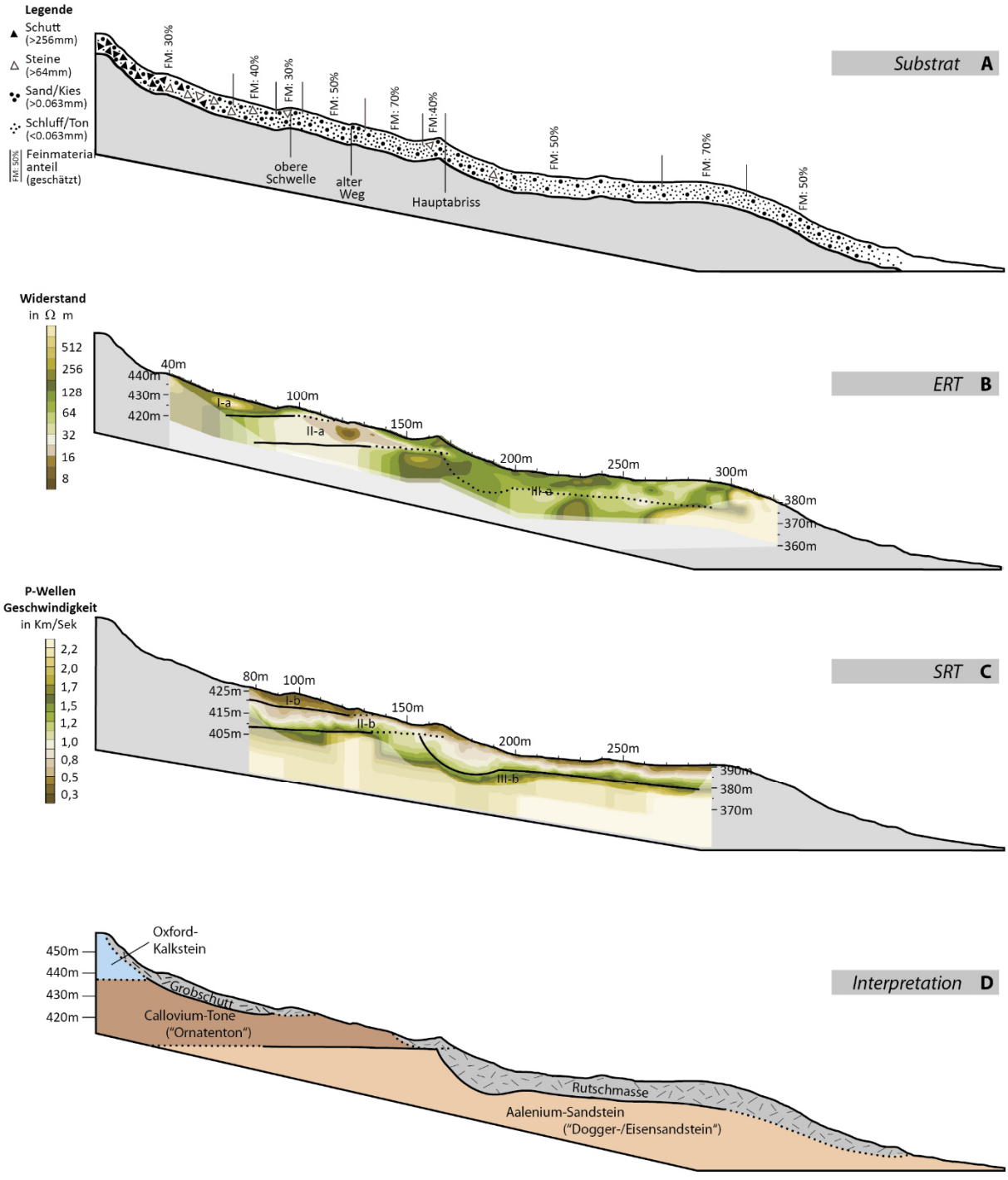


Abb. 32: Ergebnisse der geophysikalischen Sondierungen am Hasenberg bei Ebermannstadt: Substratkartierung (A), ERT-Messung (B), SRT-Messung (C) und die daraus abgeleitete Interpretation der Ablagerungen (D)

Den Untergrund der vergleichsweise flach geneigten Bereiche (200 und 290 m Auslagenlänge) kennzeichnet ein uniformer Aufbau aller drei Geschwindigkeitsbereiche. Von der Oberfläche bis in Tiefen von 3 m wurden ausschließlich sehr niedrige Geschwindigkeiten (0.3 km/s) gemessen. Darunter erfolgt eine Geschwindigkeitszunahme über eine Vertikaldistanz von rund 15 m bis auf max. 1,8 km/s. Steigende Geschwindigkeiten in rund 18 m Tiefe markieren die Lage eines Refraktors.

7.1.2 Auswertung der Sondierungen

Die obersten Hangbereiche charakterisieren in erster Linie weitläufige Ablagerungen grobblockigen Schutts an der Oberfläche. Anhand der Substratanalyse (siehe Abb. 32 A) wurde eine unverfestigte Lagerung deutlich, wobei die Fugen zwischen den Grobklasten mit verwittertem Feinkornmaterial verfüllt sind. Die Messwerte aus hohen Widerständen (Sek. I-a) und niedrigen Geschwindigkeiten (Sek. I-b) verdeutlichen die Präsenz von Grobschutt und Kalksteinblöcken (vgl. KNÖDEL et al. 2005, SASS et al. 2008) nicht nur an der Oberfläche, sondern bis in Tiefen von rund 10 m. Risse in der Oberfläche (vgl. Abb. 22) werden als ursächlich für eine generell geringere Verfüllung der Blockzwischenräume zwischen 60 und 80 m Auslagenlänge angesehen, was im ERT durch höhere Widerstände in diesem Abschnitt deutlich wird.

Mengenanteile sowie die Größe der vorhandenen Kalksteinblöcke und -fragmente nehmen vom obersten Messbereich hangabwärts konstant ab. Wie die Substratanalyse allerdings zeigt, treten an der kleinen oberen Schwelle geringfügig höhere Anteil Grobmaterials im Boden auf. Sowohl die Widerstandswerte wie auch die seismischen Geschwindigkeiten bestätigen dieses Ergebnis und lassen in diesem Abschnitt auf eine verhältnismäßig kompakte, von Bruchstücken dominierte Auflage schließen (vgl. SCHROTT et al. 2003, LAPENNA et al. 2005, UDPHUAY et al. 2011, PERRONE et al. 2012), die mit einer Mächtigkeit von 3 - 5 m die Schwelle aufbaut. Unterlagert wird dieser Bereich von den Wertebereichen II-a und II-b.

Aufgrund geringerer Schuttmengen und den gleichzeitig ansteigenden Anteilen an Feinmaterial, herrschen unterhalb der Schwelle (horizontale Profillänge 95 - 125 m) dichtere und/oder feuchtere Verhältnisse im oberflächennahen Untergrund. Die seismischen Geschwindigkeiten bleiben bis in Tiefen von 4 m einheitlich niedrig (Sek. I-b: 0,3 - 0,6 km/s) und steigen erst unterhalb dieses Bereichs kontinuierlich auf höhere Werte bis > 1,0 km/s an (Sek. II-b). Die Widerstandsmessungen zeigen in diesem Bereich deutlich geringere Werte als in den von Schutt dominierten Regionen oberhalb. Damit deuten die Messwerte aus SRT und ERT auf ein feinkörniges bzw. toniges Sediment hin, welches von einem hohen Anteil (> 50 %) an Kalkschutt durchsetzt wird (vgl. u.a. KNÖDEL et al. 2005, LAPENNA et al. 2005,

PERRONE et al. 2012). Eine weitere Reduzierung der Widerstandswerte wird durch feuchte Bodenverhältnisse verursacht, welche während der Substratanalyse nicht nur durch die fühlbare Feuchtigkeit im Oberboden selbst, sondern auch durch die von Moosen und Farnen geprägte Vegetation offensichtlich wurden.

Zwischen ehemaligem Waldweg und dem Hauptabriss (Auslagenlänge 130 - 150 m), konnten mit Hilfe der Substratanalyse höhere Anteile an Tonmaterial im Boden verzeichnet werden. Der Verlauf des alten Waldweges ist in diesem Bereich durch eine markante Lücke von etwa 20 m Länge unterbrochen. Vom Oberhang kommend, findet sich die Fortsetzung des Weges erst wieder unmittelbar auf dem Kamm des Hauptabrisses (vgl. Abb. 22), wodurch der lokale Versatz durch die Rutschung 1957 in diesem Abschnitt dokumentiert wird. Entsprechend wurden bereits im Vorfeld für den Untergrund relativ tonige Verhältnisse vermutet, die auf eine Gleitfläche in diesem Bereich schließen lassen. Mittelschnelle Geschwindigkeitswerte zwischen 0,5 - 0,9 km/s im oberflächennahen Bereich bestätigen diese These. Anhand der Widerstände (64 - 128 Ωm) ist von typisch erdfeuchten Verhältnissen des tonigen Materials auszugehen (vgl. u.a. KNÖDEL et al. 2005, PERRONE et al. 2012). Nahe des Abrisskamms treten zudem einige Beimischungen aus Kalksteinschutt hinzu.

Insgesamt konnten durch die Daten aus SRT und ERT für den gesamten Abschnitt zwischen 95 und 165 m Auslagenlänge (Höhenlagen zw. 422 - 408 m ü. NN), vorwiegend tonige Verhältnisse mit unterschiedlichen Beimischungen und Feuchtigkeitsgehalten beschrieben werden, welche auf die dort anstehenden Tone der Callovium-Schichten („Ornatentone“) zurückzuführen sind. Die Mächtigkeit der Schicht stimmt dabei gut mit den Werten aus geologischen Beschreibungen zusammen (16 m, nach MÜLLER 1959).

Am Hauptabriss implizieren die in Oberflächennähe vorgefundenen mittleren Widerstandwerte (Sek. III-a) und niedrigen seismischen Geschwindigkeiten (Sek. I-b) eine Sedimentmasse mit weniger Feinmaterial und erhöhten Anteilen an Kalksteinschutt bis in Tiefenlagen von etwa 5 m (vgl. KNÖDEL et al. 2005, REYNOLDS 2011). Die gesamte Scholle des Hauptabrisses lagert am Übergang zwischen den hangenden Callovium-Tonen, welche den liegenden Aalenium-Sandstein überdecken. Im ERT scheinen sich beide Gesteinsschichten abzuzeichnen, indem ein Streifen mit niedrigen Widerständen (toniges Material; II-a) in rund 10 m Tiefe einen Block höherer Widerstandswerte (Sandstein) überdeckt. Die Refraktionsseismik kann die Lage des weicheren Tonmaterials aufgrund des sog. „hidden layer effects“ (Details siehe REYNOLDS 2011) nicht näher abbilden. Konstant zunehmende seismische Geschwindigkeiten lassen in diesem Bereich auf keinerlei prägnanten Refraktor schließen. In Einklang mit den Beschreibungen des Gesteins von MÜLLER (1959), legt dies die Vermutung nahe, dass die Oberfläche des Sandsteins in Tiefen zwischen 15 und 20 m stark zerrüttet und verwittert ist.

Hangabwärts des Hauptabrisses formen heterogene Sedimente aus fein- und grobkörnigen Bestandteilen zahlreiche kleinere Rücken an der Oberfläche (z.B. im Steilabschnitt unmittelbar unterhalb des Abrisses und im weiteren Verlauf wie bei 240 m Auslagenlänge). Im flacheren Ablagerungsgebiet fanden sich bei der Substratanalyse tendenziell höhere Mengen an (tonigem) Feinmaterial (> 50 % Anteil an Gesamtmasse). Wie bereits zuvor beschrieben (siehe 7.1.1), kennzeichnen in erster Linie stark variierende Widerstandwerte den Sektor III-a. Im ERT konnte kein anstehender Sandstein oberhalb von 15 m bestimmt werden. Unterhalb dieser Tiefe verhindert die ungenügende Datenlage eine zuverlässige Ansprache der Lagen (vgl. KNÖDEL et al. 2005, REYNOLDS 2011).

Aus dem SRT lässt sich im Steilabschnitt unterhalb des Hauptabrisses ein stetiges aber langsames Ansteigen der seismischen Geschwindigkeiten bis in Tiefen von rund 12 m ablesen, was auf keinerlei markante Unterschiede im Aufbau des Sedimentmaterials dieses Abschnitts schließen lässt (BOGOSLOVSKY & OGILVY 1977, HACK 2000, SCHROTT & SASS 2008). In tiefer gelegenen Bereichen (zw. 12 und 19 m), ist ein deutlich gebogener Schichtenverlauf erkennbar, welcher möglicherweise die Lage einer Rotationsgleitschicht widerspiegelt. Die rasch ansteigenden Geschwindigkeiten unterhalb von 19 m markieren den Übergang zum darunter liegenden Sandstein.

Im flach abfallenden, unteren Akkumulationsgebiet prägen konstant ansteigende seismische Geschwindigkeiten den Aufbau des Untergrundes bis in eine Tiefenlage von ca. 18 m. In Kombination mit variierenden Widerstandwerten lässt sich somit auf eine unverfestigte, heterogene Rutschmassenablagerung, bestehend aus Schutt und Steinen, eingebettet in eine Matrix aus Feinmaterial, schließen (vgl. LAPENNA et al. 2005, PERRONE et al. 2012). Unterhalb von 15 m deuten einige hochohmige Bereiche auf Vorkommen von anstehendem Festgestein (Sandstein der Aalenium Schichten) hin (KNÖDEL et al. 2005). Anhand des SRT lässt sich jedoch kein eindeutiger Refraktor bestimmen. Stattdessen nehmen die seismischen Geschwindigkeiten weiterhin konstant zu.

7.2 Wüstendorf

Im Untersuchungsgebiet Halleite wurden zwei rechtwinklig zueinander verlaufende Transekte gemessen. Das Querprofil verlief dabei in Nord-Süd-Richtung annähernd isohypsenparallel, wohingegen das Längsprofil parallel zur nebengelegenen Rutschung von West nach Ost angeordnet war. Der gemeinsame Schnittpunkt der beiden 72 m langen ERT-Auslagen lag bei Elektrode 5 (bei 12 m Auslagenlänge), die in beiden ERT-Messungen ortsfest blieb.

Auch für die refraktionsseismischen Messungen wurde auf dieselben Transekte zurückgegriffen. Mit Auslagenlängen von jeweils 69 m entsprachen die SRT-Sondierungen nahezu den Distanzen der geoelektrischen Messungen (72 m Auslagenlänge). Um optimale Vergleichbarkeit zu gewährleisten, wurde auch derselbe Schnittpunkt verwendet, welcher erneut bei 12 m Auslagenlänge (= Geophon 5) lag und bei beiden Messungen identisch war (weitere Geometriedaten siehe Tab. 1, Verlauf der Auslagen siehe Abb. 18).

7.2.1 Ergebnisse

7.2.1.1 Elektrik

Die Sondierungen der Geoelektrik erfolgten über jeweils 72 m Profillänge. Der Kreuzungspunkt wurde am dritten Take-out bei 6 m Auslagenlänge festgelegt. Im Tomogramm lassen sich anhand der gemessenen Widerstände zwei auffällige Sektorenbereiche voneinander unterscheiden (siehe Abb. 33 B).

Hohe Widerstände, mit Messwerten über 200 Ωm (teilweise auch deutlich höher) dominieren den gesamten oberflächennahen Bereich des Horizontalprofils (Sek. I-a) bis in ca. 3 m Tiefe. Auch im Längsprofil zeigt sich bis fast 30 m Auslagenlänge ein ausgeprägter Sektor dieser Widerstände, welche darüber hinaus in einer kleinen Linse bei rund 50 m Auslagenlänge erneut verzeichnet wurden. Unterlagert wird dieser Bereich von einem Sektor (II-a) niedriger Widerstände (10 - ca. 150 Ωm) der sich vertikal von 3 m bis zur max. Sondiertiefe von etwa 12 m zieht. Im Längsprofil streicht dieser Wertebereich zudem zwischen 30 m und 43 m sowie zwischen 60 m und 72 m Auslagenlänge an der Oberfläche aus.

Ein detaillierter Blick auf die Verteilung der Widerstände innerhalb des hochohmigen Sektors (I-a) offenbart einen heterogenen Aufbau der oberflächennahen Schichten. Eingebettet in eine Umgebung vergleichsweise geringer Messwerte (200 - 450 Ωm), stechen drei Linsen mit hohen Widerständen > 700 Ωm hervor, die sich jeweils von der Oberfläche bis in ca. 2,5 m Tiefe erstrecken (Auslagenlängen v.l.n.r.: 72 - 60 m, 50 - 30 m, 10 - 0 m und 0 - 10 m). An den Untergrenzen der Linsen sind stets scharfe Übergange (max. 1 m Vertikaldistanz) zu den niedrigen Widerständen des Sektor II-a (ab rund 3 m Tiefe) ausgebildet. Einzig im Bereich des Hangrückens (Querprofil, zw. 45 und 65 m Auslagenlänge) konnten auch unterhalb der Linsen hohe Widerstände bis in Tiefen von ca. 5 m gemessen werden. Im Längsprofil streicht der hochohmige Sektor (II-a) im vergleichsweise steileren, oberen Hangbereich (bei ca. 35 m Auslagenlänge) aus. Hangabwärts ist im ERT eine weitere, ca. 2 - 3 m mächtige Linse mit erhöhten Messwerten (zwischen 200 u. 300 Ωm) erkennbar.

Im Gegensatz zu den oberflächennahen Schichten mit stark schwankenden Widerständen, sind die darunter liegenden Areale niedriger Widerstände (Sek. II-b) vergleichsweise homogen ausgebildet. Am Übergang von den überdeckenden Bereichen hoher Messwerte (Sek. I-a) zu den Schichten des Sek. II-a fallen die Widerstände von > 200 Ωm auf < 40 Ωm ab. Einzig am Querprofil, zwischen 40 und 25 m Auslagenlänge ist eine ausgedehnte Zone (ca. 4 m mächtig) mit mittleren Widerständen zw. 74 und 130 Ωm ausgeprägt. Unterhalb dieses Übergangsbereichs herrschen in Tiefenlagen ab 4 bzw. 5 - 6 m (je nach Oberflächenmorphologie bzw. Ausprägung des hochohmigen Sektors an der Oberfläche) in beiden Profilen durchgehend die beschriebenen geringen Widerstände < 40 Ωm. Zudem wurden im Längsprofil entsprechende Widerstände auch in zwei kleinen Bereichen an der Oberfläche verzeichnet (ca. 38 und 61 m Auslagenlänge).

7.2.1.2 Seismik

Die Auslagen der Refraktionsseismik wurden über denselben Verlauf wie zuvor die Geoelektrik gemessen, wobei die Gesamtprofillänge jeweils 75 m betrug. Beide Auslagen schnitten sich erneut bei 6 m horizontaler Profillänge. Anhand der ermittelten seismischen Geschwindigkeiten lassen sich im SRT ebenfalls zwei Sektorenbereiche differenzieren (siehe Abb. 33 C).

Die oberflächennahen Schichten werden im SRT durchgehend von niedrigen (0,3 - 0,5 km/s) bis mittleren (1,2 - 1,4 km/s) Geschwindigkeiten dominiert. Meist beschränkt sich die vertikale Ausdehnung des Wertebereichs auf wenige Meter. Unterhalb von ca. 7 m Tiefe zeigen sich über größere Bereiche konstante Geschwindigkeiten (> 1,5 km/s) die als Sektor II-b zusammengefasst werden. Der Übergang zwischen beiden Wertebereichen ist in verschiedenen Abschnitten der Profile unterschiedlich ausgebildet.

In Sektor I-a zeigen sich nahe der Erdoberfläche unterschiedliche Ausprägungen der Geschwindigkeitsschichten. So wurden v.a. im Querprofil mehrfach Abschnitte mit sehr niedrigen Geschwindigkeiten (< 0,5 km/s) gemessen, deren Tiefenlage zwischen 1 und ca. 3 m (am Hangrücken bei 50 m horizontaler Auslagenlänge) schwanken. Im Längsprofil ziehen sich dieselben niedrigen Messwerte bis in rund 1 m Tiefe als schmales Band nahezu konstant an der Oberfläche entlang. Unterhalb dieses Bereiches nehmen die seismischen Geschwindigkeiten auf einer vertikalen Distanz von ca. 3 m um rund 0,7 km/s auf Geschwindigkeiten bis zu 1,2 km/s zu. Die horizontal parallel zueinander verlaufenden Geschwindigkeitsschichten verdeutlichen dabei über die gesamten Messungen eine einheitliche Beschleunigung.

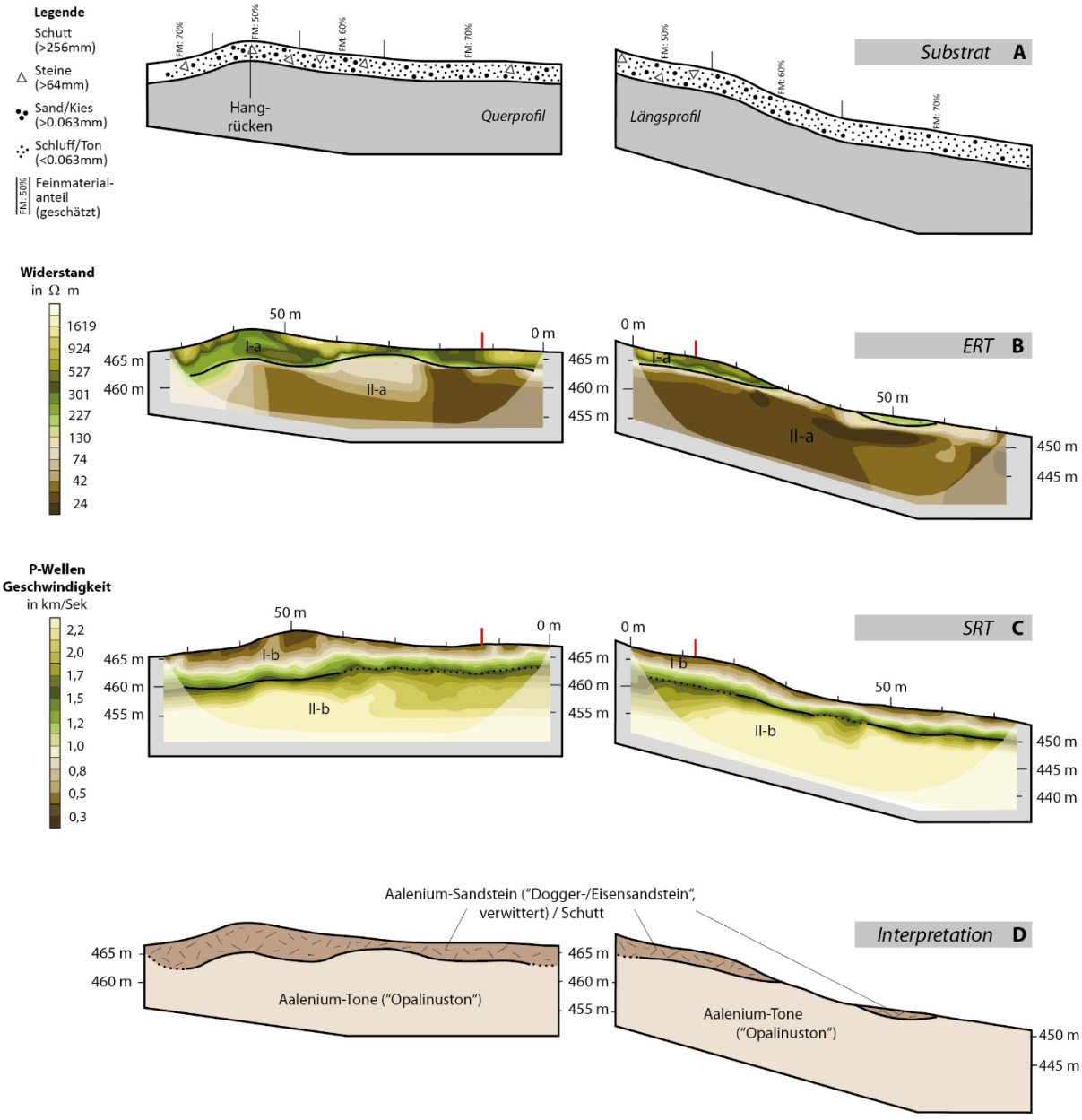


Abb. 33: Ergebnisse der geophysikalischen Sondierungen an der Halleite bei Wüstendorf: Substratkartierung (A), ERT-Messung (B), SRT-Messung (C) und die daraus abgeleitete Interpretation der Ablagerungen (D)

In rund 5 m Tiefe sind in beiden Profilen streckenweise erhöhte Geschwindigkeitszunahmen erkennbar. Im Falle des Querprofils trifft dies auf die Abschnitte ab 40 m horizontaler Auslagenlänge zu, beim Längsprofil ist ein vergleichbarer Schichtverlauf ab 45 m Auslagenlänge zu erkennen. Die erhöhten Geschwindigkeitskontraste (Zunahme von ca. 1,2 km/s auf ca. 2,0 km/s auf einem Meter Vertikaldistanz) in den randlichen Ausläufern der Auslagen lassen hier die Lage eines Refraktors vermuten.
Im erweiterten Kreuzungsbereich beider Profile verdeutlichen hingegen vertikal mächtigere Geschwindigkeitsschichten eine mit der Tiefe langsamere Beschleunigung der seismischen Wellen. Die oben beschriebene Geschwindigkeitszunahme von ca. 1,2 km/s auf 2,0 km/s erstreckt sich im Bereich von rund 35 m Auslangenlänge des Querprofils bis zu 15 m Auslagenlänge im Längsprofil über eine vertikale Distanz von beinahe 10 m.
Dementsprechend variiert die Geometrie des Wertesektors II-b, welcher seismische Geschwindigkeiten von über 1,8 km/s zusammenfasst. In den äußeren Randbereichen liegen bereits in rund 5 bis 10 m Tiefe (abhängig von der Oberflächenmorphologie) Geschwindigkeiten von über 2,1 km/s vor. Im zentralen Messbereich dominieren in denselben Tiefenlagen Geschwindigkeiten von 1,4 - 1,9 km/s. Werte über 2,1 km/s wurden erst in 10 - 13 m Tiefe ermittelt.

7.2.2 Auswertung der Sondierungen

Wie Abbildung 18 verdeutlicht, wurden die geophysikalischen Sondierungen im Untersuchungsgebiet Halleite nicht im Bereich der Rutschung selbst, sondern in unmittelbarer Nähe dazu gemessen. Auf eine spezielle Sondierung der Ablagerungen wurde verzichtet, da die Rutschmasse bereits im Vorfeld als geringmächtig und wenig komplex, gerade im Vergleich mit den Ablagerungen aus Ebermannstadt und Gailnau, eingestuft wurde (siehe dazu 5.2). Stattdessen rückten die Verhältnisse in den unmittelbar angrenzenden, ungestörten Hangbereichen in den Fokus, welche Aufschluss über die annähernden Ausgangsverhältnisse vor der Massenbewegung von 2009 geben sollen.
Die Situation im Bereich oberhalb (westlich) des Abrisses wird durch die beiden hangparallelen Querprofile sowie die oberen 20 bis 25 m des Längsprofils (Auslagenlängen 0 – 25 m) charakterisiert. Für die oberflächennahen Schichten (3 - 5 m Mächtigkeit, je nach Morphologie) wurden in diesen Bereichen jeweils durchgehend niedrige seismische Geschwindigkeiten (bis max. 0,7 km/s) beschrieben (Sek. I-b), bei gleichzeitig hohen Widerständen (Sek. I-a). Besonders die im ERT ausgebildete, scharfe Grenze zwischen den Arealen hoher Widerstände in Oberflächennähe und den darunterliegenden niedrigohmigen Bereichen (Sek. II-a), lässt mit hoher Wahrscheinlichkeit auf einen hier vorliegenden

Materialwechsel schließen (vgl. TELFORD et al. 1990, JONGMANS & GARAMBOIS 2007, REYNOLDS 2011). Aus der geologischen Karte (MEYER et al. 1972) wird für den Untersuchungshang im Anstehenden der Übergang vom hangenden Aalenium-Sandstein („Doggersandstein") zu den Tonen des Aaleniums („Opalinuston") beschrieben. Möglicherweise wurde genau dieser Übergang hier detektiert.

Die in den oberen Lagen ermittelten, höheren Widerstände charakterisieren generell die Vorkommen eines Schutts mit vergleichsweise niedriger Feuchtigkeit (vgl. BOGOSLOVSKY & OGILVY 1977, LAPENNA et al. 2005). Als ursächlich für die Ausbildung der hochohmigen Linsen in den oberflächennahen Schichten, v.a. des Querprofils, werden höhere Anteile von zerrüttetem Festgestein angenommen (vgl. KEAREY et al. 2002, KNÖDEL et al. 2005, JONGMANS & GARAMBOIS 2007).

Der Vergleich mit den im SRT verzeichneten Geschwindigkeiten (zw. 0,3 und 0,6 km/sec) lässt eine auffällige Übereinstimmung zwischen den beschriebenen hochohmigen Bereichen und Abschnitten ausgeprägt niedriger Geschwindigkeiten erkennen. Besonders eindeutig wird diese Übereinstimmung an den Flanken des Hangrückens (zwischen 30 und 72 m Auslagenlänge). Auch im weiteren Verlauf der horizontalen Auslagen bis in die oberen Lagen des Vertikalprofils (bis ca. 25 m Auslagenlänge) stimmen das Auftreten hochohmiger Bereiche und Schichten niedriger Geschwindigkeiten überein. Nach KNÖDEL et al. (2005) sind die ermittelten Geschwindigkeiten für anstehenden Sandstein zu gering (> 0,8 km/s), stimmen wohl aber mit den Vergleichswerten für oberflächliche (verwitterte) Sandsteinschichten überein (0,2 - 0,3 km/s). Aufgrund dieser Messwerte liegt der Schluss von stark zerrüttetem Sandstein nahe, in welchem ein erhöhter Anteil an Luft zu langsamen seismischen Geschwindigkeiten führt (vgl. KEAREY et al. 2002), wobei gleichzeitig gestiegene Widerstandswerte auftreten (vgl. MCCANN & FORSTER 1990, TELFORD et al. 1990). Massive Festgesteinsvorkommen waren in den entsprechenden Abschnitten anhand der Morphologie ohnehin nicht erwartet worden. Auch im Rahmen der Substratkartierungen konnten keinerlei Hinweise auf Vorkommen großer Doggersandsteinblöcke verzeichnet werden, wohl aber stellenweise erhöhte Anteile an verwittertem Sandstein, wodurch die These ebenfalls unterstützt wird.

Unterhalb der Schuttdecke nimmt die Dichte des Materials zu, was in den beiden SRT-Sondierungen durch konstant ansteigende seismische Geschwindigkeiten dokumentiert wird. Während im ERT ein scharfer Kontrast die oberflächennahen Schichten von den niedrigohmigen Lagen unter 5 m Tiefe unterscheidet, zeigt das SRT allerdings keinen markanten Refraktor im Bereich einer vermuteten Schichtgrenze zwischen Sandstein und den unterlagerndem Tonmergelschichten. Die verzeichneten Geschwindigkeitszunahmen von ca. 0,7 km/s auf > 1,3 km/s. innerhalb von 3 m Vertikaldistanz lassen allerdings

ebenfalls die Deutung eines Schichtwechsels zu (vgl. MCCANN & FORSTER 1990, LAPENNA et al. 2005, PERRONE et al. 2012,). Anhand der Messwerte im ERT wird deutlich, dass neben Dichteunterschieden möglicherweise vor allem unterschiedliche Feuchtigkeitsgehalte den Übergang der geologischen Schichten im Untergrund markieren (vgl. TELFORD et al. 1990, BICHLER et al. 2004, KNÖDEL et al. 2005, SCHWINDT 2013).

Dies gilt im besonderen Fall für den Bereich der speziell im SRT deutlich erkennbaren Tasche vergleichsweise niedrigerer seismischer Geschwindigkeiten im erweiterten Kreuzungsbereich der beiden Auslagen (Auslagenlängen 0 - 35 m im Querprofil, 0 – 20 m im Längsprofil). Die im Vergleich mit den umliegenden Bereichen geringen Geschwindigkeitswerte in Tiefen zwischen etwa 5 und 15 m, korrespondieren dabei mit ebenfalls sehr geringen Widerständen (< 40 Ωm). Anhand der Messwerte lässt sich in diesen Bereichen auf möglicherwiese anstehendes, stark toniges Material schließen, das in hohem Maße aufgeweicht und vergleichsweise wenig steif ist (vgl. LAPENNA et al. 2005, JONGMANS & GARAMBOIS 2007, SASS et al. 2008, BELL et al. 2010,). Die konstante Zunahme der seismischen Geschwindigkeiten von der Oberfläche bis in tiefen von rund 15 m zeugt von nur geringen Dichteunterschieden zwischen der Schuttdecke (Sek. I-a/I-b) und dem liegenden Feinsedimenten. Auf Basis der hohen Widerstandskontraste ist allerdings mit hoher Sicherheit nicht nur von einer ansteigenden Feuchtigkeit, sondern auch von unterschiedlichen Materialien auszugehen (vgl. KEAREY et al. 2002, REYNOLDS 2011). Im ERT des Querprofils können die Vorkommen dieses weichen Feinmaterials sogar bis zu einer Auslagenlänge von rund 50 m weiterverfolgt werden wobei sie auch an der Oberfläche ausstreichen. Dies stimmt mit den Beobachtungen der Substratkartierung überein.

Geringfügig erhöhte Widerstände, v.a. aber deutlich höhere seismische Geschwindigkeiten lassen im Unterhangbereich des Längsprofils auf ein weniger feuchtes, dichteres Tonmaterial schließen (vgl. BOGOSLOVSKY & OGILVY 1977, LAPENNA et al. 2005, JONGMANS & GARAMBOIS 2007, SASS et al. 2008, BELL et al. 2010). Dies gilt gleichermaßen auch für die Abschnitte ab 35 m horizontaler Auslagenlänge des Querprofils, in denen dieselben seismischen Geschwindigkeiten gemessen wurden. Die elektrischen Widerstände (ca. 30 – 60 Ωm) liesen sogar Tonmergelvorkommen vermuten, wie sie im Bodenprofil HL I1 am Abriss festgestellt wurden (vgl. auch LAPENNA et al. 2005).

Das ERT des Querprofils zeigt im Zentrum (zw. 25 und 40 m Auslagenlänge) ferner eine zwischen 3 und 7 m Tiefe ausgebildete Linse mit Messwerten zw. 74 und 130 Ωm. Während die seismischen Messungen in diesem Bereich keine markanten Dichteunterschiede erwarten lassen, weisen die Widerstandsdaten auf einen weniger durchfeuchteten Bereich der Tonmergelschichten hin (vgl. BOGOSLOVSKY & OGILVY 1977, LAPENNA et al. 2005). Nur rund 10 m hangabwärts liegt präzise in diesem Bereich der Abriss der jüngsten Rutschung.

Die auf geringere Feuchtigkeiten hindeutenden Widerstandswerte erscheinen auf den ersten Blick ungewöhnlich, erwartet man doch möglicherweise eher hohe Wassergehalte in deren Folge es zum Durchweichen der Schichten und dem Auslösen der Rutschung kam. Durch den Abriss der Rutschung kann das Bodenwasser dieses Bereichs allerdings wenig Meter hangabwärts aus dem Untergrund austreten. Dadurch herrschen nun im Untergrund niedrigere Feuchtigkeiten, die im ERT als erhöhte Widerstände deutlich werden (vgl. TELFORD et al. 1990; REYNOLDS 2011). Der nördlich anschließende Bereich (Auslagenlänge 0 - 20 m im Querprofil) ist dagegen deutlich stärker durchfeuchtet, da hier hangabwärts kein Anschnitt des Hanges vorliegt. Es steht somit zu vermuten, dass sich der stark durchfeuchtete Bereich im Vorfeld der Rutschung weiter nach Süden (bis etwa 40 m Auslagenlängen im Querprofil) gezogen hat.

7.3 Gailnau

Auf der Rutschung am Gailnauer Berg erwiesen sich zwei ERT-Auslagen als ausreichend, um ein Transekt über die gesamte Länge der Rutschmasse abzudecken. Der obere Ansatzpunkt lag dabei unmittelbar am Fuß der Wand aus anstehendem Festgestein. Die beiden Auslagen verliefen zentral über die Rutschmassenablagerung bis in den ungestörten Bereich vor dem Rutschungsfuß am Unterhang. Die Überlappung der Einzelprofile lag bei 24 m.

Die SRT-Messungen verliefen praktisch identisch zu den Geoelektriksondierungen. Ausgehend vom selben Ansatzpunkt unterhalb der Abrisswand wurden zwei Auslagen über eine Gesamtlänge von 117 m gemessen. Im Unterhang verhinderte dichter Vegetationsbestand die gleiche Auslagenlänge von 120 m wie bei den ERT-Messungen. Die Überlappungsdistanz der Einzelmessungen lag entsprechend bei 33 m gemessen (weitere Geometriedaten siehe Tab. 1, Verlauf der Auslagen siehe Abb. 18).

7.3.1 Ergebnisse

7.3.1.1 Elektrik

Das Profil der geoelektrischen Widerstandsmessungen erstreckte sich über eine Länge von insgesamt 120 m. Auf Basis der gemessenen Widerstandswerte können drei Sektorenbereiche voneinander differenziert werden (siehe Abb. 34 B).

Nur wenige Meter unterhalb des Abrisses dominiert ein begrenzter Bereich mit auffällig erhöhten Widerständen (> 200 Ωm) das Tomogramm (Sek. I-a). Eingerahmt wird die wannenartige Struktur von mittleren Widerstandswerten (30 - 174 Ωm), welche sich zudem über den gesamten Mittelhangbereich erstrecken (Sek. II-a). Im unteren Hangabschnitt wurden durchgehend niedrige Werte (< 20 Ωm) gemessen, wobei an der Front eine Zunge mit Widerständen < 10 Ωm ausstreicht (Sek. III-a).

Der hochohmige Sektor (Sek. I-a) am Oberhang erstreckt sich von etwa 10 – 30 m Auslagenlänge und bis in Tiefen von durchschnittlich rund 5 m. Lediglich an der in diesem Abschnitt ausgeprägten Schwelle beträgt die Schichtmächtigkeit rund 8 m. Die gemessenen Widerstände liegen in diesem Sektor meist deutlich über 355 Ωm, an der Talseite der Schwelle übersteigen sie nahe der Oberfläche sogar 1000 Ωm. Zum umrahmenden Bereich mittlerer Widerstände (Sek. II-a) ist eine extrem scharfe Grenze ausgebildet, an der die gemessenen Werte auf kurzer Strecke unmittelbar abfallen.

Die in Sektor II-a aufzeichneten Widerstände liegen in den meisten Bereichen von der Oberfläche bis zur max. aufgelösten Sondiertiefe von ca. 15 m durchgehend zwischen 30 und 54 Ωm und damit generell nahe der Untergrenze des definierten Wertebereichs. Dies trifft sowohl auf den Abschnitt unmittelbar unterhalb der Abrisswand zu (Auslagenlänge 0 - 10 m), wie auch auf die Bereiche unterhalb und hangabwärts des hochohmigen Sektors I-a. Die einzigen Ausnahmen hiervon sind eine kleine niedrigohmige Linse nahe der Untergrenze zum nebenliegenden Sektor I-a (ca. 30 m Auslagenlänge) sowie eine Linse mit erhöhten Wiederständen bis 174 Ωm im zentralen Teil der Rutschmasse bei ca. 60 m Auslagenlänge. Ferner ist innerhalb des Sektors II-a eine dreieckige, bis an die Oberfläche spitz zulaufende Struktur zwischen ca. 25 und 45 m horizontaler Profillänge auffällig.

Den unteren Abschnitt des Profils kennzeichnen weiter abfallende Werte mit Widerständen von generell < 20 Ωm (Sek. III-a). Ab rund 105 m Auslagenlänge wurden diese sehr niedrigen Werte an der Geländeoberfläche verzeichnet, im Bereich hangaufwärts (bis ca. 90 m horizontale Profillänge) konnten sie im Untergrund ab ca. 5 m Tiefe detektiert werden. Die zungenartige Struktur mit Widerständen von < 10 Ωm, streicht am unmittelbaren Fuß der Rutschung (120 - 130 m horizontale Profillänge) an der Oberfläche aus. Die Grenze zwischen den Wertesektoren II-a und III-a ist relativ fließend ausgebildet.

7.3.1.2 Seismik

Parallel zur Auslage der Geoelektrik wurden seismische Messungen über eine Gesamtlänge von 116 m vorgenommen. Anhand der Ergebnisse können zwei Sektorenbereiche unterschiedlicher Geschwindigkeiten unterschieden werden (siehe Abb. 34 C).

Der dominierende Sektor ist dabei Sektor I-b, der von oberflächlich niedrigen Geschwindigkeiten (0,3 - 0,5 km/s) bis zu Werten von rund 1,4 km/s in 16 - 19 m Tiefe reicht. Da von der Oberfläche bis in größere Tiefen grundsätzlich eine gleichmäßig konstante Geschwindigkeitszunahme erfolgt, wurde auf ein weiteres Unterteilen des Sektors verzichtet. Unterlagert wird dieser Sektor an der Basis der sondierten Bereiches von höheren Geschwindigkeitswerten (> 1,5 km/s), die im Sektor II-b zusammengefasst werden.

Vom Beginn der Auslage am Fuß der Abrisswand bis in etwa zum Verlauf des oberen Weges erstreckt sich eine wannenartig ausgeprägte Struktur niedriger bis mittlerer Geschwindigkeiten (Sek. I-b). Bis in rund 10 m Tiefe (unterhalb des kl. oberen Rückens bei 15 m horizontaler Profillänge) erfolgt nur ein sehr geringer Anstieg der Messwerte von 0,3 bis auf 0,5 km/s. Eine nahezu identische Struktur erstreckt sich auch weiter hangabwärts zwischen 45 und ca. 90 m horizontaler Profillänge, wo entsprechende Werte bis in Tiefen von etwa 7 m gemessen wurden. Zum Fuß der Rutschung (ab ca. 95 m horizontaler Profillänge) dünnt die Mächtigkeit der langsamen Geschwindigkeiten allmählich aus. Die niedrigen Geschwindigkeiten beschränken sich hier nur noch auf die unmittelbar oberflächennahen Schichten (1 - 3 m Tiefe), darunter werden bereits höhere Werte verzeichnet.

Getrennt werden die beiden Strukturen durch einen keilförmig ausgeprägten Bereich mittlerer Geschwindigkeitswerte (ca. 0,8 - 1,1 km/s; siehe Markierung in Abb. 34, vgl. auch Beschreibung einer ähnlichen Struktur im ERT), der sich bei etwa 45 m horizontaler Profillänge gleichmäßig von beiden Seiten bis an die Oberfläche zieht. Durch den Verlauf des Keils ändert sich die sonst im gesamten Sektor I-b vorhandene, horizontale Geschwindigkeitszunahme im Mittelhangbereich. Auch an der Oberfläche wurden über einen kurzen horizontalen Abschnitt von etwa 2 m leicht erhöhte Geschwindigkeiten gemessen. Die Verläufe der hangaufwärts und hangabwärts verzeichneten Schichten niedriger Geschwindigkeiten werden in Zuge der Annäherung an den Keil förmlich nach oben gebogen. Unterhalb von ca. 8 - 10 m Tiefe bleibt die typische horizontal verlaufende Zunahme der Geschwindigkeiten bestehen.

Hangabwärts des Keils schließt ein zweiter Bereich niedriger und mittlerer Geschwindigkeiten (0,4 - 1,3 m/s) an, indem eine ähnliche Zunahme der Geschwindigkeiten bis in rund 18 m Tiefe erfolgt wie dies auch bereits vom Oberhang beschrieben wurde. Stellenweise existieren geweitete oder leicht gedrungene Verläufe der Geschwindigkeitsschichten, eine beschleunigte Geschwindigkeitszunahme über merklich geringere Vertikaldistanzen ist allerdings nicht zu beobachten.

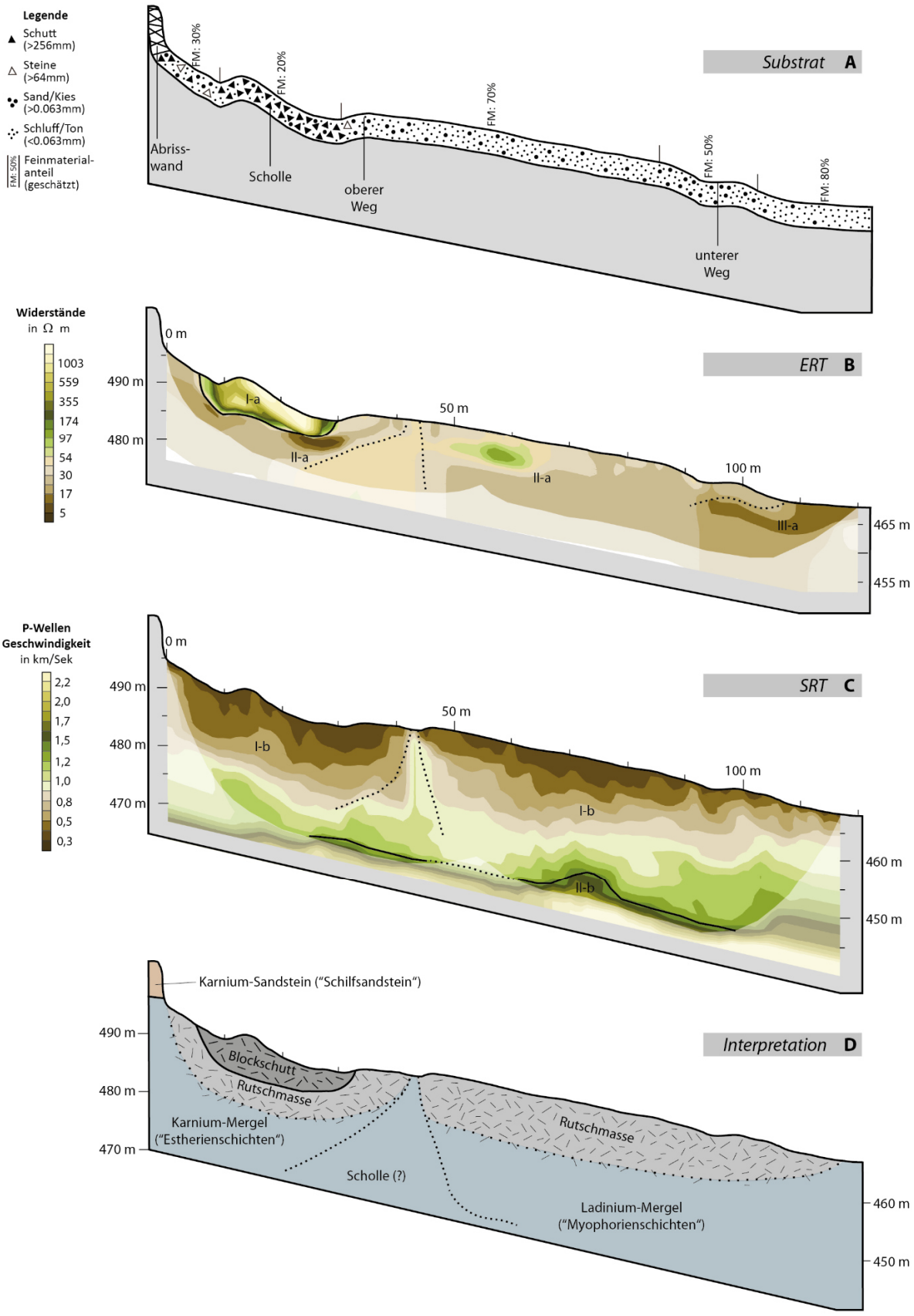


Abb. 34: Ergebnisse der geophysikalischen Sondierungen am Gailnauer Berg bei Gailnau: Substratkartierung (A), ERT-Messung (B), SRT-Messung (C) und die daraus abgeleitete Interpretation der Ablagerungen (D)

Das Auftreten höherer Geschwindigkeiten (> 1,5 km/s, Sek. II-b) beschränkt sich im gesamten Profil auf Tiefenlagen im Bereich um 20 m. Vor allem im oberen Hangbereich liegt die Geschwindigkeitszunahme damit praktisch im Bereich der maximalen Sondiertiefe. Besser erkennbar wird die Erstreckung des Wertesektors II-b in den Abschnitten ab ca. 60 m horizontaler Profillänge. Bereits ab rund 18 m Tiefe wird hier eine Zunahme der seismischen Geschwindigkeiten von 1,5 auf bis zu über 2,0 km/s. deutlich. Im Gegensatz zu den oberflächennahen Bereichen erfolgt die Beschleunigung hier über eine kurze Vertikaldistanz von rund 2 - 3 m. Zwischen 70 und 80 m Auslagenlänge ist im Untergrund zudem ein kleiner Rücken erkennbar, durch welche die höheren Geschwindigkeiten bereits in Tiefen von ca. 16 m detektiert wurden. Die rasche Geschwindigkeitszunahme in diesen Tiefenlagen deutet auf die Lage eines Refraktors im Untergrund hin.

7.3.2 Auswertung der Sondierungen

Im gesamten Abschnitt oberhalb des Weges (bei ca. 40 m horizontaler Profillänge) dominieren Vorkommen von locker gelagertem Schutt an der Oberfläche. Neben tonigem, schluffigem und sandigem Feinmaterial, ergab die Substratkartierung in diesem Abschnitt auch verbreitete Vorkommen von Sandsteinfragmenten nahe der Oberfläche. Die dort verzeichneten, hohen Widerstände (Sek. I-a) werden aber in erster Linie auf die Präsenz von Festgestein (Sandstein) bzw. Festgesteinsblöcken zurückgeführt (vgl. TELFORD et al. 1990, MAURITSCH et al. 2004, KNÖDEL et al. 2005, JONGMANS & GARAMBOIS 2007), welche bei der Massenbewegung 1958 aus dem anstehenden Karnium-Sandstein herausbrachen und wenige Meter vor der heutigen Abrisswand zum Erliegen kamen. Entsprechende Vorkommen von Sandsteinschollen und -blöcken wurden im Zuge der geomorphologischen Kartierung mehrfach im Bereich zwischen Abriss und oberem Weg verzeichnet. Während ihre Lagerung v.a. im östlichen Teil der Abrisswand aufgrund von weniger Feinmaterialschutt offensichtlicher ist, konnte durch die geomorphologischen Kartierungen im westlichen Abschnitt visuell keine gesicherte Aussage über vergleichbare Vorkommen gemacht werden. Im ERT zeigt sich nun deutlich die Präsenz einer schollenartigen Ablagerung im Bereich zwischen 10 und 30 m horizontale Profillänge bis in max. 8 m Tiefe, die auch in diesem Bereich auf das Vorkommen von Festgesteinsblöcken schließen lässt (MAURITSCH et al. 2004, BELL et al. 2006, JONGMANS & GARAMBOIS 2007). Gleichzeitig gehen aus dem SRT für den gesamten oberen Hangabschnitt vergleichsweise langsame seismische Geschwindigkeiten hervor, welche auf einen stark zerklüfteten Zustand des Festgesteins hindeuten (BOGOSLOVSKY & OGILVY 1977, TELFORD et al. 1990, KNÖDEL et al. 2005).

Demnach handelt es sich wahrscheinlich kaum um eine einzelne zusammenhängende Festgesteinsscholle sondern um eine Ablagerung aus unterschiedlich großen Sedimentbruchstücken, deren Kern einige, mehrere Kubikmeter große Blöcke aus Sandstein bilden. Das beschriebene, im Zuge der Substratkartierung vorgefundene, Feinmaterial dürfte sich entsprechend eher auf eine oberflächliche Deckschicht beschränken.

Im ERT zeigt sich die hochohmige Scholle eingebettet in eine Umgebung niedrigerer Widerstände (II-a) die auf die dortige Ablagerung von Schuttmaterial schließen lassen (vgl. TELFORD et al. 1990, REYNOLDS 2011, SASS et al. 2007, REYNOLDS 2011). Die scharfe Grenze zwischen den beiden Wertebereichen (Sek. I-a vs. Sek II-a) deutet dabei auf einen Materialunterschied hin. Im unterliegenden Schuttmaterial sind demnach keine Blöcke aus Festgestein zu erwarten. Stattdessen deuten die Werte auf verwittertes, kaum verfestigtes mergeliges Schuttmaterial hin (vgl. LAPENNA et al. 2005).

Da die Refraktionsseismik aufgrund des „hidden layer effects" (vgl. REYNOLDS 2011) nicht in der Lage ist, weichere, weniger dichte Schichten unter kompakten Materialien aufzulösen, ist eine zuverlässige Interpretation des Bereichs zwischen 10 und 30 m Auslagenlänge anhand der Daten aus dem SRT schwierig. Die Geometrien der Geschwindigkeitslinien in den oberhalb und unterhalb der Festgesteinsscholle angrenzenden Abschnitten (0 – 10 m und 30 - 45 m Auslagenlänge) mit steil ab- bzw. auftauchenden Schichtverläufen lassen prinzipiell eine gleiche Interpretation dieser Abschnitte wie anhand des ERT vorgenommen zu. Der recht kontinuierliche Anstieg der Geschwindigkeiten deutet nicht auf die Präsenz eines Refraktors in diesem Bereich hin. Folglich sind bis zur maximalen Sondiertiefe (ca. 20 m) keine härteren Gesteinsschichten zu erwarten.

Der obere Teil des Sondierprofils wird im ERT und SRT durch einen dreieckigen Keil erhöhter Widerstände resp. Geschwindigkeiten begrenzt, der nahe des oberen Weges, bei rund 45 m horizontaler Auslagenlänge, bis an die Oberfläche reicht. Die gemessenen Widerstände und der Verlauf der seismischen Geschwindigkeiten deuten auf das Auftreten eines dichteren Materials hin, welches zudem als schwacher Refraktor wirkt (vgl. KEAREY et al. 2002, BICHLER et al. 2004, GLADE et al. 2005).

Als Erklärung dieser Struktur kommen prinzipiell zwei Möglichkeiten in Frage. Einerseits könnte es sich um eine größere Rutschungsscholle mit Festgesteinskern handeln, die im Zuge einer Massenbewegung verlagert wurde und nun in den weicheren Estherienschichten lagert.

GLASER & SPONHOLZ (1993) berichteten von bereits im Vorfeld der Rutschung 1958 vorhandenen, größeren Klüften am Hang. Dies ist praktisch ein sicherer Hinweis auf ältere Hangbewegungen und lässt somit auch die Vermutung zu, dass eine ältere Scholle im Untergrund lagern könnte. Allerdings war laut Sponholz (mündl. Mitteilung) vor 1958 kein

Abrissbereich am Hang ausgebildet, was wiederum Zweifel an dieser Theorie aufkommen lässt, da Abrisse auch noch etliche Jahrhunderte nach eine Massenbewegung als solche identifiziert werden können. Wahrscheinlicher scheint daher die Vermutung, dass sich die Scholle – insofern es sich tatsächlich um eine solche handelt- ebenfalls während der Bewegung 1958 löste. Als zweite Möglichkeit kommt eine kompaktere, widerstandsfähigere Bank innerhalb des Schichtenverbundes in Frage, die während der Rutschung weitaus weniger zerrüttet wurde bzw. sogar stabil blieb. HAUNSCHILD (1966) beschreibt innerhalb der anstehenden, sog. Estherienschichten, mehrere Steinmergelbänke, teilweise mit mehreren Metern Mächtigkeit, die für diesen Fall in Frage kämen.

Unabhängig von der Interpretation der Struktur teilt der Keil die Rutschung in einen oberen und unteren Teil. Durch seine Lage, welche bis nahe an die (heutige) Erdoberfläche reicht, begrenzte die Scholle bzw. die Bank, möglicherweise die Hangbewegungen während der Rutschung 1958, indem sie ein weiteres Abgleiten der Sandsteinbruchstücke auf aufgeweichten und zerrütteten Mergeln verhinderte (GLASER & SPONHOLZ 1993).

Talseits des Keils (ca. 45 - 110 m horizontale Auslagenlänge) zeigt sich im SRT ein Geschwindigkeitsverlauf, der symmetrisch zur Geometrie des hangaufwärts gelegenen Bereichs ist. Erneut nehmen die Geschwindigkeiten bis in rund 20 m Tiefe konstant zu, ein Refraktor wurde nicht beschrieben. Die Geoelektrik detektierte im selben Abschnitt ebenfalls einheitliche Widerstandswerte, mit Ausnahme einer kleinen, hochohmigeren Linse. Gemeinsam lassen die Werte die Interpretation von vorwiegend feinkörnigem (Ton, Schluff, Sand) Schuttmaterial zu (vgl. BICHLER et al. 2004, LAPENNA et al. 2005, SASS et al. 2008), welches auch bei der Substratkartierung verzeichnet wurde. Hierbei fielen zudem kaum Anteile an Sandstein- und nur wenig Mergelschutt auf. Eine vertikale Abgrenzung zwischen der Rutschmasse und der darunter liegenden, ungestörten Geologie ist in diesem Bereich anhand der geoelektrischen Daten kaum möglich. Der im SRT nahe der maximalen Eindringtiefe erkennbare, kleinräumige Geschwindigkeitsanstieg lässt erst in Tiefen von fast 20 m den Übergang zu dichteren und daher möglicherweise anstehenden Schichten erahnen. Auffällig wird an diesem Übergang ein kleiner Rücken (ca. bei 75 m horizontaler Auslagenlänge, Sek. III-b), der als Refraktor auftritt. Hierbei handelt es sich möglicherweise (erneut) um eine lokale Härtlingsschicht im anstehenden Mergelgestein.

Die in diesem Teil der Rutschung einheitlichen Verläufe der Widerstände bzw. Geschwindigkeitsverteilungen im ERT und SRT überraschen insofern, als dass sie die Vermutung einer, bis zu 20 m mächtigen Schuttmasse nahelegen. Dies ist zwar generell nicht komplett auszuschließen, erscheint auf Basis der Größe sowie älteren Berichten zur Rutschung (u.a. HAUNSCHILD 1966, GLASER & SPONHOLZ 1993) für diesen Standort dennoch als ungewöhnlich. Unter Berücksichtigung des starken Verwitterungsgrades der

Estherienschichten am Abriss (siehe Kap. 5.3) sowie den Beschreibungen von GLASER & SPONHOLZ 1993 zu tiefgründig aufgeweichten und zerrütteten Mergeln im gesamten Gebiet, könnte es in diesem Bereich eventuell auch zu einem „Verschwimmen des Kontrastes" zwischen der oberflächigen Rutschmasse und den liegenden Mergeln der Estherienschichten gekommen sein (vgl. BELL et al. 2006). Demnach wäre die Grenze zwischen der Rutschmasse und den liegenden Schichten in geringeren Tiefen als 20 m vorhanden, da die Mergel aber stark zerrüttet wurden unterscheiden sie sich in ihren geophysikalischen Eigenschaften nur wenig von der Rutschmasse, weshalb beide Einheiten in den Sondierungen nicht eindeutig voneinander zu unterscheiden sind (vgl. BOGOSLOVSKY & OGILVY 1977, TELFORD et al. 1990, KEAREY et al. 2002, REYNOLDS 2011).

Im Unterhang (ab ca. 85 m Auslagenlänge) konnte im SRT ein konstantes Ausdünnen der Lagen niedriger Geschwindigkeiten (Sek. I-b) an der Oberfläche beschrieben werden, welches sich bis zum Fuß der Rutschung fortsetzt. Analog erfolgte im ERT eine weitere Abnahme der Widerstandswerte (Sek. III-b), von der Oberfläche bis zur maximalen Sondiertiefe. Beide Sondierungen dokumentieren die dort auslaufende Rutschmasse mit abnehmender Mächtigkeit, wobei erneut keine exakte Grenzfläche ausgewiesen werden kann. Die im ERT verzeichneten sehr geringen Widerstände charakterisieren erhöhte Tonanteile und eine gestiegene Bodenfeuchtigkeit in diesem Bereich (vgl. HACK 2000, BICHLER et al. 2004, LAPENNA et al. 2005, FRIEDEL et al. 2006). Beide Tendenzen konnten auch in den Substratkartierungen und in zwei bis zu 1,5 m tiefen Sedimentprofilen verzeichnet werden.

8 Sedimentologische Geländeanalysen der Rutschmassen

8.1 Ermittlung der Korngrößenzusammensetzungen

Die folgenden Ergebnisse und deren Interpretation vermitteln einen Eindruck über die Verteilungen der unterschiedlichen Kornfraktionen innerhalb unterschiedlicher Sedimente in den einzelnen Rutschgebieten. Neben diesem wissenschaftlichen Aspekt werden zudem technische bzw. methodische Unterschiede zwischen den Geländebeurteilungen (Fingerprobe) und den im Anschluss erfolgten Labormessungen (Korngrößenanalyse und Pipettierung) verdeutlicht.

Eine vollständige Zusammenstellung der horizontbezogenen Körnungen sowie dazugehörige bodenphysikalische Parameter (siehe dazu auch Kap. 2.4) sind den Profilzeichnungen samt nebenstehenden Tabellen zu entnehmen. Die Daten der Korngrößenanalysen aus dem Labor zeigen entsprechende Verteilungskurven (siehe Abb. 41, 48 und 54).

Die Angaben der Masseprozentwerte für die mittels Fingerprobe bestimmten Bodenarten sind dem Definitionsschlüssel der Feinbodenarten nach AD-HOC AG BODEN (2005) entnommen. Die entsprechenden Anteile stellen in diesen Fällen lediglich Richtwerte dar und sind keine exakt bestimmten Laborwerte (gekennzeichnet durch Angabe „ca."). Die Bezeichnungen der geotechnischen Bodenklassifizierung richtet sich nach der entsprechenden Norm EN ISO 14688 (ehem. DIN 4022).

Die Kombination der Bestimmungen ermöglicht, trotz einzelner methodischer Limitierungen, die Gewährleistung einer aussagekräftigen Bewertung der Gesamtbodenarten. Die Eindrücke aus der Fingerprobe des frischen Profils, die präzisen Korngrößenbestimmungen aus dem Labor sowie die ebenfalls im Gelände gewonnenen, visuellen Einschätzungen der Grobbodenanteile berücksichtigen alle auftretenden Korngrößenfraktionen. Anhand der simplen und universalen geotechnischen Klassifikation (siehe Kap. 2.4.1) kann außerdem eine für alle Körnungen gleichsam anwendbare Ansprache erfolgen. Die Diskussion der Ergebnisse erfolgt ausschließlich auf Basis dieser umfassenden Klassifikation.

8.1.1 Ebermannstadt

8.1.1.1 Ergebnisse der Geländeaufnahmen und Laboranalysen

Basierend auf der Anordnung der Bodenfeuchtesensoren ist am Standort von Profil EBS I-1 am Oberhang des Hasenbergs (siehe auch Abb. 16) keine direkt zusammenhängende Abfolge beschreibbar. Stattdessen handelt es sich um mehrere Einzelhorizonte, wie Abbildung 35 verdeutlicht.

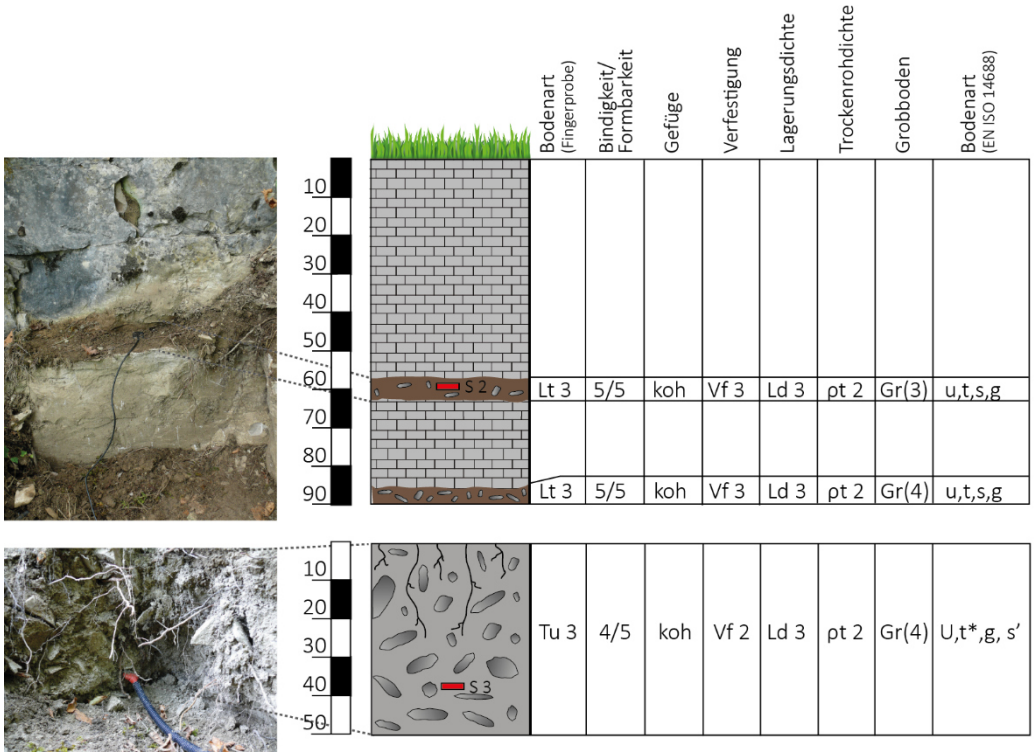


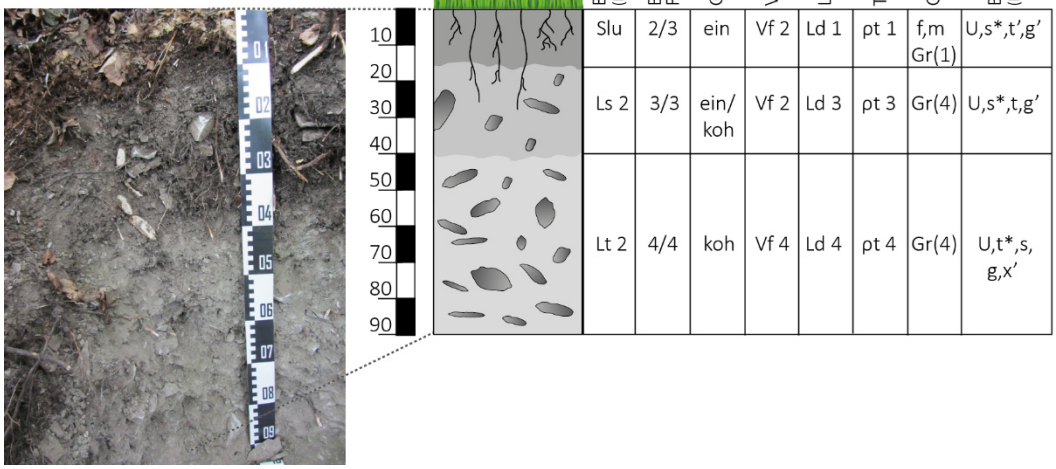
Abb. 35: Sedimentologische Abfolge am Interface EBS I-1 in den Lagen der Oxford-Kalke, oberhalb der Schutthalde (Klassifikationen nach AD-HOC AG BODEN, 2005)

Sensor 1 misst in einer Spalte im anstehenden Malmkalk und taucht daher in diesem Zusammenhang nicht auf. Sensor 2 wurde in einem von feinkörnigem Material gefüllten Spalt zwischen zwei anstehenden Malmkalkblöcken positioniert. Die Fingerprobe im Gelände ergab vorwiegend Ton- und Schluffgehalte sowie fühlbaren Sand. Gröbere Komponenten (> 2mm), in erster Linie kleine Kalksteinsplitter, wurden ebenfalls verzeichnet. Insgesamt war das feuchte Material gut formbar und bindig und wurde daher als von Feinmaterial dominierter mittel toniger Lehm (Lt3) angesprochen. Indes ergaben Siebung und Pipettierung im Labor deutlich geringere Ton- und Schluffgehalte (46 %), dafür erhöhte Anteile an Sand und grobkörnigem Material (Grus). Unter Betrachtung aller

Korngrößenfraktionen liegt nach EN ISO 14688 ein Gemisch aus Schluff, Ton, Sand und Grus vor.

Das Sedimentmaterial um Sensor 3 (Ansatz Schuttfuß) zeigte sich im Gelände als von höheren Ton- und Schluffgehalten (ca. 80 - 90 %) gekennzeichnet, was nach der Beurteilung durch die Fingerprobe primär zu Lasten des Sandgehaltes ging, welcher nur noch zu sehr geringen Anteilen fühlbar war. Entsprechend wurde das Feinmaterial als mittel schluffiger Ton (Tu3) angesprochen. Gleichzeitig war das Sedimentmaterial im Vergleich zum oben beschriebenen Horizont sichtbar von höheren Anteilen von Skelett und Grobmaterial (Steine > 10mm) geprägt, weshalb hier ein stark toniger Schluff mit Anteilen von Grus und geringen Mengen Sand vorliegt.

Am Fuß einer Driftscholle gelegen (siehe Abb. 16), lässt sich im Profil EBS II (siehe Abb. 36) bereits auf den ersten Blick eine heterogene Mischung aus Feinkörnern und gröberen Partikeln (Sand, Grus, Steine) erkennen.



	Bodenart (Fingerprobe)	Bindigkeit/ Formbarkeit	Gefüge	Verfestigung	Lagerungsdichte	Trockenrohdichte	Grobboden	Bodenart (EN ISO 14688)
	Slu	2/3	ein	Vf 2	Ld 1	ρt 1	f,m Gr(1)	U,s*,t',g'
	Ls 2	3/3	ein/ koh	Vf 2	Ld 3	ρt 3	Gr(4)	U,s*,t,g'
	Lt 2	4/4	koh	Vf 4	Ld 4	ρt 4	Gr(4)	U,t*,s, g,x'

Abb. 36: Profil EBS II vom Fuß einer Driftscholle am Oberhang (Klassifikationen nach AD-HOC AG BODEN, 2005)

Hauptbestandteil des Sedimentmaterials ist nach Angaben der Feldmessungen Schluff, welcher zusammen mit Ton mehr als 50 % der Gesamtanteile ausmacht. Hinzu kommen in allen Horizonten fühlbare Beimischungen von Sand (ca. 35 - 50 %), die tendenziell nach unten hin geringer werden. Im Gegenzug steigt der Anteil des tonigen Materials, welches aber die vorhandenen Schluffmengen nie übersteigt. So verändern sich die festgelegten

Bodenarten von schluffig-lehmigem Sand (Slu) im oberen Bereich zu schwach tonigem Lehm (Lt 2) in den tieferen Lagen.

Labormessungen des Lehms (entnommen zw. 50 und 70 cm) ergaben Sandgehalte von bis zu 50 %, was einen Unterschied zu den Eindrücken der Fingerproben bedeutet. Dementsprechend fallen die Gehalte der Feinkörner im Labor deutlich geringer aus. Nichtsdestotrotz ließe sich die Feinbodenfraktion weiterhin als schwach toniger Lehm (Lt2) ansprechen; die Messwerte der einzelnen Fraktionen befinden sich lediglich am anderen Ende der jeweiligen Wertebereiche. Insgesamt liegt hier ein Schluff mit gegenläufig ab- bzw. zunehmenden Anteilen von Sand und Ton vor, welcher von geringen Anteilen an Grus komplettiert wird (nach EN ISO 14688).

Am Mittelhang, im vermuteten Abrissgebiet in den Lagen der Callovium-Tone (siehe Abb. 16), vermittelten die Sedimente des Standorts EBS I-2 (Abb. 37) bereits beim Ausheben des Profils einen sehr tonigen und extrem weichen Eindruck. Mit der Tiefe konnte eine ansteigende Feuchtigkeit des Materials verzeichnet werden. Anhand der Fingerproben wurden in allen Horizonten des 160 cm tiefen Profils eine Dominanz von Ton mit leicht geringeren Mengen Schluff festgestellt, wohingegen Sand an keiner Stelle sicht- oder fühlbar war. Im gesamten Profilverlauf waren zudem keine auffälligen Veränderungen bezüglich der Partikelzusammensetzung zu beobachten.

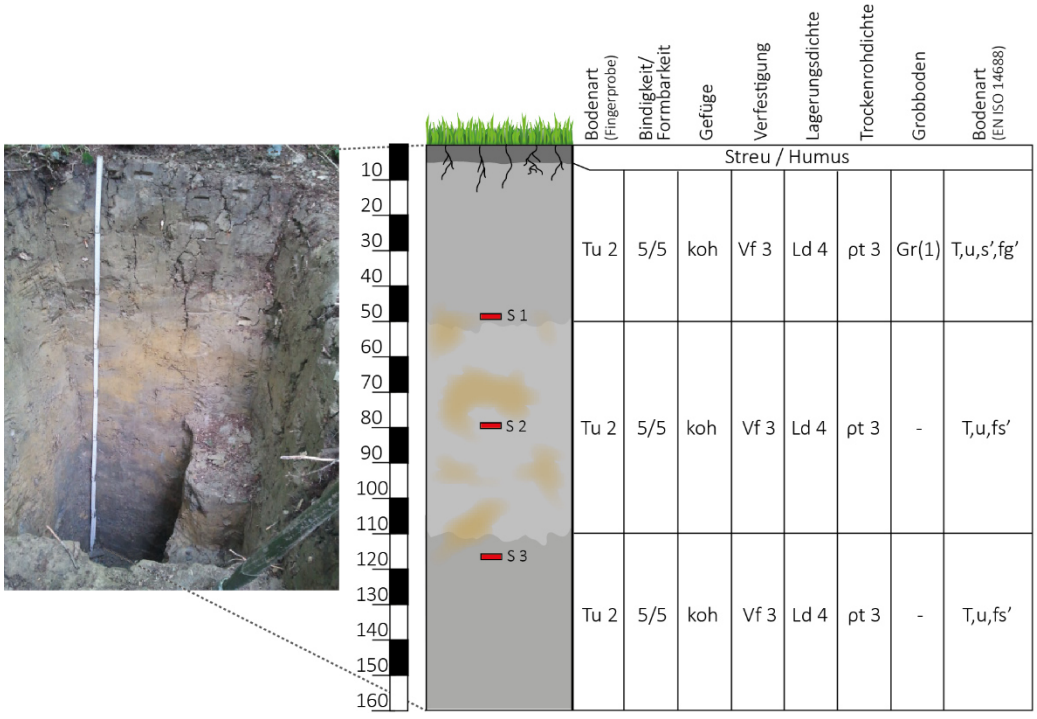


Abb. 37: Profil EBS I-2 in den Callovium-Tonen am Mittelhang (Klassifikationen nach AD-HOC AG BODEN, 2005)

Die im Labor gemessenen Kornverteilungen bestätigten in allen drei Horizonten die Bestimmungen aus dem Gelände. Allerdings konnte stets auch ein geringer Sandanteil (< 10 %) notiert werden. Aufgrund der deutlichen Schluffgehalte (um 45 %) wurde das Material als schwach schluffiger Ton (Tu2) resp. schluffiger Ton mit geringen (Fein)Sandanteilen (nach EN ISO 14688) definiert.

Die Profile EBS III und EBS V (Abb. 38 und Abb. 39) wurden am Mittel- und Unterhang innerhalb der Hauptrutschmasse angelegt (vgl. Abb 16). Wegen ihrer grundsätzlichen Ähnlichkeit – beide Profile sind deutlich von stark vermischtem Rutschmaterial aller Korngrößen geprägt – werden sie an dieser Stelle gemeinsam behandelt. Eine präzise Horizontierung ist aufgrund der starken Durchmischung der Masse schwierig. Gleichfalls ist auch eine vollständige Ansprache der Bodenarten kompliziert, da zahlreiche sehr große Blöcke (Kantenlängen > 50 cm) in den Profilen erschlossen wurden und die korrekte Abschätzung von Gemengeanteilen erschweren.



Bodenart (Fingerprobe)	Bindigkeit/ Formbarkeit	Gefüge	Verfestigung	Lagerungsdichte	Trockenrohdichte	Grobboden	Bodenart (EN ISO 14688)
Ut 3	2/2	ein	Vf 2	Ld 2	ρt 2	Gr(3)	U,t',s',fg'
Lu	4/4	koh/ ein	Vf 3	Ld 3	ρt 3	Gr,X (3)	U,t,s,g'
Tu 3	4/5	koh	Vf 3	Ld 3	ρt 2	Gr,X (3)	u,t,x,g,s'
Tu 3	5/5	koh	Vf 4	Ld 4	ρt 3	Gr,X (4)	u,t,x,g,s'

Abb. 38: Profil EBS III in der Hauptrutschmasse am oberen Mittelhang (Klassifikationen nach AD-HOC AG BODEN, 2005)

Die Fingerprobe des Feinbodens ergab bei beiden Profilen unterschiedlich hohe Anteile von Ton und Schluff. Dabei ist bei beiden Profilen anhand der Formbarkeit eine Tendenz zur Zunahme des Tongehalts mit der Tiefe zu erkennen. Deutlich wird dies besonders bei EBS III (siehe Abb. 38), welches in den oberen Horizonten noch vergleichsweise geringe

Tongehalte (< 17 % bzw. < 30 %) aufweist, im unteren Teil dann aber als ein mittelschluffiger Ton (Tu3) mit ca. 30 - 45 % Ton anzusprechen ist. Mit steigendem Tongehalt reduziert sich der Schluffanteil (zunächst > 65 %, später ca. 50 - 65 %). Partikel der Sandkornfraktion sind im gesamten Profil nur schwach fühlbar. In den tieferen Horizonten geht allerdings auch dieser Gehalt zurück. Die Laborproben aus den unteren Horizonten von EBS III (entnommen zw. 60 und 80 cm sowie zw. 100 und 130 cm) unterstreichen die Bestimmungen der Fingerprobe, wobei schluffiges Material mit Anteilen von rund 50 % gegenüber Ton (ca. 40 %) dominiert. Sand tritt nur in sehr geringen Mengen (< 10 %) in Erscheinung.

Profil EBS V (siehe Abb. 39) zeigt bei der Fingerprobe in den oberen 50 cm des Profils nachweisliche Anteile aller Feinbodenbestandteile. Neben Ton und Schluff traten auch fühl- und stellenweise sogar sichtbare Beimengungen an Sand auf. In seinen tieferen Horizonten (unterhalb 50 cm) fand sich feuchtes und daher gut bindiges und formbares Feinmaterial, welches als mittel toniger Lehm (Lt3) klassifiziert wurde, da höhere Anteile an Sand als bei EBS III fühlbar waren. Grundsätzlich bestätigten die Laboranalysen diese Bestimmungen, eröffneten aber dennoch etwas unerwartete Verteilungen der Korngehalte (nur 22 % Schluff und Ton, dafür höhere Anteile an Sand und Grus).

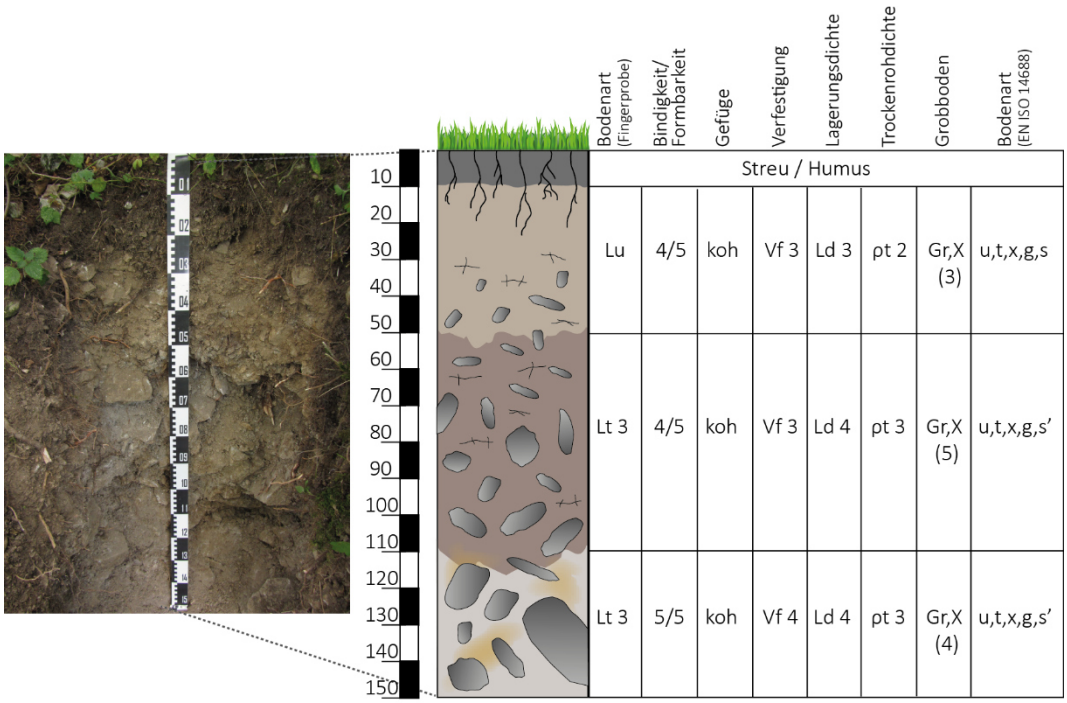


Abb. 39: Profil EBS V in den unteren Ausläufern der Hauptrutschmasse (Klassifikationen nach AD-HOC AG BODEN, 2005)

In beiden Profilen füllt das beschriebene schluffig/tonige Feinmaterial die Bereiche zwischen den enthaltenen Steinen und Blöcken aus. Besonders dichte (tonige) Vorkommen dieser Feinmatrix konnten in EBS III unmittelbar angrenzend im Luv der Blöcke festgestellt werden. Stellenweise erweckte diese Lagerung den Eindruck eines „Kometen“ (Block) mitsamt Schweif aus Feinmaterial.
Unter Berücksichtigung aller Fraktionen und den auftretenden Anteilen ist das Rutschmaterial am ehesten als Gemisch aus Schluff, Ton, Grus, Blöcken (Anteile je ca. 25 - 16 %) und schwach sandigen Anteilen (ca. 15 - 10 %) zu bezeichnen (nach EN ISO 14688).

Das am unteren Hangfuß gelegene Profil von Interface 3 (siehe Abb. 16) zeigt ebenfalls die Fraktionen von Ton und Schluff als vorherrschende Bestandteile (siehe Abb. 40). Bereits bei der Beurteilung durch die Fingerprobe konnten aber leichte Unterschiede zwischen den einzelnen Horizonten festgestellt werden. Besonders in den obersten Horizonten (bis 65 cm Tiefe) hielten sich die Anteile von Ton und Schluff in etwa die Waage (je ca. 25 - 28 %), Sand war ebenfalls sicht- und fühlbar. In tieferen Lagen nahm der gefühlte Tongehalt zu, während sich die Sandpartikelmenge reduzierte, was in einer besseren Bindigkeit und Formbarkeit resultierte. Folglich ließ sich die Bodenart als schwach- oder mittelschluffiger Lehm (Lt2 /Lt3) einordnen.

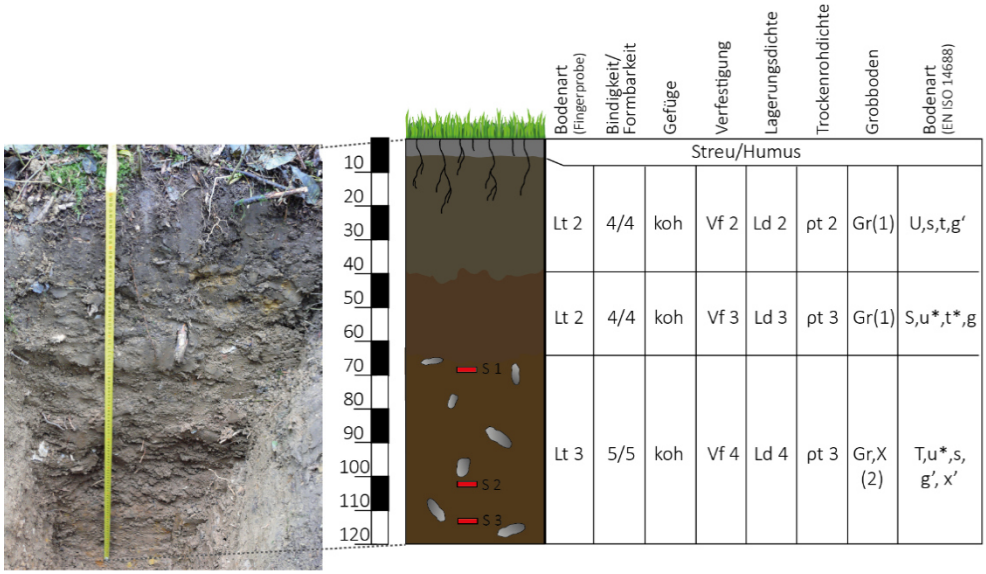


Abb. 40: Profil EBS I-3 am Fuß der Rutschmasse (Klassifikationen nach AD-HOC AG BODEN, 2005)

Die Labormessungen zeigten insgesamt ähnliche Ergebnisse wie die Fingerprobe, wobei die einzelnen Sandanteile mit Werten zw. 26 und rund 40 % durchaus höher lagen als anhand der Geländedaten zu erwarten war. Die festgestellten Verhältnisse von Ton und Schluff

konnten bestätigt werden, ebenso wie die Tendenz der mit der Tiefe zunehmenden Tongehalte bei gleichzeitig zurückgehenden Sandanteilen.
Die drei Bodenfeuchtesensoren im Horizont unterhalb 65 cm befinden sich nach EN ISO 14688 in einem Schluff mit stark tonigen Anteilen sowie geringen Beimischungen von Sand, Grus und Steinen.

Die Summenkurve der Korngrößenverteilung (Abb. 41) verdeutlicht die beschriebenen Verhältnisse und unterstreicht dabei die Unterschiede zwischen den heterogenen Proben aus den Rutschmassen, bzw. Schuttbereichen und den feinmaterialreichen Profilen EBS I-2 und EBS I-3. Während bei den letztgenannten Standorten die Anteile der Grobfragmente und des Schluffs ähnliche Mengen aufweisen, differenzieren vor allem die Sandgehalte deutlich.

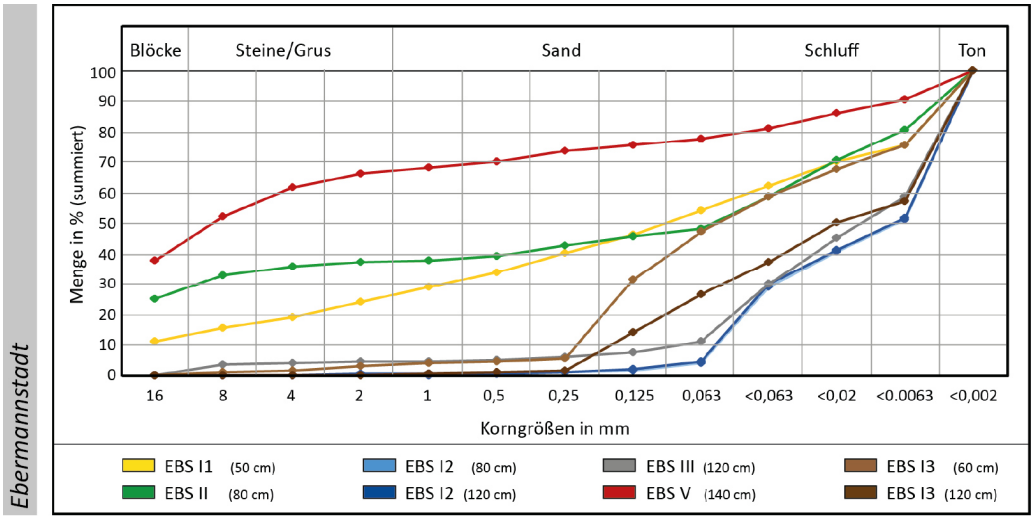


Abb. 41: Summenkurve der Korngrößenverteilung am Standort Ebermannstadt

8.1.1.2 Auswertung der Daten

Im Oberhang des Rutschgebietes am Hasenberg wurde aus den Klüften der anstehenden Oxfordkalke ein Gemisch vorwiegend feiner Korngrößen mit untergeordneten Beimischungen an Sand und Grus beschrieben (Profil EBS I-1-S2). Das gröbere Material stellt dabei, wie der gesamte Schutt im Oberhangbereich, Verwitterungsbruchstücke des Kalks dar. Beim Feinmaterial handelt es sich möglicherweise (u.a.) um eingetragenes Bodenmaterial. In trockenem Zustand ist das schluffig-tonige Material vergleichsweise steif. Unter Wassereinfluss weicht es auf und verliert fühlbar an Stabilität, was sich destabilisierend auf die hangenden Kalksteinblöcke auswirken kann.

Unterhalb der freiliegenden Kalkschichten nimmt der Gehalt an Grobmaterial zu und es setzt bereits ein kleiner Schuttfuß an (Profil EBS I-1-S3). Das in den Zwischenräumen vorhandene, bindige Feinmaterial bewirkt noch eine gewisse natürliche Stabilität. Da aber das gesamte Bodenmaterial nur sehr wenig verfestigt ist, wird bei den steilen Hangneigungen > 40° unter Druckeinfluss schnell eine rollende Bewegung (vgl. PRINZ & STRAUSS, 2006) initiiert. Weiter hangabwärts nehmen die Gehalte an Feinmaterial ab, während zunehmend grobblockigeres, verlagertes Material beigemischt ist. Diese Schutthalden dominieren nahezu den gesamten oberen Bereich des Rutschgebietes (vgl. geomorphologische Karte, Abb. 22).

Das Profil von EBS I-2(alt) (siehe Abb. 42) gibt Aufschluss über die oberflächennahen Schichten der Schutthalde. Es zeigen sich dort primär unterschiedlich stark verwitterte, meist kantige Bruchstücke aus Oxfordkalk (bis zu ca. 50 cm Durchmesser), oftmals in recht lockerer Lagerung. Die Fugen sind nicht vollständig mit tonig-schluffigem Feinmaterial verfüllt. Anhand der Beschreibungen von MÜLLER (1957 & 1959) ist davon auszugehen, dass sich Ablagerungen ähnlichen Aufbaus vor der Rutschung 1957 noch wesentlich weiter hangabwärts gezogen haben. Ebenso ist von höheren Schuttmächtigkeiten auszugehen.



Abb. 42: Profil am alten Standort von EBS I-2
(Fuß der Schutthalte am Oberhang)

In der Nähe driftender Blockschollen, wie im Südwesten der Rutschmasse (vgl. Abb. 23), liegen dagegen andere Verhältnisse vor. So wurden an EBS II deutlich geringere Vorkommen an Steinen und Grus beschrieben, stattdessen dominiert schluffiges Feinmaterial. Dieses ähnelt stark den bereits im Oberhang beschriebenen schluffig-tonigen

Vorkommen. Aufgrund der recht hohen Verfestigung, die wahrscheinlich auf Stauchung in Folge der driftenden Scholle zurückzuführen ist, besitzt das zumeist trockene Material aber einen wesentlich steiferen Charakter als noch am Oberhang. Unter dem Einfluss von Wasser verliert es aber ebenfalls rasch an Stabilität. Die fehlenden Grobblöcke verdeutlichen, dass in diesem Hangabschnitt andere Verlagerungsprozesse herrschen und es eben nicht zur Ausbildung einer massiven Grobschutthalde kam. Stattdessen driftet die Mauerscholle (siehe Kap. 5.1) vermutlich auf den unterliegenden Tonschichten der Callovium-Schichten hangabwärts (vgl. dazu auch CRUDEN & VARNES 1996, DIKAU et al. 1996a). Der im Profil mit der Tiefe ansteigende Tongehalt könnte bereits ein erster Hinweis auf den Einfluss des im Untergrund liegenden Tons sein.

Anstehende Tonschichten nahe der Oberfläche konnten erst deutlich weiter hangabwärts ermittelt werden. Wie Bohrungen in den oberhalb des Profils EBS I-2 gelegenen Hangabschnitten verdeutlichten, überdeckte schluffiges Feinmaterial mit Kalksteinfragmenten (ähnlich dem Material von EBS II) die tonigen Vorkommen im Untergrund. Die in Profil EBS I-2 aufgeschlossenen Tone zeigen über die gesamte Profiltiefe stark verwitterte, vollständig plastifizierte und homogene Tone (Verwitterungsstufe W 5 nach EINSELE 1983). Die Ausprägung der verwitterten Tone als graue, steife bis weiche Masse stimmt mit den Beschreibungen von ZÜRL (1980) überein. Nach MÜLLER (1957) handelt es sich bei den speziellen Schichten um die Makrocephalen-Schichten des sog. Dogger-ε, für die auch die braune Färbung bei fortschreitender Verwitterung typisch ist.

In den Rutschmassenprofilen EBS III und EBS V finden sich praktisch alle bisher beschriebenen Materialien und Bodenarten wieder. Nach den Beschreibungen aus Kapitel 7.1.1.1 herrschen in allen Horizonten Gemische aus Schluff, Ton, Steinen, Grus und Spuren von Sand vor, die ein sehr heterogenes Gesamtbild des Bodenmaterials zeichnen. Die vorhandenen Kalksteine in Profil EBS III erreichen Durchmesser bis zu knapp 1m und sind in ihrer Beschaffenheit den bankigen Lagen der Werkkalkschichten des unteren Oxfordium zuzuordnen (vgl. V. FREYBERG 1966). Kleinere Scherben entstammen möglicherweise eher den mergeligeren Zwischenlagen desselben Verbunds. Beim Feinmaterial ließen sich in der oberen Rutschmasse zwei verschiedene Zusammensetzungen unterscheiden. Es dominiert zumeist schluffiges, durchschnittlich stark verfestigtes Feinmaterial, welches bindig und in Verbindung mit Wasser gut formbar ist. Es ähnelt erneut stark dem Material aus Profil EBS I-1 bzw. EBS II. Damit dokumentiert es praktisch die Verlagerung dieses ehemaligen oberflächennahen Materials aus den oberen Hangbereichen in die Rutschmasse am Mittelhang. Besonders interessant ist die zweite Feinmaterialkomponente, die räumlich sehr begrenzt, nur in direktem Kontakt zu den größeren Kalksteinen und- blöcken auftritt. Dabei handelt es sich um merklich dichteres, toniges Material. Seine höhere Feuchtigkeit und

bessere Formbarkeit unterscheiden es zusätzlich vom schluffigen Feinmaterial. Es ist davon auszugehen, dass es sich bei diesem Material um Tone aus den oberhalb anstehenden Schichten („Dogger-ε", nach MÜLLER 1957) handelt. Während der Rutschung 1957 wurden die Kalkschuttblöcke über die Tone hinweg verlagert und hinterließen eine Vielzahl von Harnischen auf den Carnium-Tonschichten (siehe Bilder von VON FREYTAG bei MÜLLER 1957). Augenscheinlich schrammten die Blöcke bei dieser Verlagerung nicht nur oberflächlich über die Tonlagen, sondern rissen bindiges Feinmaterial mit. Während der folgenden Bewegung wurde das tonige Material an die Steine angepresst, wo es bis heute zu finden ist. Die unterschiedliche Lage dieser Tonlinsen gibt zudem Hinweis auf eine rotierende Bewegung der Blöcke.

Im unteren Rutschmaterial (Profil EBS V) fehlen diese Tonlinsen, was allein schon aufgrund der Verlagerungsdistanz wenig verwunderlich ist. Nach wie vor dominiert die schluffig-tonige Grundmatrix mit eingelagertem Grobschutt. Bohrungen zwischen diesen beiden Profilen bestätigten diesen heterogenen Aufbau im Mittelhang des Hasenbergs ebenso, wie weitere Profile, u.a. am zentralen Abriss. Grundsätzlich zeigt die Rutschmasse mit diesem Aufbau die nach ZÜRL (1980) typische Zusammensetzung vieler Rutschungen der Fränkischen Alb, die sich häufig bis in die unteren Hangbereiche beobachten lässt. Auf Basis der Aussagen von MÜLLER (1957), wonach der Sandstein des Aaleniums bei der Rutschung nachhaltig mit abgeschert wurde, waren in den Hanglagen dieses anstehenden Sandsteins eigentlich deutliche Beimischungen von Sand und Sandsteinfragmenten in der Gesamtmasse erwartet worden. Aber vor allem grobe Sandsteine waren in Profil EBS V kaum vorhanden, Steine und Blöcke > 10 cm Kantenlänge bestanden sogar ausschließlich aus Kalkgestein. Sandsteine selbst waren erst an der Front der Rutschung zu finden, wie beispielsweise in den unteren Schichten des Profils EBS I-3 oder in weiteren Profilen und Bohrungen im Fußbereich der Ablagerung. Der primäre Einfluss des sog. Doggersandsteins konzentriert sich allerdings eher auf Sandbeimischungen im Feinmaterial. Entsprechend erhöhte Gehalte der Fraktionen < 0,25 - 0,063 mm wurden in den Lagen von EBS I-3 ermittelt. Dagegen wurden offensichtlich nur geringe Mengen grober Sandsteinfragmente in die Hauptrutschmasse integriert und mit ihr transportiert. Wenn es zur Verlagerung von Sandsteinbruchstücken kam, geschah dies vornehmlich an der Basis der Rutschmasse (siehe Profil EBS I-3).

Die Rutschmassenablagerungen im Bereich der Rutschungsfront offenbarten häufig nur geringe Gehalte an Grobmaterial, welches sich offenbar zuvor abgelagert hatte. Folglich ist hier von einem veränderten Bewegungsprozess auszugehen, der eher einem Fließen gleicht und als solcher bereits auch von MÜLLER (1957) angedeutet wurde.

Zusammenfassend besteht die Rutschmasse am Hasenberg primär aus einer Grundmasse mit schluffig-tonigem Feinmaterial in das stark unterschiedlich hohe Gehalte an Grobfragmenten (zwischen min. 10-20% und max. rund 50 %) eingebettet sind. Diesbezüglich dominiert besonders Schutt aus den Kalkgesteinen der Oxfordschichten. Am Oberhang findet sich dieser zunächst noch in Form von oberflächlichen Schuttablagerungen, im Mittel und Unterhang sind die kalkigen Fragmente in nahezu allen Korngrößen im Rutschmaterial eingelagert.

Die Callovium-Tone („Ornatenton") zeigen sich fast bis an die Grenze zum liegenden Sandstein der Aalenium-Schichten von Fein- und Grobschutt überdeckt. Aufgrund ihres hohen Verwitterungsgrades sind sie bereits vollständig plastifiziert (vgl. EINSELE et al. 1985). Sie bilden damit sowohl für Bruchvorgänge wie auch für Bewegungen aus Kriechbewegungen heraus eine bevorzugte Bewegungszone (HAMMER 1985) (vgl. hierzu auch Kap. 9.1).

Die Gleitschicht am Hasenberg lag 1957 vermutlich in nur wenigen Metern Tiefe und verlief parallel zur Hangoberfläche (vgl. auch MÜLLER 1957). Kompakte Tonlinsen in der Rutschmasse dokumentieren die unmittelbare Interaktion von Grobsedimenten und der unterlagernden Gleitschicht (vgl. auch Kap. 9.1). Der hangabwärts anstehende Aalenium-Sandstein wurde dagegen vorwiegend abgeschert und in verwitterter Form in die Rutschmasse integriert. Größere Bruchstücke waren auf die unteren Horizonte der Masse beschränkt (vgl. ähnliche Ergebnisse bei WILDE 2013).

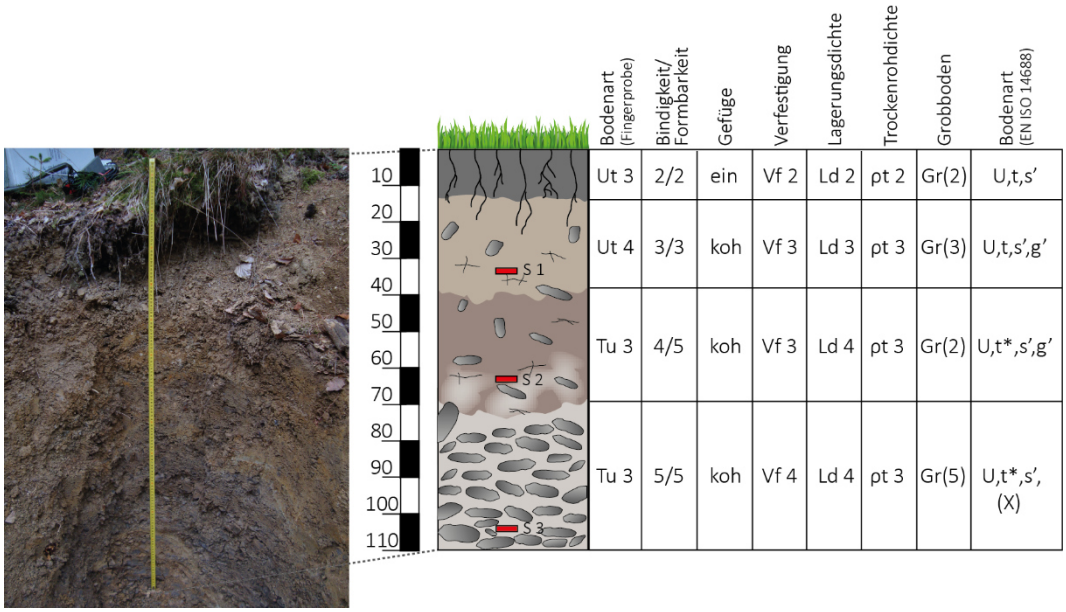
8.1.2 Wüstendorf

8.1.2.1 Ergebnisse der Geländeaufnahmen und Laboranalysen

Da die beiden Profile HL I-1 und I-3 (Abb. 43 und Abb. 44) beide in der Abrisswand angelegt wurden (siehe Abb. 18) und somit eine ähnliche Horizontierung erwarten lassen, werden sie an dieser Stelle gemeinsam behandelt.

Im Gelände können vor allem in den Schichten bis in 1 m Tiefe deutliche Gemeinsamkeiten festgestellt werden. Trotz unterschiedlicher Horizonte dominiert hier in beiden Profilen durchgehend die Schlufffraktion mit Gehalten von rund 50 % bis teilweise sogar 70 %. Die Tongehalte schwanken zwischen ca. 15 bis 25%. Sand ist kaum sicht- oder fühlbar und eher untergeordnet vorhanden (Bodenarten: (stark) toniger Schluff (Ut3/4) und mittel/stark schluffiger Ton (Tu3/4)). Wie besonders bei Profil HL I-3 deutlich wird, nimmt mit der Tiefe der Schluffgehalt zugunsten des Tons tendenziell etwas ab, wobei die Anteile der Sandfraktion gleichzeitig in etwa konstant bleiben. Auffällig wird diese Entwicklung durch

eine zunehmend vorherrschende plastische Substanz aus mittel schluffigem Ton (Tu3) in den Abschnitten unterhalb 130 cm. Die Zusammensetzung bestätigte sich auch in den Labormessungen, welche für diesen Bereich Schluffgehalte von 50 % und Tonanteile von 38 % ergaben (nach EN ISO 14688: Schluff, stark tonig, schwach sandig).



Bodenart (Fingerprobe)	Bindigkeit/ Formbarkeit	Gefüge	Verfestigung	Lagerungsdichte	Trockenrohdichte	Grobboden	Bodenart (EN ISO 14688)
Ut 3	2/2	ein	Vf 2	Ld 2	ρt 2	Gr(2)	U,t,s'
Ut 4	3/3	koh	Vf 3	Ld 3	ρt 3	Gr(3)	U,t,s',g'
Tu 3	4/5	koh	Vf 3	Ld 4	ρt 3	Gr(2)	U,t*,s',g'
Tu 3	5/5	koh	Vf 4	Ld 4	ρt 3	Gr(5)	U,t*,s', (X)

Abb. 43: Profil HL I-1 aus dem südlichen Ausläufer der Abrisswand (Klassifikationen nach AD-HOC AG BODEN, 2005)

Im Speziellen fallen bei beiden Profilen allerdings auch Unterschiede auf, wie beispielsweise eine Schicht mit fühlbaren Sandgehalten bei HL I-3 zwischen 60 und 130 cm Tiefe in der stellenweise auch vereinzelte Sandsteine eingelagert waren. Diese war zudem stark durchfeuchtet. Im Gelände wurde diese Schichtung als zunächst sandiger Ton (Ts3) beurteilt. Labormessungen ergaben allerdings gleichmäßiger verteilte Fraktionsanteile, was im Endeffekt einem mittel tonigen Lehm (Lt3) bzw. einem stark schluffigen Ton, mit Sand und leicht grusigen Anteilen entspricht. Im benachbarten Profil HL I-1 war diese sandigere Schichtung nicht anzutreffen, stattdessen fanden sich hier schon verfestigte tonig/schluffige Mergel. Diese Vorkommen wiederum sind in Profil HL I-3 auch in größeren Tiefen nicht anzutreffen. Hier dominiert dahingegen schluffig, toniges Material mit Sandbeimischungen.

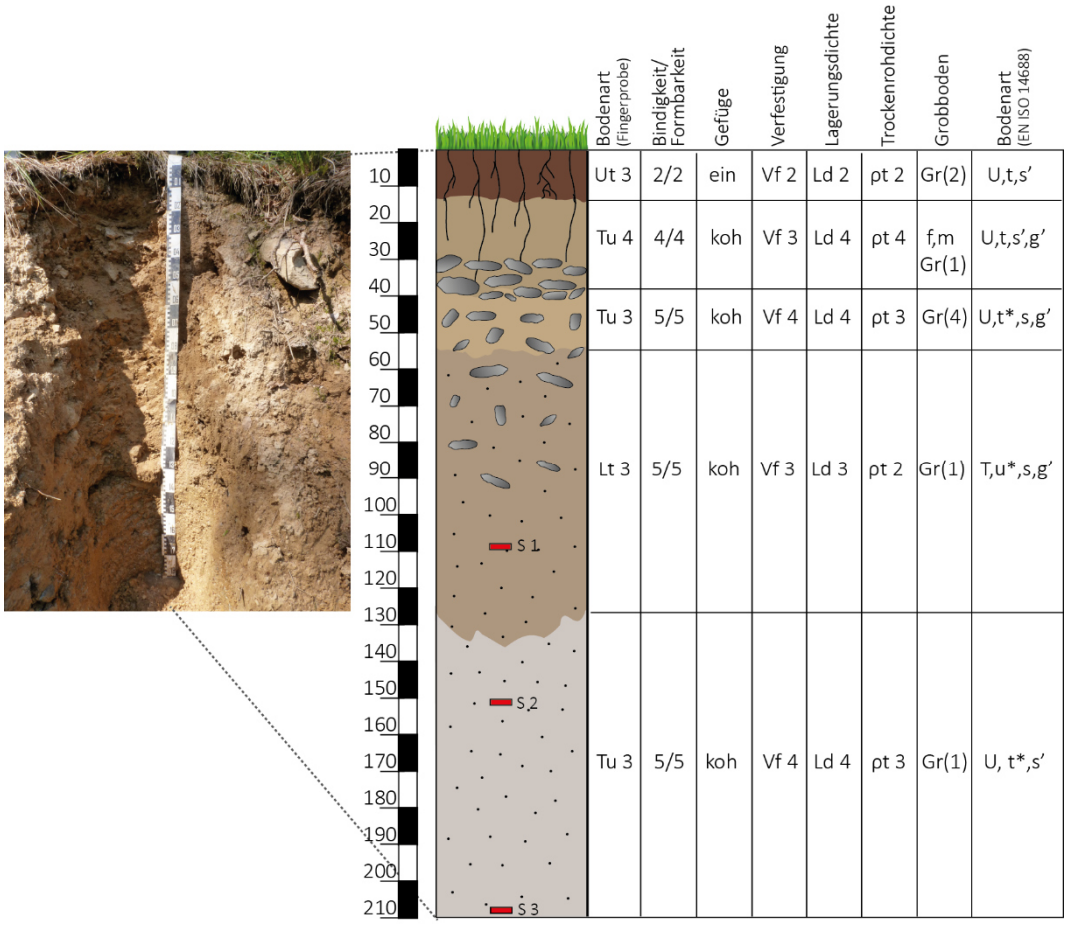
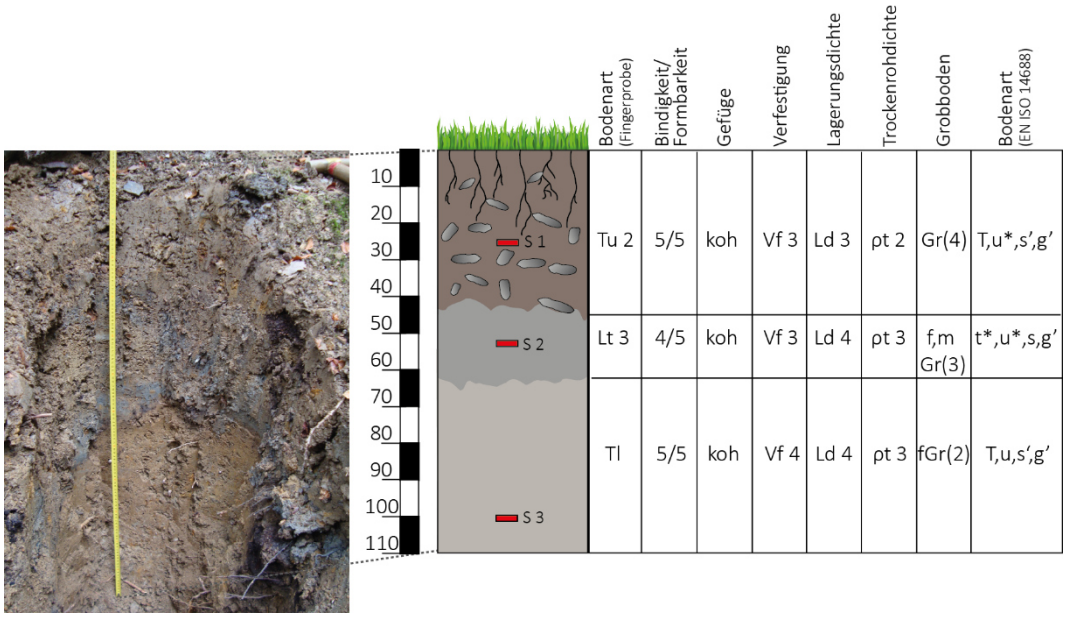


Abb. 44: Profil HL I-3 aus dem nördlichen Teil der Abrisswand (Klassifikationen nach AD-HOC AG BODEN, 2005)

Das am seitlichen Rand des Akkumulationsbereichs (vgl. Abb. 20) gelegene Profil HL I-2 (Abb. 45) eröffnet eine gut sichtbare Dreiteilung. In beiden oberen Horizonten lag eine bindige und knetbare Feinsubstanz vor, in welche Sandkörner eingesprenkelt waren. Da die sandigen Bestandteile bei der Fingerprobe sehr leicht fühlbar waren, wurden die Horizonte zunächst als sandiger Ton (Ts2) und mittel toniger Lehm (Lt3) angesehen. Laboranalysen des Materials zwischen 30 und 40 cm Tiefe eröffneten allerdings unerwartet hohe Ton- und Schluffgehalte von 46 % und 37 %. Sand war nur zu 17 % vorhanden, wobei rund 9 % auf die Korngrößen > 1 mm ausfielen, was die fühlbare Präsenz erklärt. Damit entspricht das Material einem schwach schluffigem Ton (Tu2). Die Korngrößenanalyse des darunterliegenden Horizontes (45 - 60 cm) bestätigte die dortige Bezeichnung eines mittel tonigen Lehms (Lt3) mit 36 % Ton, 36 % Schluff, 20 % Sand sowie 8 % Grus. Unter Berücksichtigung dieser Verteilung liegt folglich ein Gemisch aus Ton und Schluff, sandig und schwach grusig vor (nach EN ISO 14688).

Unterhalb von ca. 60 cm war im Sedimentmaterial kaum mehr Sand fühlbar nachzuweisen. Es überwogen Ton und Schluff, lediglich ergänzt durch Spuren von gröberen Kornfraktionen. Entsprechendes Material ist als lehmiger Ton (Tl) bezeichnet (EN ISO 14688: Ton, schluffig, schwach sandig, schwach schluffig). Aufgrund des eindeutigen Befundes aus dem Gelände wurde auf eine weitere Korngrößenanalyse im Labor verzichtet.



	Bodenart (Fingerprobe)	Bindigkeit/ Formbarkeit	Gefüge	Verfestigung	Lagerungsdichte	Trockenrohdichte	Grobboden	Bodenart (EN ISO 14688)
S 1	Tu 2	5/5	koh	Vf 3	Ld 3	ρt 2	Gr(4)	T,u*,s',g'
S 2	Lt 3	4/5	koh	Vf 3	Ld 4	ρt 3	f,m Gr(3)	t*,u*,s,g'
S 3	Tl	5/5	koh	Vf 4	Ld 4	ρt 3	fGr(2)	T,u,s',g'

Abb. 45: Profil HL I-2 am Rand der Rutschmassenakkumulation (Klassifikationen nach AD-HOC AG BODEN, 2005)

Obwohl in einer zentraleren Lage des unteren Bereichs der jungen Rutschmasse gelegen, ähnelt Profil HL IV (Abb. 46) dem zuvor beschriebenen Profil HL I-2. Bereits im obersten Horizont ist eine plastische, lehmige Masse, vorwiegend bestehend aus Ton und Schluff zu verzeichnen. Sandige und grusige Gemengeteile waren nur vereinzelt fühlbar. Eine hohe Bindigkeit und gute Formbarkeit ließen das Material als lehmigen Ton (Tl) bzw. als schluffigen Ton, mit schwach sandigen und schwach grusigen Anteilen (nach EN ISO 14688) ansprechen.

Auch in Bereichen unterhalb 40 cm ist eine lehmige Grundsubstanz vorhanden, dort allerdings versetzt mit einem fühlbar höheren Grobkorngehalt. Korngrößenanalysen untermauerten diese Beobachtung und ermittelten für eine Probe aus 60 - 70 cm Tiefe einen Tongehalt von 31 % bei 40 % Schluff sowie 27 % Sand und 2 % Feingrus. Per AD-HOC AG BODEN 2005 ist der Feinboden demnach nach sandig-toniger Lehm (Lts) zu bezeichnen. Unter Berücksichtigung der Anteile > 2mm stellt das Material ein tonigen Schluff, mit sandigen Anteilen und feingrusigen Spuren (nach EN ISO 14688) dar.

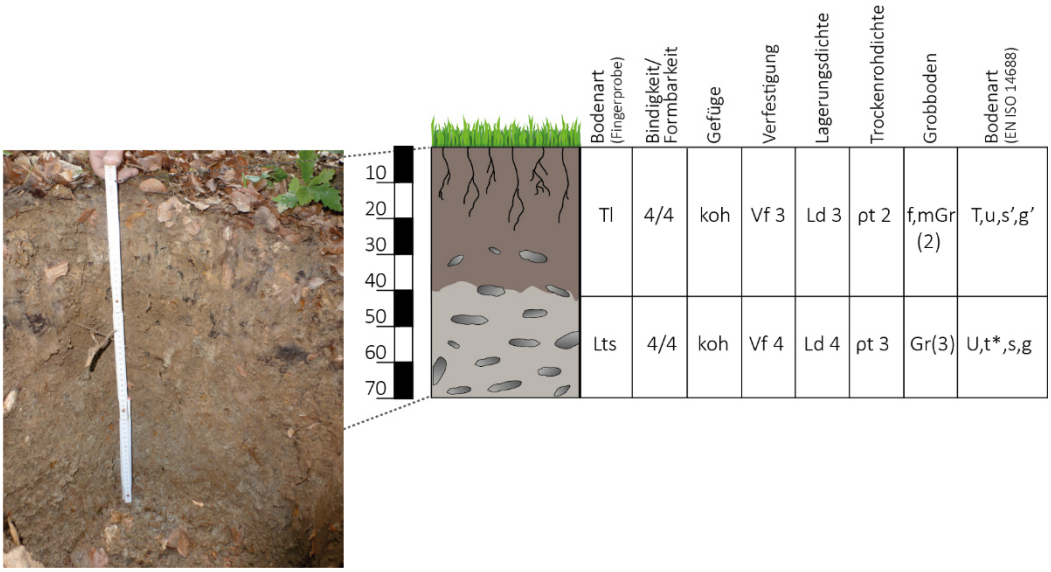
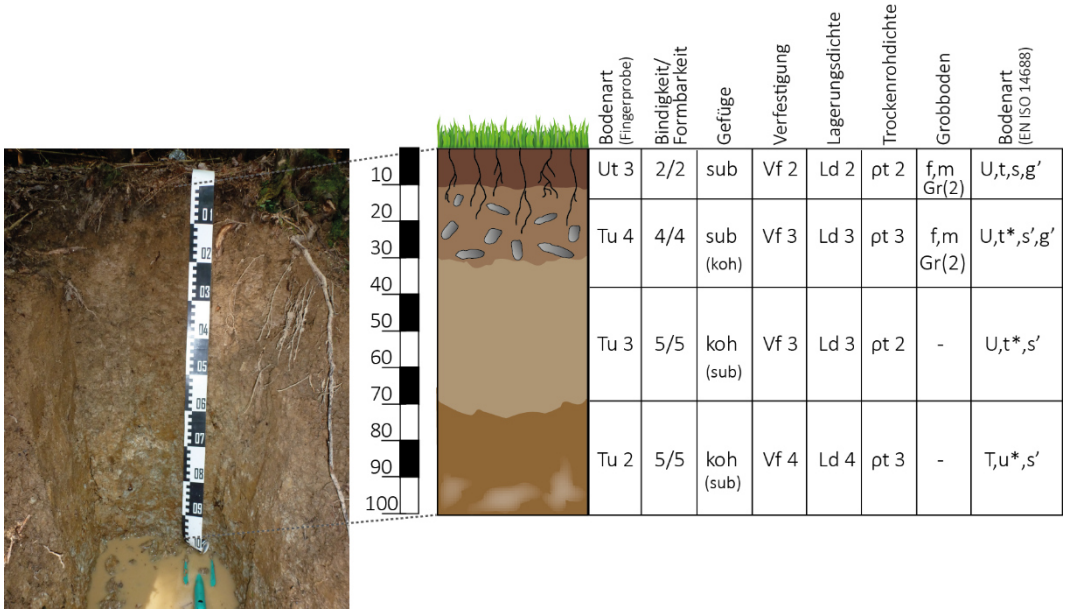


Abb. 46: Profil HL IV im zentralen Bereich der Rutschmasse (Klassifikationen nach AD-HOC AG BODEN, 2005)

Ein entwurzelter Baum ermöglicht rund 15 m hangabwärts der Rutschmassenablagerung (vgl. Abb. 18) einen Einblick in die dortigen Bodenverhältnisse (siehe Abb. 47). Über die gesamte Profiltiefe von HL V (100 cm) konnten im Gelände hohe Gehalte an Feinmaterial festgestellt werden. Dominant war in erster Linie die Schlufffraktion (ca. 55 - 75 %), gemischt mit Ton (ca. 15 - 35 %). Sandige Bestandteile waren untergeordnet schwach fühlbar (ca. 5 - 20 %). Mit der Tiefe wurde das Bodenmaterial zunehmend dichter. Die Fingerprobe ermittelte dabei ansteigende Tongehalte, während Schluff- und Sandanteile leicht zurückgingen. Unterhalb einer Tiefe von 80 cm unterstreichen eine hohe Bodenfeuchtigkeit mit teilweise austretendem Wasser, eine entsprechend hohe Bindigkeit und Formbarkeit die kompakten Verhältnisse mit vorwiegend feinkörnigem Bodenmaterial. Basierend auf diesen Eindrücken wurde ein Verlauf der Horizonte von tonigem Schluff (Ut3) zu stark/mittel/schwach schluffigem Ton (Tu4/Tu3/Tu2) festgehalten. Auch eine Laborprobe aus dem Bereich zwischen 70 und 90 cm weist eindeutig dominierende Tongehalte (60 %) aus. Schluff (35 %) tritt deutlich zurück, Sand (5 %) ist nur in Spuren vorhanden. Die Bezeichnung des Horizonts als Tu2 bzw. stark schluffigem, schwach sandigem Ton (nach EN ISO 14688) wurde folglich bestätigt.



	Bodenart (Fingerprobe)	Bindigkeit/ Formbarkeit	Gefüge	Verfestigung	Lagerungsdichte	Trockenrohdichte	Grobboden	Bodenart (EN ISO 14688)
	Ut 3	2/2	sub	Vf 2	Ld 2	pt 2	f,m Gr(2)	U,t,s,g'
	Tu 4	4/4	sub (koh)	Vf 3	Ld 3	pt 3	f,m Gr(2)	U,t*,s',g'
	Tu 3	5/5	koh (sub)	Vf 3	Ld 3	pt 2	-	U,t*,s'
	Tu 2	5/5	koh (sub)	Vf 4	Ld 4	pt 3	-	T,u*,s'

Abb. 47: Profil HL V im Hangbereich unterhalb der Rutschmasse (Klassifikationen nach AD-HOC AG BODEN, 2005)

Die prinzipiell recht ähnliche Verteilung der Korngrößen in den einzelnen Profilen spiegelt sich auch in der Verteilungskurve der Sieb- und Schlämmanalysen wider (Abb. 48). Deutlich überwiegen tonige und schluffige Bestandteile vor der Feinsandfraktion. Die Anteile der gröberen Fragmente beschränken sich summiert auf jeweils unter 15%.

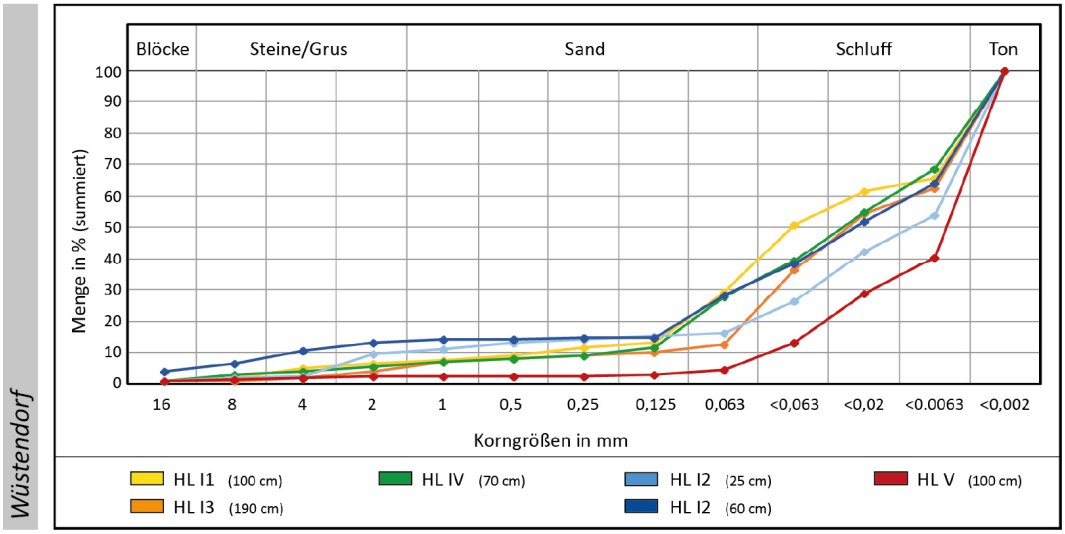


Abb. 48: Summenkurve der Korngrößenverteilung am Standort Wüstendorf

8.1.2.2 Auswertung der Daten

Auf Basis der Angaben aus der Geologischen Karte (MEYER et al. 1972) war im Abrissbereich der Übergang der hangenden Aalenium-Sandsteinschichten zu den liegenden Tonen des unteren Aaleniums („Opalinuston") vermutet worden. Der Schichtverlauf in Profil HL I-1, mit tonig-schluffigem Feinmaterial in den oberen Horizonten und darunter anstehenden, verwitterten Mergelgesteinen, stimmt mit der Vorstellung des Schichtenübergangs in diesen Lagen überein (vgl. MEYER et al. 1972). Die tonigen Mergel sind primär oberflächlich verwittert, so dass noch Kluftkörper bestehen und die Schichtung erkennbar bleibt (W2 – W 3 nach EINSELE 1983). Ihre blaugraue Färbung entspricht den Beschreibungen für mäßig verwitterten Opalinuston (vgl. MEYER et al. 1972, HAMMER 1985). An der Obergrenze der sehr dichten und kompakten Schicht war eigentlich eine erhöhte Durchfeuchtung vermutet worden. Die Annahme bestätigte sich im Verlauf der Bodenfeuchtemessungen jedoch nur bedingt (siehe Kapitel 6.2.1). Eine deutlich stärkere Durchfeuchtung trat stattdessen an der gegenüberliegenden Seite des Abrisses auf.
Im dort nachträglich angelegten Profil I-3 offenbarten sich allerdings schluffige Tone, bzw. tonige Schluffe als wasserstauend. Die beschriebenen Mergelgesteine fehlten dagegen völlig. Einzige Steinvorkommen im Profil waren einige eingeregelte Sandsteine, die wahrscheinlich periglazialen Ursprungs sind (vgl. BIBUS 1986, TERHORST 1997). MEYER et al. (1972) beschreiben entsprechende, gelbe und weißgraue Sandsteinbänke in Kombination mit tonigen Schichten als typisch für den Übergang zum Aalenium-Sandstein. Die Feinmaterialien in den durchfeuchteten Horizonten (ca. zw. 60 und 130 cm) zeigen zwar eine gewisse Verdichtung, dennoch lässt sich das dort fast dauerhaft austretende Wasser allein dadurch kaum erklären. Die Lage des untersuchten Abrisses am Gesamthang lässt die Vermutung zu, dass eine lokale Wasserleitbahn viel Feuchtigkeit in diesen Bereich zuführt und auf diese Art und Weise die starke Durchnässung der Schichten bedingt. Konvergierende Wasserleitbahnen finden sich häufig in randlichen Positionen großer Rutschhänge, was auch auf das Untersuchungsgebiet zutrifft (siehe Kapitel 5.2; vgl. VARNES 1978, DIKAU et al. 1996a, TERHORST 1997). Der Sandanteil im Material erhöht dabei die hydraulische Leitfähigkeit des sonst dichten Materials und fördert so gewissermaßen dessen Durchfeuchtung. Durch die heute noch zu beobachtende Situation fällt die Vorstellung einer starken Durchfeuchtung des dort ehemals vorhandenen tonig-schluffigen Lockermaterials leicht, welches infolge des hohen Wassergehaltes in Bewegung geriet.
Der hohe Grad an Durchfeuchtung setzt sich auch an der Sohle des Rutschhanges sowie in den Rutschmassenablagerungen fort. Vor allem das Profil HAL I-2 zeigt durchgängig hohe Wassergehalte (siehe Kapitel 6.2.1). Dem von dort beschriebenen, sehr tonigen Material

können nicht zuletzt aufgrund seiner hohen Dichte, v.a. der Lagen unterhalb 50 cm, gute wasserstauende Wirkungen zugeschrieben werden. Es liegt daher nahe, dass diese vollständig plastifizierten Tone (W 5 nach EINSELE 1983) der Massenbewegung von 2009 als Gleitschicht dienten.

Die Rutschmasse unterscheidet sich in diesem Gebiet aufgrund der (geringen) Anteile an Grobschuttmassen von den liegenden Schichten. Im Profil HL I-2 zeigt sich die Ablagerung als primär sehr tonig und schluffig. Die Beimischungen von Mergelscherben, wahrscheinlich aus den im Profil HL I-1 erläuterten Schichten, unterstreichen dennoch die Deutung als Rutschmasse. Daneben unterscheidet sie eine merklich geringere Verfestigung des abgelagerten Materials von den darunter anstehenden Tonlagen.

Im wenige Meter tiefer liegenden Profil HL IV wurde tonig-lehmiges Material in den oberflächennahen Schichten beschrieben, während darunter kompaktere und mergelreichere Tonlagen vorkommen. Die Schichten unterhalb einer Tiefe von 40 cm gleichen dabei den zuvor aus Profil HL I-2 beschriebenen oberflächennahen Lagen. In Kombination mit den Beimischungen von Mergeln können beide Horizonte als Rutschmasse identifiziert werden. Hier wurde die Rutschmasse allerdings von einem weiteren Feinmaterialhorizont bedeckt, der möglicherweise Hinweis auf eine anschließende Bewegung gibt. Gleichzeitig erklärt sich hierdurch auch der höhere Verfestigungsgrad und die dichtere Lage der Rutschmasse im Vergleich zu den randlichen Ablagerungen bei HL I-2.

Weiter hangabwärts zeigt Profil HAL V die ungestörten Bodenverhältnisse am Hang außerhalb der Rutschmassenablagerung (siehe Kapitel 5.2). Demnach werden oberflächennahe tonige Schluffe stellenweise erneut von einigen Sandsteinen durchzogen, welche abermals eine periglaziale Lage andeuten (vgl. TERHORST 1997). In den unteren Horizonten führte eine starke Verwitterung der anstehenden Tone zu einer insgesamt sehr dichten Lagerung. Daraus resultiert erneut eine wasserstauende Wirkung. Durch überlagernde Tonschichten ist der Grad der Durchfeuchtung hier allerdings weniger intensiv als in den Schichten des Abrissbereichs. Dennoch genügt die vorhandene Feuchtigkeit um eine fleckenhaft auftretende Bleichung der Horizonte zu verursachen.

Insgesamt dokumentieren die ananlysierten Rutschungssedimente an der Halleite einen nachhaltigen Einfluss beträchtlicher Mengen Wasser in einem Milieu vorwiegend bindiger Schichten. Wahrscheinlich durch Zufluss aus hangenden Lagen wird der Untersuchungsbereich sehr stark durchfeuchtet. Besonders die sandigen Beimischungen aus dem hangenden Aalenium-Sandstein erhöhen dabei das Porenvolumen und ermöglichen eine weitere Infiltration; stellenweise womöglich bis auf die liegenden unteren

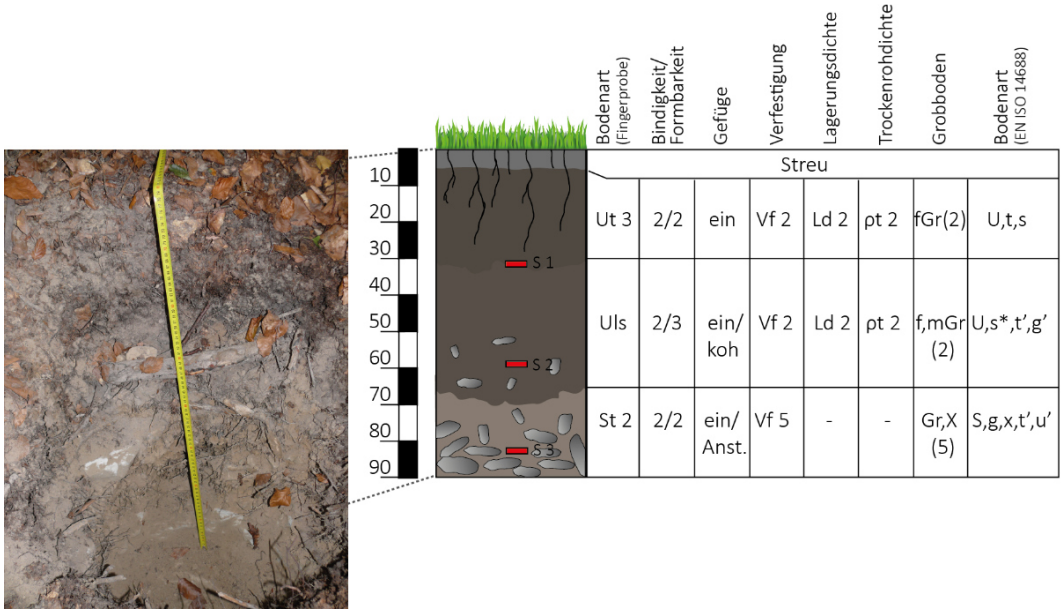
Aalenium-Tonschichten. Gleichzeitig reduziert der Sand die Scherfestigkeit des Materials. Vor allem Aufgrund geringerer Kohäsion verlieren die Sedimente im Falle einer starken Durchfeuchtung ihre Stabilität.

Im Liegenden dominieren plastische Tone, die bei entsprechender Feuchtigkeitszufuhr leicht zu einer Gleitschicht werden, bzw. in einer Fließung mittransportiert werden. Besonders der geringe Anteil an Grobschutt unterscheidet die Rutschmasse an der Halleite sedimentologisch deutlich von den zuvor beschriebenen Ablagerungen aus Ebermannstadt. Auch deutet sich hieraus ein anderer Bewegungsprozess an, der eher einer Fließung denn einer klassischen Rutschung (vgl. CRUDEN & VARNES 1996, DIKAU et al. 1996a) entspricht.

8.1.3 Gailnau

8.1.3.1 Ergebnisse der Geländeaufnahmen und Laboranalysen

Unmittelbar oberhalb der Abrisskante (siehe Abb. 20) gelegen, zeigt das Sedimentmaterial von Interface 1 (Abb. 49) eine eindeutige Dominanz von schluffigen Gemengeteilen (ca. 60 – 75 %) bis in eine Tiefe von ca. 70 cm. Bei der Fingerprobe wird ein trockener, mehliger Charakter des Materials deutlich. Ton ist im oberen Horizont nur in geringer Menge (ca. < 15 %) vorhanden, nach unten nehmen die Anteile weiter ab. Gegenteilig verhält sich der Sandgehalt, welcher zunächst nur untergeordnet auftritt (ca. 10-20 %), nach unten hin aber sicht- und fühlbar zunimmt. Ab rund 50 cm liegen erste Sandsteinfragmente des unterlagernden Schilfsandsteins vor. Die Horizonte bis 70 cm wurden dennoch als mittel toniger Schluff (Ut3) und sandig-lehmiger Schluff (Uls) bezeichnet, da die Feinmaterialkomponenten hier noch fühlbar überwiegen. In den tieferen Lagen dominiert dann eindeutig der Einfluss des Sandsteins, was durch die Sandkornfraktion sowie die nunmehr häufig vorgefundenen Sandsteine verdeutlicht wird. Ab etwa 90 cm Tiefe war der Sandstein anstehend. Ton und Schluff waren entsprechend nur noch stark untergeordnet in den Fugen- und Zwischenbereichen der einzelnen Steine vorzufinden.



	Bodenart (Fingerprobe)	Bindigkeit/ Formbarkeit	Gefüge	Verfestigung	Lagerungsdichte	Trockenrohdichte	Grobboden	Bodenart (EN ISO 14688)
	Streu							
S 1	Ut 3	2/2	ein	Vf 2	Ld 2	ρt 2	fGr(2)	U,t,s
S 2	Uls	2/3	ein/ koh	Vf 2	Ld 2	ρt 2	f,mGr (2)	U,s*,t',g'
S 3	St 2	2/2	ein/ Anst.	Vf 5	-	-	Gr,X (5)	S,g,x,t',u'

Abb. 49: Profil GN I-1, gelegen unmittelbar oberhalb des Abrisses (Klassifikationen nach AD-HOC AG BODEN, 2005)

Auch die Laboranalysen von Material aus einer Tiefe von ca. 60 bis 75 cm verdeutlichen diesen Übergang. Ton ist hier nur noch mit rund 10 % vertreten, Schluff gar nur mit 5 %. Die deutlich höchsten Anteile (44 %) sind dem Feinsand mit Korngrößen < 0,25 – 0,063 mm zuzurechnen. Auch Steine > 8 mm sind mit über 25 % vorhanden. Daraus folgend wird der Horizont unterhalb als schwach toniger Sand (St2) bzw. als grusiger und steiniger Sand, mit schwach tonigen und schwach schluffigen Anteilen (nach EN ISO 14688) bezeichnet.

An Interface 2 war im Gelände eine Untersuchung des Sediments anhand der Fingerprobe nicht möglich, da es sich bei entsprechendem Material ausschließlich um die hier anstehenden Tonmergel handelt (siehe Abb. 50). An der Oberfläche waren die Mergel noch mit der Hand aus dem Verbund herauszulösen und in scharfkantige Bruchstücke zu zerbrechen, in tieferen Schichten allerdings konnte dies nur noch unter Zuhilfenahme von Spaten und Hammer erfolgen.
Durch Dispergieren und Mörsern konnte das Material im Labor zur Analyse vorbereitet und als mittel schluffiger Ton (Tu3) bestimmt werden. Vorherrschende Korngrößenfraktionen waren Schluff (53 %) und Ton (35 %). Sand (12 %) trat nur bis Korngrößen < 1 mm auf. Geotechnisch lässt sich das Material am ehesten als anstehende Steine bzw. Grus aus Schluff mit starken Ton- und schwachen Mittel- und Feinsandgehalten einordnen.

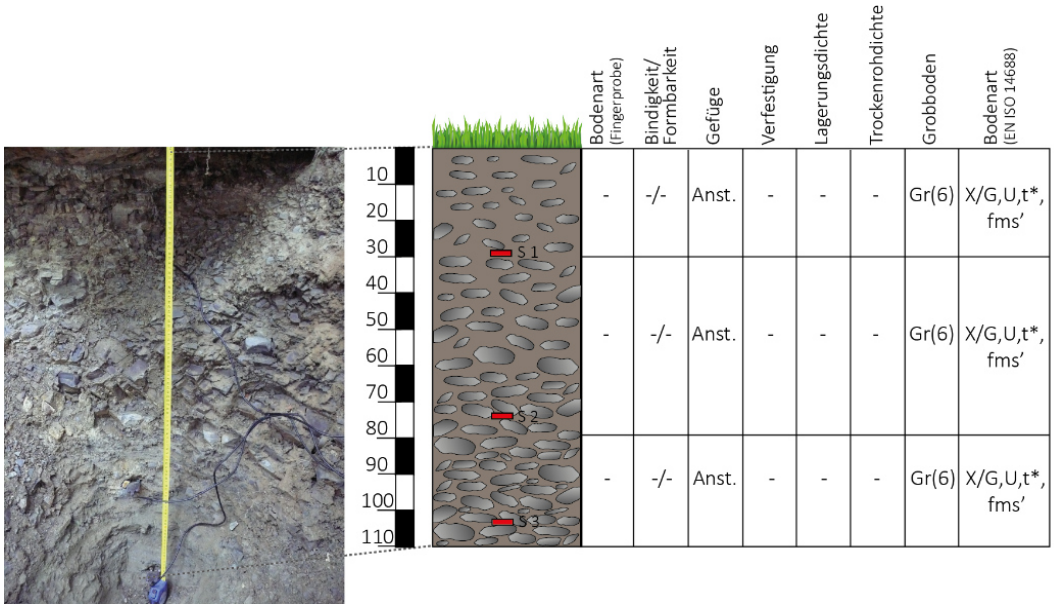


Abb. 50: Profil GN I-2 in den Tonmergeln der anstehenden Estherienschichten (Klassifikationen nach AD-HOC AG BODEN, 2005)

Profil GN II, nur wenige Meter unterhalb des Abrisses im westlichen Teil gelegen (siehe Abb. 20), zeigt hinsichtlich der Materialzusammensetzung Ähnlichkeiten zum Standort GN I-1 (siehe Abb. 51). So finden sich in den oberflächennahen Horizonten erneut hauptsächlich schluffige Korngrößen (ca. 65-75 %) mit sandigen (ca. 15-25 %) und tonigen (ca. 10-15 %) Beimischungen. Neben einer schlechten Formbarkeit und stets sichtbarem Sand war besonders der erneut mehlige Charakter des als schwach toniger Schluff (Ut2) und sandig lehmiger Schluff (Uls) klassifizierten Materials auffällig.

Mit der Tiefe nimmt der Schluffgehalt ab, die Anteile der Ton- und Sandfraktion steigen hingegen an. Die Labordaten ergaben für diesen Bereich (zw. 60 und 80 cm) gleiche Anteile für Ton (27 %) und Schluff (26 %). Sand ist hingegen vergleichsweise unterrepräsentiert (13 %), was in den sehr hohen Gehalten von Grus (34 %) begründet liegt (nach EN ISO 14688: Gemisch aus Grus, Ton, Schluff, schwach sandig).

Im untersten Horizont finden sich, wie schon oberhalb des Abrisses, beträchtliche Mengen an Sandsteinen (Kantenlängen häufig > 15 cm). Die Vorkommen von Feinmaterial beschränken sich dementsprechend auf die Zwischenbereiche der einzelnen Steine. Hinsichtlich der Feinmaterialzusammensetzung dominiert in diesen Lagen Schluff (rund 30 %) vor Ton (nur ca. 10 %). Beide stehen aber deutlich hinter der sandigen Fraktion (um 60 %) zurück. Gemäß der EN ISO 14688 liegt dementsprechend ein Grus mit steinigen Anteilen, aber nur geringen Beimischungen aus Schluff, Ton und Sand vor.

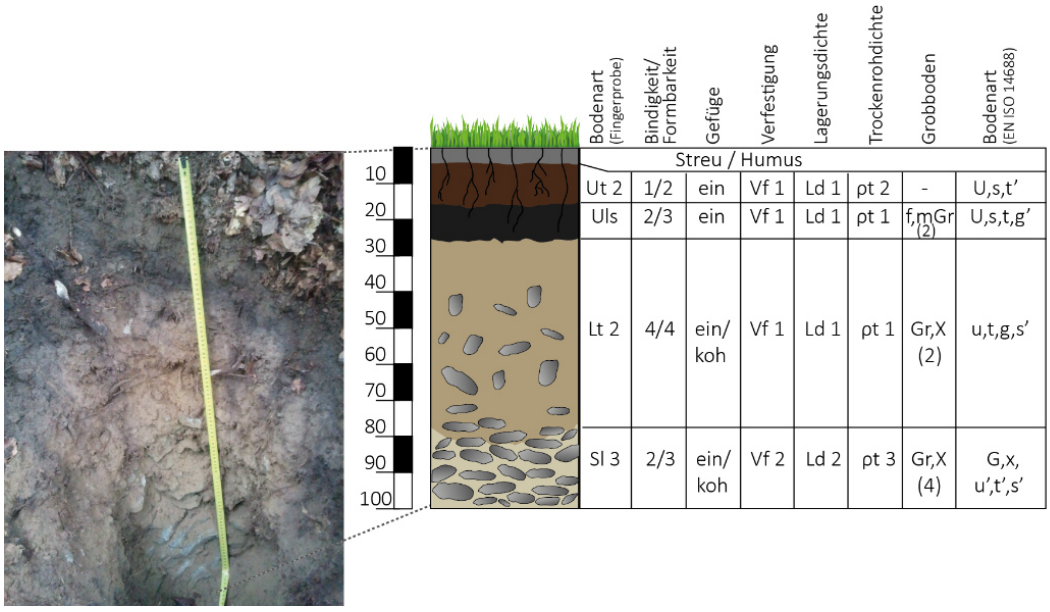


Abb. 51: Profil GN II aus einem abgerutschten Bereich unmittelbar unterhalb der obersten Abrisskante (Klassifikationen nach AD-HOC AG BODEN, 2005)

Das Profil GN III (Abb. 52) repräsentiert die Hauptrutschmasse des zentralen und unteren Hangbereichs (siehe Abb. 20). Nach Bestimmungen der Fingerprobe herrschen in den Horizonten bis 40 cm Tiefe erneut primär schluffige Bestandteile (ca. 50 %) vor. Hinzu kommen nur geringfügig voneinander abweichende Gehalte von Sand und Ton (ca. 20 – 30 %), wobei die gröbere Fraktion leicht überwiegt.

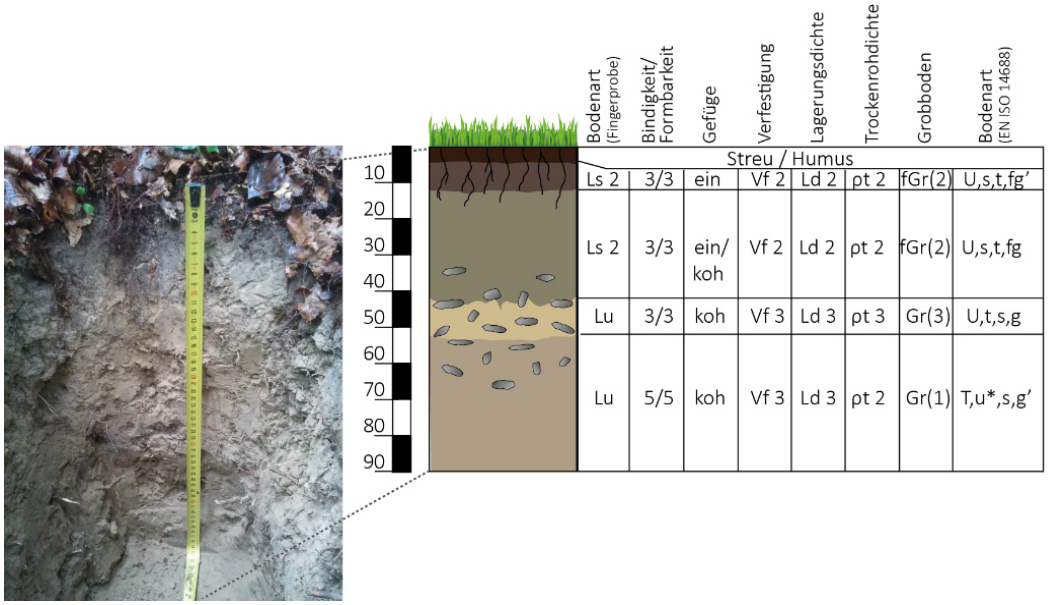
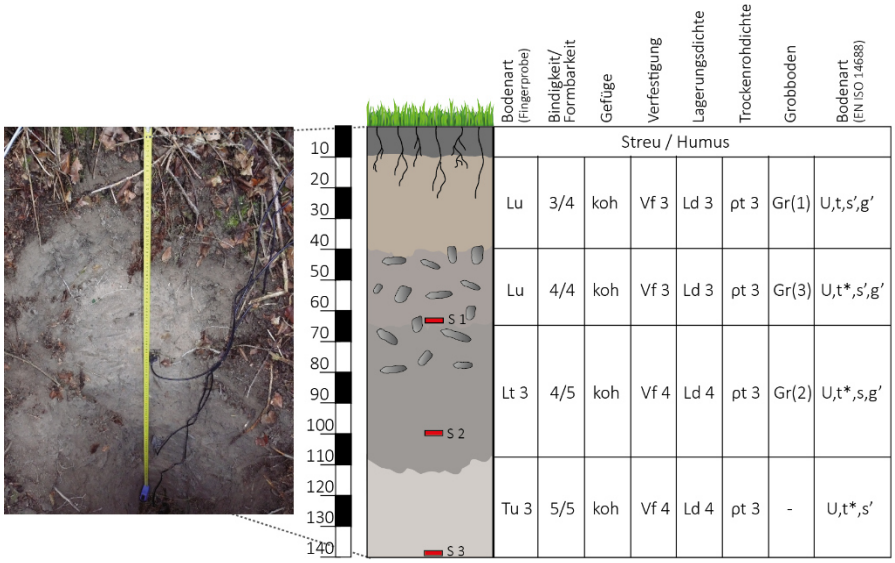


Abb. 52: Profil GN III im zentralen Teil der Hauptrutschmasse (Klassifikationen nach AD-HOC AG BODEN, 2005)

Das Sedimentmaterial des schwach sandigen Lehms (Ls2) war nach wie vor leicht mehlig, wenn auch merklich besser formbar als in den oberen Horizonten von GN II. Im schmalen, von einigen Sandsteinen durchsetzten Horizont zwischen 40 und 55 cm verschieben sich die spezifischen Anteile der Feinkornfraktionen nur geringfügig. Insgesamt erweckte die Fingerprobe den Eindruck eines etwas feinkörnigeren (toniger/schluffigeren) Materials. Nach EN ISO 14688 können alle Horizonte oberhalb 65 cm als sandig und toniger Schluff mit teilweise geringen Anteilen an (Fein)Grus beschrieben werden.
Unterhalb dieser Lage wurde im Gelände ein feineres, bindigeres und insgesamt besser formbares Material beschrieben. Sandkörner traten bei der Fingerprobe in den Hintergrund, auch grobe Steine waren diffuser verbreitet. Generell sind aus der Fingerprobe somit eine nach unten leicht abnehmbare Tendenz von Sand sowie eine Zunahme des Tongehalts bei in etwa gleichbleibenden Anteilen des Schluffs, abzuleiten. Die hier vorgefundene Bodenart ist als stark schluffiger Ton, mit Sand und geringen Grusanteilen (nach EN ISO 14688) anzusprechen.
Im Rahmen der Labormessungen von Probenmaterial aus 60 bis 75 cm Tiefe ergaben sich abweichende Werte, die Ton- und Schluffgehalte von jeweils lediglich nur rund 20 % beschrieben. Wie bereits bei anderen Messungen beschrieben, zeigte stattdessen auch hier die Feinsandfraktion (< 0,25 – 0,063 mm) deutlich erhöhte Werte (59 %). Eine dazu gehörige Bodenart, z.B. ein stark sandiger Lehm (Ls4), spiegelt allerdings nicht die in der Fingerprobe festgestellten Eigenschaften des Sediments wider.
Rund 15 m weiter hangabwärts konnte in Profil GN IV eine nahezu identische Schichtfolge zum dargestellten Profil GN III ermittelt werden (zur Lage siehe Abb. 20). Aufgrund der Ähnlichkeiten wurde auf eine weitere Darstellung verzichtet. Gleichzeitig unterstreichen die gleichbleibenden Schichten eine gewisse Homogenität im Aufbau der zentralen Rutschmasse im beschriebenen Bereich.

Die Geländeuntersuchungen an der Front der Rutschung (siehe Abb. 20) ermittelten anhand von Profil GN I-3 (Abb. 53) in erster Linie sehr hohe Gehalte an Ton und Schluff (ca. 80 – 90 %). Sand war im Gegensatz dazu nur sehr stark untergeordnet, nicht sichtbar und nur schwach fühlbar (ca. 5 – 15%).



	Bodenart (Fingerprobe)	Bindigkeit/ Formbarkeit	Gefüge	Verfestigung	Lagerungsdichte	Trockenrohdichte	Grobboden	Bodenart (EN ISO 14688)
	Streu / Humus							
	Lu	3/4	koh	Vf 3	Ld 3	ρt 3	Gr(1)	U,t,s',g'
	Lu	4/4	koh	Vf 3	Ld 3	ρt 3	Gr(3)	U,t*,s',g'
	Lt 3	4/5	koh	Vf 4	Ld 4	ρt 3	Gr(2)	U,t*,s,g'
	Tu 3	5/5	koh	Vf 4	Ld 4	ρt 3	-	U,t*,s'

Abb. 53: Profil GN I-3 am Fuß der Rutschmasse (Klassifikationen nach AD-HOC AG BODEN, 2005)

Tendenziell ließ sich bereits mit der Fingerprobe ein nach unten zunehmender Ton- und Schluffgehalt feststellen, bei gleichzeitig leicht rückläufigen Anteilen an Sand. Oberhalb 60 cm wurden beide Horizonte als schluffige Lehme (Lu) benannt, denen stellenweise einzelne Steine beigemischt sind. Der Bodenfeuchtesensor 1 liegt dabei direkt am Übergang zum darunterliegenden Horizont, der vor allem aufgrund der im Labor festgestellten Werte an Sand (rund 16 %) als mittel toniger Lehm (Lt3) bzw. als Ton, stark schluffig, schwach sandig und grusig (nach EN ISO 14688), benannt wurde.
In den Lagen unterhalb 100/110cm liegt praktisch nur noch Feinmaterial vor. Hohe Feuchtigkeiten und gute Formbarkeit belegen hohe Anteile an Schluff und Ton. Beides konnte durch die Siebung und Pipettierung bestätigt werden (Ton 35 %, Schluff 55 %). Übereinstimmend liegt daher ein mittel schluffiger Ton (Tu3) vor, welcher auch als stark toniger Schluff, mit schwach sandigen Anteilen (nach EN ISO 14688) anzusprechen ist.

Die beschriebenen Verteilungen der Korngrößen zeigen, wie schon am Hasenberg in Ebermannstadt, insgesamt deutliche Unterschiede zwischen den einzelnen Profilen (siehe Abb. 54). Auffällig ist dabei v.a. die abweichende Zusammensetzung der Rutschmasse, wie die Proben GN II und GN III verdeutlichen. In den tonig-mergeligen Schichten dominierten die bindigen Bestandteile, wohingegen Sand und Grobfragmente lediglich zu sehr gerigen Anteilen verzeichnet wurden.

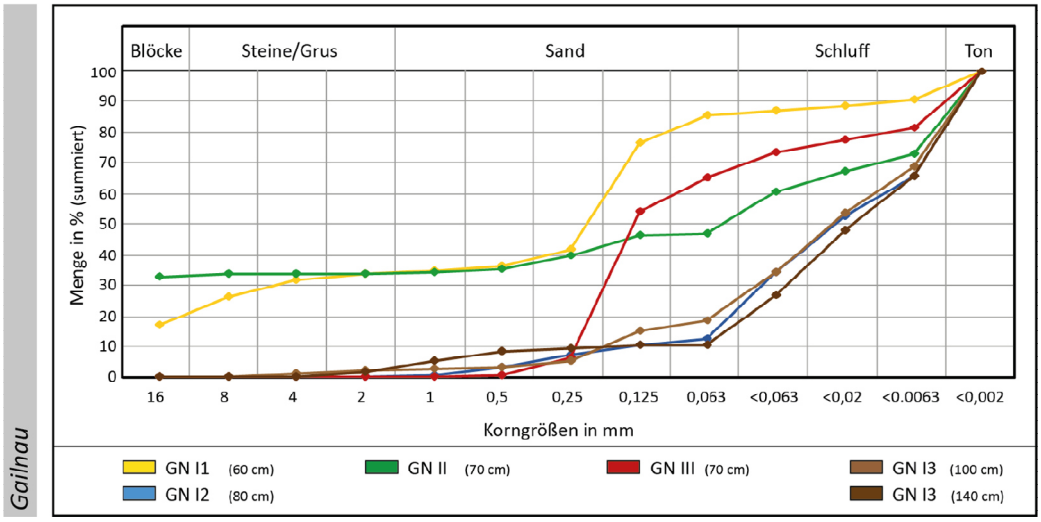


Abb. 54: Summenkurve der Korngrößenverteilung am Standort Gailnau

8.1.3.2 Auswertung der Daten

Am Gailnauer Berg war in den oberflächennahen Schichten des Profils GN I-1 vorwiegend schluffiges Sedimentmaterial mit tonigen und sandigen Beimischungen beschrieben worden. Mit zunehmender Tiefe erhöhte sich der Anteil an Sandsteinen, welche bei rund 90 cm in verwittertem und gelockertem Zustand anstehend waren. Weitere Bohrungen im Umfeld zeigen, dass diese Schichtenfolge die Verhältnisse weiter Teile der flachen Bereiche oberhalb der Kante zum Sandstein des Karniums (Schilfsandstein) charakterisiert. Mit zunehmender Entfernung zur Kante steigt die Mächtigkeit der überlagernden Lockermaterialschicht (vgl. auch HAUNSCHILD 1966), an deren Basis stets der Einfluss des Sandsteins erkennbar wird. In den Abschnitten nahe der Steilkante ist der Übergang zu den liegenden Schilfsandsteinen unmittelbar aufgeschlossen. Das Feinmaterial ist durch seine sandig-schluffige Textur als Verwitterungsprodukt der Sandsteine identifizierbar. Aufgrund des hohen Sandgehalts lassen sich bereits im Gelände die schwach ausgeprägten plastischen Eigenschaften des Feinmaterials und eine hohe hydraulische Leitfähigkeit erahnen. Unter trockenen Verhältnissen besteht in Kombination mit den eingelagerten Sandsteinfragmenten eine bröselige Masse.

Identisches Material mit ähnlichen Horizontabfolgen findet sich auch an mehreren Stellen unterhalb der Abrisswand, besonders im westlichen Teil der Rutschung. Wie in Kapitel 5.3 beschrieben, ist in diesem Bereich weniger eine Steilwand ausgebildet als vielmehr ein Abriss mit vorgelagerten Schollen. Kleine Aufschlüsse an den Schollen eröffneten ähnliche Profilabfolgen wie bei GN II beschrieben (siehe Abb. 51). Auch hier waren Lagen

schluffigen Feinmaterials zu erkennen, die dem überdeckenden Sedimentmaterial der Flächen oberhalb des Abrisses beinahe gleichen. Nach unten nimmt der Gehalt an Sandsteinen ebenfalls zu, in Tiefen ab rund 100 cm dominieren parallel eingelagerte Sandsteinfragmente. Aufgrund dieser auffälligen Ähnlichkeiten an mehreren Schollen zwischen Abriss und Weg ist davon auszugehen, dass diese Ablagerungen im Verbund verlagert wurden. Trotz einer nur mäßigen Stabilität der oberflächennahen Schichten wurden diese bei der Bewegung scheinbar nur wenig deformiert. Dies lässt zum einen auf eine recht konstante, wenig turbulente Bewegung (in diesem Bereich) schließen. Andererseits impliziert dies eine ausgeprägte Vertikalkomponente in der Bewegung, aufgrund derer die Schollen quasi hangabwärts „sackten" und so ihre grundsätzliche Lagerung beibehielten.

Als Gleitschicht benannten GLASER & SPONHOLZ (1993) ebenso wie HAUNSCHILD (1966) die im zentralen Bereich sichtbar anstehenden, blaugrauen Mergel der sog. Estherienschichten. Profil GN I-2 gibt einen näheren Aufschluss über deren Ausprägung. In Bezug auf Körnung und Bodenart wurden im gesamten Profil keine auffälligen Veränderungen ausgemacht – stets handelt es sich um schluffig/tonige Mergel (vgl. auch HAUNSCHILD 1966). Geringe Beimischungen von Feinsand sind auf die hangenden Schilfsandsteinschichten zurückzuführen. Auffällig war allerdings eine mit der Tiefe ansteigende Verfestigung, wahrscheinlich als Resultat unterschiedlicher Verwitterungsgrade. In den oberflächennahen Schichten konnte das bereits deutlich verwitterte und von einer Vielzahl an Klüften durchzogene Gestein leicht mit der Hand aus dem Verbund gelöst werden (Verwitterungsstufe W 3 nach EINSELE 1983). In den Lagen darunter wurde eine zunehmend kompaktere und festere Lagerung deutlich, die als Verwitterungsstufen W 2 und ab ca. 90 cm als W 1 klassifiziert werden können (nach EINSELE et al. 1985). Die Anzahl, Größe und Ausprägung der Klüfte nahm mit der Tiefe ebenfalls ab. Durch das Kluftnetz kann Wasser mitsamt den mitgeführten Substanzen in das Gestein eindringen und chemische Veränderungen hervorrufen, die zu Oxidationsprozessen und Lösungsverwitterung führen. Hierbei werden die diagenetischen Verbindungen zwischen den Tonmineralen aufgebrochen und das Gestein gelockert (vgl. HAMMER 1985, EINSELE et al. 1985). Die starke Klüftung des Mergels macht das Gestein zudem für Bewegungen in vertikale und horizontale Richtung anfällig.

Einen Einblick in den oberflächennahen Aufbau der Hauptrutschmasse unterhalb des Weges (siehe Abb. 52) gibt Profil GN III. Neben dem erneut dominierenden, schluffig-sandigen Feinmaterial wurden in tieferen Lagen kleinere Fragmente von Schilfsandstein vorgefunden, wobei nicht zweifelsfrei geklärt werden kann, ob dieser im Rahmen der letzten Rutschung oder als ältere (möglicherweise periglaziale) Schuttdecke dorthin verlagert wurde. Anhand der Verhältnisse im Abrissbereich wären aus einer Rutschmasse eigentlich mehr

Sandsteinfragmente und höhere Anteile an Mergelscherben zu erwarten gewesen. Darüber hinaus konzentrierten sich v.a. die beschriebenen Sandsteinvorkommen vorzugsweise auf wenige Dezimeter im Profil. Vergleichsbohrungen in anderen Bereichen der Rutschmasse bestätigten diese Ergebnisse im Grundsatz. Nur teilweise war in tieferen Schichten (unterhalb 70 cm) kompaktes, sandig/schluffiges Material mit einem erhöhten Anteil an Grobmaterialfragmenten vorhanden. Diese unterschiedlichen Ausprägungen der Rutschmasse waren teilweise bereits bei GLASER & SPONHOLZ (1993) beschrieben worden, welche verlagerte Schollen und (flüssigere) Rutschmassen voneinander unterschieden.
Am Rutschungsfuß zeigt GN I-3 deutlich tonigere Materialien als die Aufschlüsse in den hangaufwärts gelegenen Bereichen. Die Zunahme des Tongehalts ist dabei nicht nur für die steigende Verfestigung des Materials verantwortlich, sondern lässt auch auf Einflüsse der in diesen Bereichen ausstreichenden Ladinium-Tonschichten („Myophorienschichten") schließen. Eine rund 15 m vor dem Profil angelegte Bohrung bestätigte diese These, indem sie vollständig plastifizierte Tone offenbarte. In der Bohrung waren auch keinerlei Grobfragmente mehr erkennbar, während diese in Profil GN I-3 in den oberflächennahen Horizonten durchaus noch beschrieben wurden. Sie stellen dabei die letzten Ausläufer der Rutschmasse dar, deren Front im Gelände recht gut gegen das ungestörte Vorfeld abgrenzbar ist (vgl. Kapitel 5.3).

In der Zusammenfassung kann anhand der beschriebenen Bodenverhältnisse und -materialien die Wirkung des Wassers im Untersuchungsgebiet gut nachvollzogen werden. Die wenig mächtige, vorwiegend schluffige Deckschicht ist wenig plastisch und leitet einen Großteil des eintreffenden Wassers in die tieferen Schichten ab. Durch den klüftigen sog. Schilfsandstein gelangt das Wasser ebenso leicht bis in die Mergelschichten des unteren Karniums, deren Verwitterung es fördert. Schwankungen des Wassergehalts sind dabei für die Zerstörung des Festgesteingefüges besonders zuträglich (vgl. MERKLEIN-LEMPP 1985).
Durch andauernde Destabilisierung wurde schließlich eine Bewegung generiert, deren Ablagerungen im oberen Teil eindeutig von den sandig-schluffigen Verhältnissen im Bereich der (heutigen) Abbruchkante geprägt sind. Die hier verzeichneten hohen Anteile an Sandsteinbruchstücken fehlen größtenteils im unteren Teil der Rutschmasse, was möglicherweise auf eine andere Art der Bewegung schließen lässt (vgl. hierzu Kap. 9.2.2).
Am Hangfuß streichen Tone aus, deren Vorkommen in verschiedenen Horizonten bereits die Mittelhanglagen prägen. Sie wirken dabei in typischer Weise wasserstauend und kommen so als mögliche Gleitschicht in Frage.

8.2 Ermittlung der Boden- und Sedimentkonsistenz

Im voranstehenden Kapitel wurden, trotz der allgemeinen Heterogenität im Aufbau der Sedimente, der hohe Anteil des feinkörnigen Materials innerhalb der analysierten Böden und Rutschmassen ersichtlich.
Das Verhalten der vorgefundenen Sedimentmassen wird dabei in erster Linie von den plastischen Eigenschaften des feinkörnigen Anteils geprägt. Zwar unterscheiden sich die hier untersuchten Rutschungssedimente durch die Beimischungen deutlich größerer Fragmente von einem „klassischen" Bodenmaterial, welches i.d.R. weniger grobe Skelettanteile aufweist (vgl. BLUME et al. 2010, SCHMIDT et al. 2014), dennoch bleiben die Eigenschaften des feinkörnigen Materials als Hauptbestandteil der Sedimentmasse von entscheidender Bedeutung. Nach PRINZ & STRAUß (2006) geben bereits Anteile von 5 bis 10 % an Schluff und Ton einem Boden bindige Eigenschaften (vgl. auch BIRZER 1952). Ab einem Gehalt von 15 bis 20 % ist von deutlich bindigem Verhalten auszugehen, da die Grobfraktion kein „Korn-auf-Korn-Stützgerüst" (PRINZ & STRAUß 2006, S. 13) mehr besitzt (vgl. auch BIRZER 1952, BOLEY 2012). Folglich ist davon auszugehen, dass auch in heterogenem Rutschmassen dem Feinmaterial eine hohe Bedeutung als (de)stabilisierendem Zement zukommt. Die auftretenden Überkornanteile können zudem direkt in die Berechnungen mit einfließen und so Berücksichtigung finden.
Entsprechend kann eine genauere Einstufung der Sedimente erst anhand der Ergebnisse aus den Konsistenzgrenzenanalysen formuliert werden, welche gleichzeitig Auskunft über die Stabilitätseigenschaften des Feinmaterials unter Einfluss von Wasser geben.

Das folgende Kapitel stellt die Ergebnisse der Laborversuche zur Konsistenzgrenzenanalyse sowie die daran anknüpfenden Werteberechnungen (Plastizitätszahl, Konsistenzzahl, Aktivitätszahl) zusammen. Wie in Kapitel 2.4.2 erläutert, werden Fließgrenze w_L und Plastizitätszahl I_P im sog. Plastizitätsdiagramm aufgetragen, anhand dessen sich Schluffe und Tone unterscheiden lassen.
Zur Beurteilung der Zustandsform eines Bodens wurden die ermittelten Konsistenzzahlen I_C auf einem Balken aufgetragen, welcher die unterschiedlichen Klassen der Zustandsformen unterscheidet (vgl. ebenfalls Kap. 2.4.2). Im Anschluss an die Ergebnisse steht eine gemeinsame Diskussion der Werte und ihrer Einflussfaktoren.
Die Berechnungen der Aktivitätszahl ermitteln Näherungswerte, anhand derer ein erster Eindruck über die Art der vorkommenden Tonminerale gewonnen werden kann. Sie dienen als Vorläufer für die Tonmineralanalysen in Kapitel 8.2.4 und werden daher nicht in allen Einzelheiten diskutiert.

8.2.1 Ebermannstadt: Ergebnisse der Laboranalysen

Alle Proben der Rutschung am Hasenberg sind aufgrund ihres bodenmechanischen Verhaltens eindeutig den Tonen zuzurechnen (siehe Abb. 55, oben). In nur zwei Fällen (EBS I1-S2; EBS I2-S2) ergaben sich im Plastizitätsdiagramm Werte nahe der A-Linie, welche Tone und Schluffe voneinander trennt.

Die niedrigsten Fließgrenzenwassergehalte liegen minimal unter 35 % (EBS V-2 und EBS II-2). Damit können beide Proben bereits zu den leicht plastischen Tonen gezählt werden (siehe Abb. 55). Sie sind damit die einzigen Materialen aus dem Untersuchungsgebiet, die in diese Kategorie fallen. Eine größere Differenz herrscht bei den jeweiligen Wassergehaltswerten der Ausrollgrenze (EBS II-2: 21,4 %; EBS V-2: 15,3 %), was in den unterschiedlichen Plastizitätszahlen zum Ausdruck kommt.

Die Mehrzahl der untersuchten Sedimente stellen mittelplastische Tone dar. Die Fließgrenzenwassergehalte zwischen 39,0 % (EBS I1-S2) und 48,5 % (EBS III-2) unterscheiden sich meist deutlich von den Werten der Ausrollgrenze (12,3 % bis 22,1 %), woraus Plastizitätszahlen zwischen 26,9 und 32,5 resultieren. Eine Ausnahme davon ist besagte Probe EBS I1-S2, bei der bereits eine geringfügig niedrigere Plastizitätszahl (ermittelter Wert: 16,9) zur Klassifikation als mittelplastischer Schluff geführt hätte.

Durch einen Wassergehalt von 50,2 % an der Fließgrenze liegt Probe EBS I3-S3 exakt an der Grenze zur Kategorie der ausgeprägt plastischen Tone. Dieser Kategorie werden außerdem alle Proben vom Standort EBS I2 zugeordnet, für die quasi übereinstimmende Fließgrenzen von 57,1 – 58,0 % ermittelt wurden. Größere Unterschiede ergaben die Werte der Ausrollgrenzen, die zwischen 22,4 % (EBS I2-S3) und 29,1 % (EBS I2-S2) schwankten. Die Proben aus den beiden oberen Horizonten liegen entsprechend näher an der A-Linie, als dies beim Material von EBS I2-S3 und EBS I3-S3 der Fall ist.

Eine ebenso breite Fächerung der Werte lässt sich auch bei den Berechnungen der Konsistenzzahlen I_C beobachten (siehe Abb. 55, unten). Die Böden decken diesbezüglich Zustände von sehr weich/weich (EBS I3-S1) bis hin zu fest (EBS I1-S2) ab. Die Einteilung folgt einem Verteilungsmuster, welches bereits aus dem Plastizitätsdiagramm hervorging. So liegen die ausgeprägt plastischen Tone der Standorte EBS I2 und EBS I3(-S3) jeweils im Bereich der weichen Zustandsform beisammen (komplettiert zusätzlich durch die Probe EBS I3-S1). Die mittel plastischen Tone konzentrieren sich gleichfalls im Übergangsbereich von steif zu halbfest. Als „Ausreißer" sind lediglich die als fest klassifizierte Probe EBS I1-S2 und das eindeutig als halbfest angesprochene Material von EBS II-2 zu nennen. Alle übrigen Proben sind der plastischen Konsistenz zuzurechnen (Probe EBS III wird ebenfalls mit einbezogen, auch wenn I_C mit 1,06 minimal über dem Schwellenwert liegt).

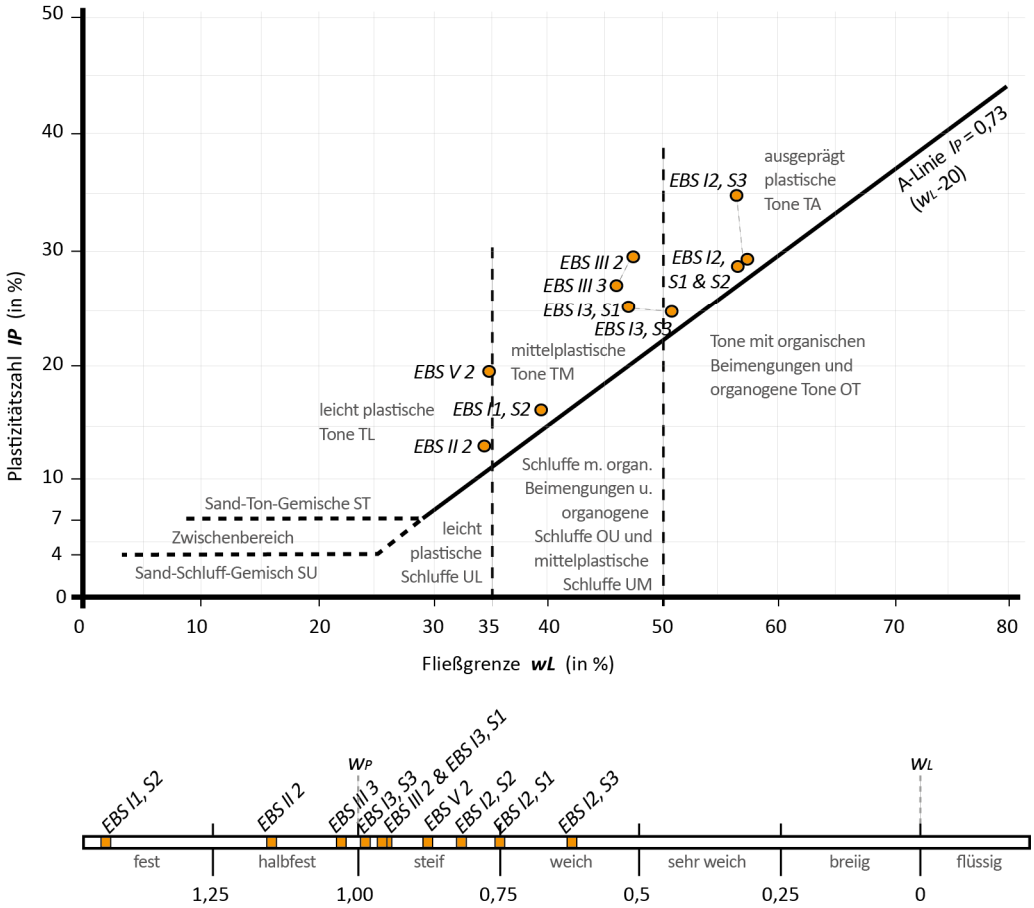


Abb. 55: Plastizitäts- und Konsistenzdiagramm analysierter Proben aus dem Arbeitsgebiet Hasenberg bei Ebermannstadt

Die Aktivitätszahlen der Proben bewegten sich zwischen 0,58 (EBS I2-S1) und 1,09 (EBS I3-S1). Bei insgesamt sechs Proben aus verschiedenen Profilen herrschen wenige aktive Tonminerale vor. Lediglich zwei Proben (EBS I2-S3 (0,73) und EBS III 2 (0,71)) liegen an der Grenze zwischen wenig und normal aktiv. Normal aktive Tonminerale (1,09) wurden einzig für Probe EBS I3-S1 berechnet.

8.2.2 Wüstendorf: Ergebnisse der Laboranalysen

Vom Rutschungsstandort Halleite wurden insgesamt vier Proben hinsichtlich ihrer Konsistenzgrenzen analysiert (Abb. 56, oben). Erneut sind alle Proben bodenmechanisch eindeutig den Tonen zuzurechnen. Dennoch sind einige Unterschiede bei den einzelnen Untersuchungen zu beobachten.

Obwohl aus demselben Profil HL I3 stammend, ergaben sich bei HL I3-S1 und HL I3-S3 abweichende Fließgrenzenwassergehalte von 35,0 % (S1) und 42,0 % (S3). Eine noch größere Differenz lag bei den Wassergehalten der jeweiligen Ausrollgrenzen vor, welche mit 10,6 % (HL I3-S1) und 20,2 % (HL I3-S3) bestimmt wurden. Auch das Material aus HL IV-2 liegt mit Wassergehalten von 39,0 % (Fließgrenze) und 18,0 % (Ausrollgrenze) in einem ähnlichen Wertebereich. Aufgrund entsprechender Fließgrenzen und Plastizitätszahlen sind alle drei Proben den mittelplastischen Tonen zuzuordnen.

Deutlich andere Werte zeigt HL V-2. Der Fließgrenzenwassergehalt von 61,5 % ist der höchste aller im Rahmen der Arbeiten gemessenen Werte. In Kombination mit einem Wassergehalt von 15,2 % an der Ausrollgrenze war gleichsam auch nirgends eine größere Plastizitätszahl kalkulierbar (I_P = 46,3 %). Entsprechend ist die Probe HL V-2 sehr eindeutig als ausgeprägt plastischer Ton klassifizierbar.

Hinsichtlich der Zustandsformen lag bei allen vier Materialien eine plastische Konsistenz vor. Im Detail unterscheiden sich die einzelnen Proben aber beträchtlich (siehe Abb. 56, unten). Durch eine ermittelte Konsistenzzahl von 0,75 ist HL I3-S3 direkt am Übergang der Klassen ‚weich' und ‚steif' einzuordnen. Dies bedeutet gleichzeitig den höchsten Wert für die Proben dieses Untersuchungsgebietes. Eindeutig als weich einzustufen ist das Material von HL V-2. Im Gegensatz dazu wurden für die beiden Bodenproben HL IV-2 und HL I3-S1 sehr geringe Konsistenzzahlen und folglich Zustandsformen im Bereich zwischen breiig und sehr weich ermittelt.

Die Beurteilung quellfähiger Bodenbestandteile ergab wenig aktive Tonminerale für die Proben HL IV 2 (0,66) und HL I3-S1 (0,71). Normal aktive Tonminerale konnten bei HL V-2 (0,77) und HL I2-S3 (0,97) kalkuliert werden.

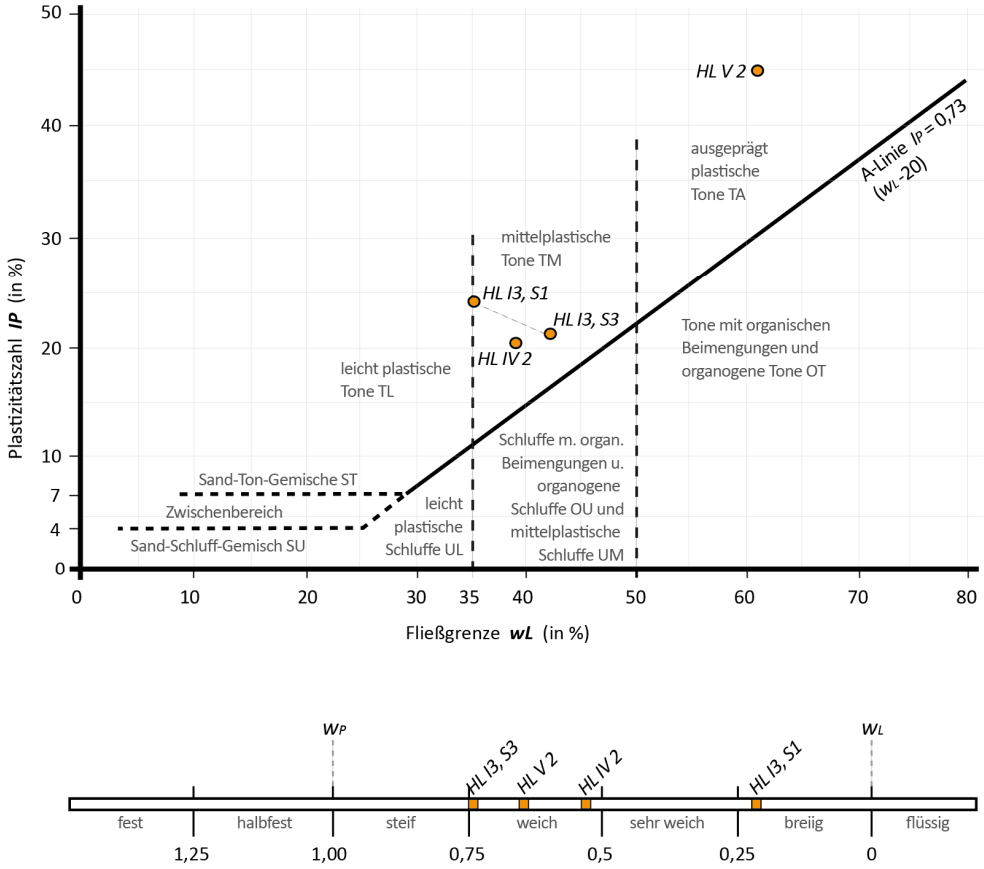


Abb. 56: Plastizitäts- und Konsistenzdiagramm analysierter Proben aus dem Arbeitsgebiet Halleite bei Wüstendorf

8.2.3 Gailnau: Ergebnisse der Laboranalysen

Bei der Konsistenzgrenzenanalyse einiger Proben vom Gailnauer Berg traten im Rahmen der Untersuchungen mehrere, mitunter nachhaltige Probleme auf. So scheiterte bereits bei der Probenvorbereitung eine Analyse der Tonmergel vom Standort GN I2, welche sich im Wasser nicht ausreichend auflösten, um als bindige Masse analysiert werden zu können. Im Falle von Profil GN I1 lag zwar ausreichend Untersuchungsmaterial vor, dieses riss aber im Fließgrenzenmessgerät bei (zu) geringen Wassergehalten extrem schnell auf und bewegte sich in einzelnen Segmenten anstatt als zähplastische Masse. Höhere Wassergehalte wiederum führen schnell zu einem fast geleeartigen Verhalten, woraus ebenfalls kein zufriedenstellendes Fließverhalten resultierte. Dieselbe Problematik wiederholte sich bei einem als Alternative angelegten Aufschluss (GN I) wenige Meter unterhalb der Abrisskante. Entsprechend konnten keine Konsistenzgrenzenanalysen von Material aus unmittelbar an den Abriss angrenzenden Bereichen vorgenommen werden. Zufriedenstellende Ergebnisse

erzielten die Untersuchungen von Proben aus dem Mittel- und Unterhang (siehe Abb. 57, oben).

Dabei zeigen die Sedimente aus der Rutschmasse (GN II und GN III) trotz deutlich voneinander entfernter Standorte und unterschiedlicher Bodenarten sehr ähnliche Fließgrenzenwassergehalte von 26,1 % (GN II-2) und 27,2 % (GN III-2). Die Ausrollgrenzen beider Proben unterscheiden sich nur geringfügig stärker voneinander (GN II-2: 19,1 %; GN III-2: 15,6 %).

GN III-2 ist aufgrund einer entsprechend hohen Plastizitätszahl (I_P = 11,6) noch eindeutig zu den leicht plastischen Tonen zu zählen. Im Gegensatz dazu liegt GN II-2 direkt an der Untergrenze der Plastizitätszahl (I_P = 7,0), welche das Material bodenmechanisch noch als Ton definiert. Somit liegt hier ein Sand-Ton-Gemisch vor (vgl. hierzu auch die Ergebnisse der Korngrößenanalyse, Kap. 8.1.3).

Die aus dem Fußbereich der Rutschmasse entnommene Probe von GN I3 (Tiefe ca. 130-140 cm) offenbart eine deutlich höhere Fließgrenze (42,7 %). Durch einen fast 30 % niedrigeren Wassergehalt an der Ausrollgrenze (14,8 %, I_P = 27,9) wird das feinmaterialreiche Sediment als mittelplastischer Ton klassifiziert.

Bei der Beurteilung der spezifischen Materialzustände werden abermals große Differenzen zwischen den einzelnen Proben deutlich (siehe Abb. 57, unten). Nur Probe GN I3-S3 ist demnach eindeutig der plastischen (sehr weichen) Zustandsform zuzurechnen. GN III-2 wird dagegen bereits im halbfesten Konsistenzbereich eingeordnet. Im Falle von GN II-2 wiederum belegt ein außergewöhnlich hoher Wert der Konsistenzzahl (I_C = 1,6) die Klassifizierung als fest.

Anhand der Berechnungen der Aktivitätszahlen zeigen sich starke Unterschiede. Am Oberhang sind GN II (0,40) keine aktiven Tonminerale vorhanden, auch bei GN III (0,64) liegt das Ergebnis noch im selben Wertebereich. Nur im Falle von GN I3-S3 (0,82) können normal aktive Tonminerale erwartet werden.

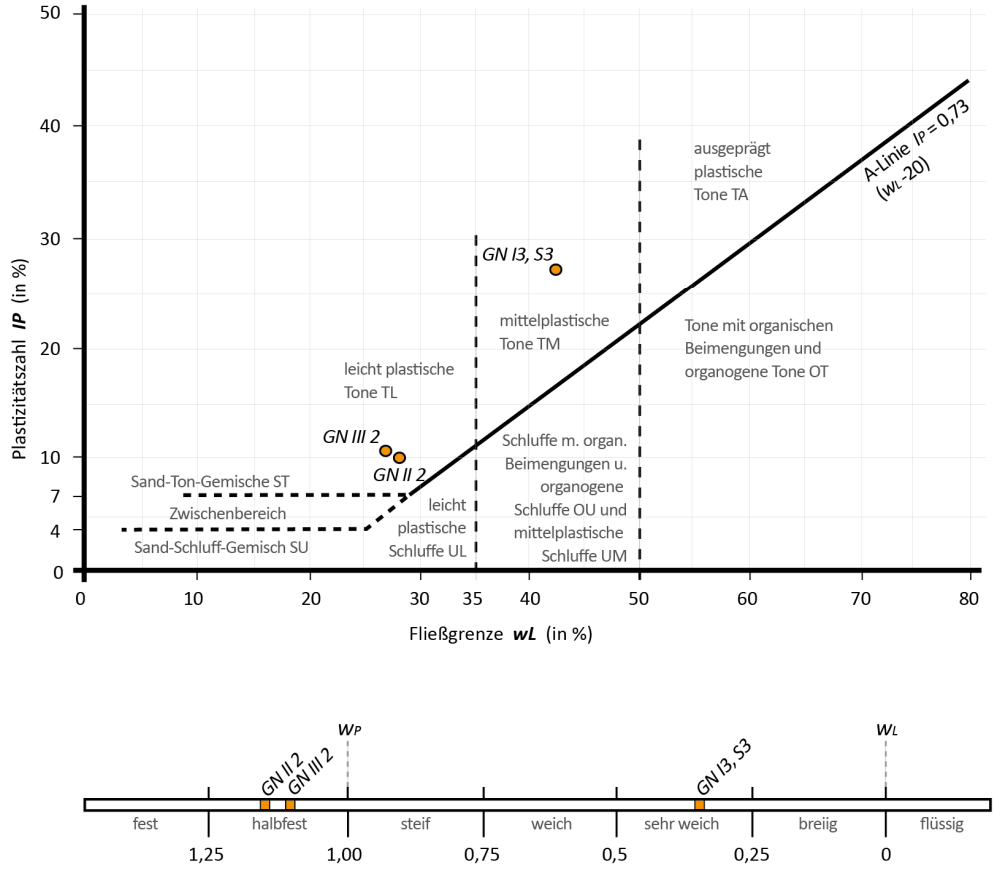


Abb. 57: Plastizitäts- und Konsistenzdiagramm analysierter Proben aus dem Arbeitsgebiet Gailnauer Berg bei Gailnau

8.2.4 Auswertung der Analysen zu Zustandsform und Konsistenzgrenzen

Im Rahmen der untersuchten Bodenproben konnten Wassergehalte an der Ausrollgrenze in Bereichen zwischen 10,6 und 29,1 % ermittelt werden. Im Falle der Fließgrenzen beliefen sich die Wassergehalte auf 26,1 – 61,5 %. Die korrespondierenden Berechnungen zur Plastizitätszahl ermittelten bis auf eine Ausnahme (GN II-2, Wert: 7) Werte über 10, häufig auch Werte über 20. Damit lagen die Ergebnisse nur in Einzelfällen (EBS I1-S2, EBS II, EBS I2-S1 & S2) nahe der A-Linie und damit am Übergang zu den Schluffklassen.

Folglich sind anhand der Konsistenzgrenzenanalysen alle untersuchten Bodenmaterialien im geotechnischen Sinne als Tone einzuordnen (vgl. hierzu auch PRINZ & STRAUß 2006, GENSKE 2006, LANG et al. 2011). Das tonige Verhalten ist dabei auch denjenigen Proben zuzusprechen, bei denen die Korngrößenanalyse höhere Schluff- als Tongehalte ergab (z.B. EBS III, GN III oder HL I3.

Bei den ermittelten Plastizitätgraden der Tone waren insbesondere ausgeprägt plastische und mittelplastische Tone vorherrschend. Nur wenige Proben wurden als leicht plastisch definiert. Diese gehen aufgrund ihres niedrigen Wasseraufnahmevermögens unter vergleichsweise geringem Wassereintrag von der festen über die plastische in die flüssige Zustandsform über. Nach DIN 18196 besitzen diese Tone eine mäßige Scherfestigkeit bei sehr geringer Wasserdurchlässigkeit. Sie zeigen eine große Witterungsanfälligkeit, was in besonderem Maße auf die Anfälligkeit gegenüber Frost zutrifft. Entsprechend müssen sie als insgesamt erosionssensitiv angesehen werden. Die mittelplastischen Tone zeigen sich trotz einer durchschnittlich geringeren Scherfestigkeit etwas weniger anfällig für Erosion. Dies liegt u.a. in ihrer Wasserundurchlässigkeit, der erhöhten Wasseraufnahmekapazität und der reduzierten Anfälligkeit für Frost und Witterungseinflüsse begründet. In verstärktem Maße ist das auch auf die ausgeprägt plastischen Tone übertragbar, die für Witterungseinflüsse nur gering empfindlich sind. Zu ihren Eigenschaften zählen ein hohes bis sehr hohes Wasseraufnahmevermögen, so dass sie praktisch als wasserundurchlässig einzustufen sind. Im Vergleich stellen sie die am wenigstens erosionsempfindlichen Tone dar (DIN 18196, SCHMIDT et al. 2014).

Bis auf wenige Ausnahmen (EBS I1-S2, EBS II-2, GN II-2, GN III-2) sind die Zustände aller analysierten Proben der plastischen Konsistenz zuzurechnen, wobei innerhalb dieses Konsistenzbereichs Materialien aller Unterklassen vertreten sind. So liegen aus Ebermannstadt vor allem Proben der steifen und weichen Konsistenz vor, während die Proben aus der Halleite und GN I3-S3 eher zur Kategorie weich bzw. sehr weich/breiig zählen.
Darüber hinaus besteht aber durch das Bodenfeuchtemonitoring sowie zahlreiche manuelle Messungen des Bodenwassergehaltes bei den Profilen eine etwas erweiterte Kenntnis zu den Schwankungsbereichen des Wassergehaltes, welcher mit den Konsistenzgrenzen und damit auch den Zustandsformen des Materials in Verbindung gebracht werden kann. Wie auch Abbildung 58 verdeutlicht, liegen die gemessenen Wassergehalte häufig im Bereich der plastischen Konsistenz. Lediglich bei geringen Wassergehalten wird die Ausrollgrenze unterschritten, so dass eine feste Zustandsform vorliegt. Besonders die sehr tonigen Proben (EBS I2, EBS I3, HL I3, GN I3) befinden sich nahezu immer im Zustand plastischer Konsistenz, was sie potentiell anfällig für Verformungen macht. Zu diesen kann es bei plastischem Material generell kommen, wenn zu möglichst hohen Wassergehalten zusätzliche Druckeinwirkungen auftreten (vgl. PRINZ & STRAUß 2006). Die daraus resultierenden Deformationen äußeren sich beispielsweise in Form von Bodenkriechen. Ohne zusätzlichen Impuls verharrt die Masse in ihrer Lage. Ein Überschreiten der Fließgrenze kommt anhand

der gemessenen Wassergehalte nur bei Probe HL I3-S1 in Frage. Unter Berücksichtigung der Geländebeobachtungen, die in diesen Lagen sehr hohe Feuchtigkeiten und austretendes Wasser beschrieben, ist dies weder unerwartet noch erscheint es unrealistisch. Unter entsprechender Druckeinwirkung könnte hier eine Bewegung initiiert werden, die auch nach Wegfallen des Impulses andauert.

Bei der beschriebenen Betrachtung ist allerdings zu berücksichtigen, dass vor allem die winterlichen Witterungen im behandelten Untersuchungszeitraum als sehr gemäßigt einzustufen waren. In keinem Jahr war eine so ausgeprägte Schneedecke vorhanden, dass deren Schmelzen eine deutlich erhöhte Bodenfeuchtigkeit verursacht hätte und diese in Kombination mit Niederschlägen zu (noch) höheren Messwerten als den verzeichneten Maximalwerten geführt hätte. Unter diesen Einschätzungen besteht durchaus die Möglichkeit, noch höhere Maximalgehalte zu erreichen. Ob dies z.B. bei EBS I2 zum Erreichen der Fließgrenzenwassergehalte ausreicht, erscheint fraglich, ist aber nur schwer realistisch zu beurteilen.

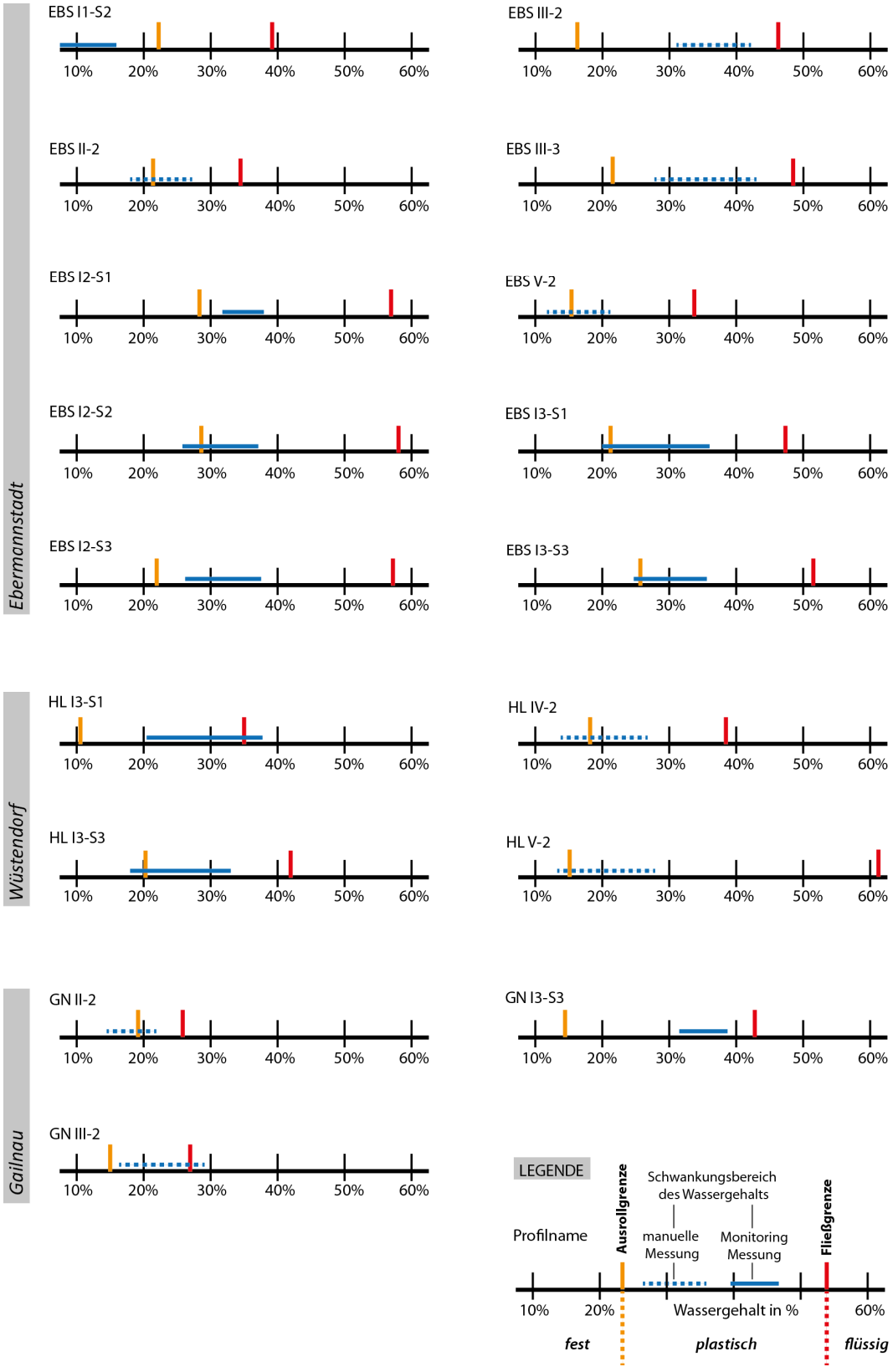


Abb. 58: Zustandsformen der Sedimente im Rahmen der gemessenen Wassergehalte

Zuletzt ergab die Kalkulation der Aktivitätszahlen für die meisten Proben insgesamt relativ niedrige Werte zwischen 0,58 und 0,73. Folglich ist bei diesen Proben von generell eher inaktiven Tonmineralen auszugehen (vgl. PRINZ & STRAUß 2006, GENSKE 2006, LANG et al. 2011,). Höhere Aktivitätszahlen zwischen 0,77 und 1,09, welche auf normal aktive, und damit auch quellfähige Tonminerale hinweisen, waren lediglich bei vier Proben festzustellen. Basierend auf den Untersuchungen nach SKEMPTON (1953) ließen diese Aktivitätszahlen auf Vorkommen von Kaolinit und Illit schließen (vgl. BOLEY 2012, SCHMIDT et al. 2014). An dieser Stelle sei allerdings darauf hingewiesen, dass sich die Berechnungen der Aktivitätszahlen als recht sensibel darstellen. Bereits bei jeweils nur einem Prozentpunkt höheren bzw. niedrigeren Wassergehalten an der Fließ- und Ausrollgrenze sowie minimal höheren Tongehalten verändern sich die Aktivitätszahlen bereits um 0,07 bis 0,2 Punkte.
In jedem Fall überraschten die kalkulierten Werte aber insofern, als die Quellfähigkeit von Tonen häufig als ein bedeutender Faktor für das Auslösen von Rutschungen in Nordbayern genannt wird (vgl. u.a. BIRZER 1952, ZÜRL 1980, HAMMER 1985, VON DER HEYDEN 2004). Tonmineralanalysen, besonders aus den Lagen des sog. Opalinustons (untere Aalenium-Tone) in Süddeutschland und der Nordschweiz ermittelten immerhin bis zu 20 % quellfähiger Tonminerale in diesen Lagen, wobei nicht quellfähige Tonminerale und andere Bestandteile (Quarz, Calcit usw.) dominieren (vgl. NÜESCH 1991, BRINKMANN 2002, KLINKENBERG 2008). Dagegen beschreiben Ergebnisse von der Fränkischen Alb u.a. von SALGER 1979 im Aalenium-Ton bei Gräfenberg in erster Linie die Vorkommen von Illit, Kaolinit und Quarz. Auch RAZIZADEH (1980) bestimmte aus einem Untersuchungsgebiet bei Neumarkt i. d. Opf. dieselben Tonmineralvorkommen, wenngleich mit deutlich abweichenden Gehalten. Auch im oberhalb anzutreffenden Callovium-Ton („Ornatenton“) treten nach SALGER (1979) vorwiegend Illit und Kaolinit auf, dazu kommen Vorkommen an Glaukonit. Quellfähige Tonminerale werden in diesen Untersuchungen nicht erwähnt.
Um Unsicherheiten in dieser Frage vorzubeugen, wurden die Proben dankenswerterweise in einer separaten Arbeit an der BOKU Wien (Durchführung Katrin Gassler und Prof. Dr. Franz Ottner) einer vollständigen Tonmineralanalyse unterzogen. Die Ergebnisse ermittelten für die Tone der Callovium-Schichten in Ebermannstadt dominante Vorkommen von Illit und Kaolinit sowie Spuren von Mixed-Layer-Tonmineralen. Die Proben aus den Lagen der unteren Aalenium-Tone unterschieden sich davon nicht nennenswert. Auch im Untersuchungsgebiet Halleite wurden ähnliche Kaolinit und Mixed-Layer-Anteile wie in Ebermannstadt festgestellt. Die Gehalte an Illit stehen hier allerdings hinter den Kaoliniten zurück. Des Weiteren waren Beimischungen von Chlorit messbar. Erneut änderte sich an der Verteilung der Tonminerale innerhalb der einzelnen Proben relativ wenig, was auf konstante Verhältnisse am gesamten Hang schließen lässt. Damit unterscheiden sich diese

Untersuchungsgebiete von der Situation in Gailnau. Während in den Tonmergeln von Interface 2 und in den Proben aus Profil GN III abermals Illite dominieren und zudem geringe Anteile an Chlorit festgestellt wurden, verhalten sich die Tonmineralgehalte in den Proben der oberen Rutschmassenablagerung (GN I, GN II) exakt gegenläufig. Mit Ausnahme der Tonmergelproben waren in allen Materialen außerdem erneut Mixed-Layer-Tonminerale vertreten (OTTNER, mündl. Mitteilung).

Trotz kleiner individueller Unterschiede zeigen somit alle drei Untersuchungsgebiete relativ ähnliche Tonmineralgehalte. Zudem sind die Ergebnisse konsistent mit den zuvor beschriebenen Angaben von SALGER (1979) und RAZIZADEH (1980). Sowohl in den Callovium-Tonen, wie auch den Tonen des Aalenium, dominieren eindeutig nicht quellfähige Illite, Kaolinite und Chlorite, während keine bedeutenden Spuren von Smektit oder Vermikulit auftreten.

Dies trifft im Grunde auch auf die in Gailnau vorherrschenden Mergel der Karnium-Schichten (sog. Estherienschichten) zu. Vergleichbare Ergebnisse aus dem Gebiet der Frankenhöhe liegen zwar nicht vor, in der Gegend von Bayreuth wurden in derselben Schichtfolge aber ebenfalls vorwiegend Illit sowie Spuren von Chlorit festgestellt (EMMERT et al. 1977). Zudem zeigen sich in beiden Untersuchungen einheitlich geringe Anteile an Vermikulit.

Somit bestätigen die Tonmineralanalysen insgesamt die aus den Aktivitätszahlen gewonnenen Eindrücke über die nicht bis kaum vorhandenen Vorkommen von aktiven, quellfähigen Tonmineralen. Die zuvor beschriebene These von VON MOOS (1950), wonach neben der Menge der Tonfraktion vor allem der Anteil quellfähiger Tonminerale einen Einfluss auf die Höhe der Fließ- und Ausrollgrenzen besitzt, ist anhand dieser Daten wahrscheinlich als zutreffend zu beurteilen. Allerdings fehlt eine endgültige Sicherheit, da einerseits, wie beschrieben, nennenswerte Gehalte an aktiven Tonmineralen fehlen, andererseits die Einzelproben sehr ähnliche Ergebnisse ergaben. Jedoch zeigt sich, dass unter Berücksichtigung der Aktivitätszahl die für ihre jeweiligen Tongehalte im Vergleich mit anderen Proben „ungewöhnlichen“ Fließgrenzen z.B. der Proben EBS I3-S1, GN II-2 oder HL I3-S3 erklärt werden können.

8.3 Ermittlung von Gefüge, Verfestigung, effektiver Lagerungsdichte und Trockenrohdichte

Die Bestimmungen von Gefüge, Verfestigung, Trockenrohdichte und effektiver Lagerungsdichte dienten der Präzisierung der Profilaufnahmen und vermittelten einen zusätzlichen Eindruck über die Stabilität der Sedimente. Die Kenntnisse hierüber fließen in erster Linie in die Beurteilung der potentiellen Remobilisierung der Ablagerungen ein.

8.3.1 Ebermannstadt, Wüstendorf und Gailnau: Ergebnisse der Geländeanalysen

Da das Bodengefüge unmittelbar mit dem Grad der Verfestigung und der Lagerungsdichte verbunden ist, werden diese drei Aspekte gemeinsam betrachtet.

Externe Einflüsse, allen voran eine kräftige Durchfeuchtung des Materials, führten im Jahresverlauf zu teilweise fühlbar unterschiedlichen Zuständen des Gefüges in den Sedimenten der Untersuchungsgebiete. BLUME & STAHR (2011) betonen in diesem Kontext, dass eine Gefügeaufnahme per se immer nur als Momentaufnahme anzusehen ist. Um diesem Aspekt zumindest marginal entgegenzuwirken, wurden die in der vorliegenden Arbeit verzeichneten Gefüge bei mehreren Geländebegehungen überprüft. Die in den Ergebnissen und Bodenprofilen aufgeführten Gefügeformen (siehe Abbildungen in den Kap. 8.1.1, 8.1.2 und 8.1.3) stellen im entsprechenden Horizont die auf diesen Eindrücken basierende vorherrschende Gefügeform dar.

Am häufigsten wurde in den Untersuchungsgebieten das Kohärentgefüge verzeichnet. Hierbei bilden die einzelnen Bodenteilchen (Primärteilchen) eine zusammenhaftende, ungegliederte Masse. In Abhängigkeit vom Wassergehalt konnte in den Horizonten eine deutlich höhere Kohärenz festgestellt werden als dies unter (relativ) trockenen Bedingungen der Fall war. Die Horizonte mit Kohärentgefüge ließen stets eine mittlere bis starke Verfestigung (Grade *Vf3* – *Vf4*) erkennen. Lediglich beim Profil EBS I3 war im oberen Horizont ein geringerer Verdichtungsgrad *Vf2* bei gleichzeitigem Kohärentgefüge ausgemacht worden. In den Rutschmassen gelegene Profile mit über 1 m Tiefe (z.B. EBS I3, EBS III, GN I3, HL I3) ließen zudem häufig eine Zunahme der Verfestigung mit der Tiefe erkennen. Entsprechend der hohen Verdichtungsgrade wurden effektive Lagerungsdichten der Klassen *Ld3* (1,55 - < 1,75) und *Ld4* (1,75 - < 1,95) kalkuliert, die einen mittleren bis hohen Zusammenhalt repräsentieren. Die damit in Verbindung stehenden

Trockenrohdichten erstreckten sich über die Klassen *gering* ($\rho_t 2$: 1,2 - < 1,4 g/cm³) bis *hoch* ($\rho_t 4$: 1,6 - < 1,8 g/cm³).

Horizonte mit geringeren Tongehalten und gleichzeitig höheren Anteilen von Schluff und v.a. Sand offenbarten häufig ein deutlich weniger verklebtes Gefüge. Insbesondere bei trockenen Verhältnissen traten lose, unverfestigt nebeneinander liegende Körner auf, wodurch sich dieses Gefüge vom zuvor beschreibenen Kohärentgefüge unterschied. Entsprechend ist diese Lagerung als Einzelkorngefüge zu bezeichnen. Unter feuchten Bedingungen war im Gelände eine Unterscheidung zum Kohärentgefüge oftmals nur schwer realisierbar. Stellenweise war dies auch unter (relativ) trockenen Bedingungen nicht immer zweifelsfrei möglich, da praktisch immer eine Restfeuchte im Boden vorhanden war. Entsprechend wurden manchen Horizonten beide Gefügearten zugeschrieben. Bei den Untersuchungen lagen meist schwach verfestigte bzw. lose Einzelkorngefüge vor (z.B. EBS III, GN III), die erst bei der Fallprobe zerfielen (= Verfestigungsgrad *Vf2*). Proben der stark schluffig-sandigen Rutschmasse von Gailnau zerfielen bereits bei der Entnahme (*Vf1*). Basierend auf den geringen Verdichtungen belaufen sich die effektiven Lagerungsdichten auf die Klassen *sehr gering* (*Ld1*: < 1,3) und *gering* (*Ld2*: 1,3 – < 1,55). Analog liegen auch *sehr geringe* ($\rho_t 1$: < 1,2 g/cm³) oder *geringe* (s.o.) Trockenrohdichten vor.

Neben diesen beiden beherrschenden Gefügeformen offenbarten einzelne Horizonte im Oberboden sowie das gesamte Profil HL V Vorkommen von kleinen Aggregaten. In Abhängigkeit von den Feuchtigkeiten war das in den Oberbodenhorizonten enthaltene Material teilweise leicht bröselig, bei HL V war dies aufgrund höherer Feuchtigkeiten nicht zu beobachten. In jedem Fall blieben aber zusammenklebende Aggregate mit mindestens 4-7 mm Größe bei der Entnahme und dem Aufbrechen von einzelnen Klumpen vorhanden. Die beschriebenen Eigenschaften ähneln am ehesten einem (Sub)Polyedergefüge (vgl. auch BLUME & STAHR 2011). Da dieses Verhalten meist aber nur beiläufig beobachtet wurde, wurde auf eine spezielle Kennzeichnung in den Profiltabellen verzichtet. Ausnahme ist der Standort HL V, wo auftretende Aggregate eher die Regel als die Ausnahme sind. Die Verfestigung - und damit einhergehend auch die effektive Lagerungsdichte und Trockenrohdichte - schwanken mit dem Anteil der Feinkornfraktion sowie der Profiltiefe zwischen *Vf2* bis *Vf 4*. Entsprechende Lagerungsdichten sowie die Trockenrohdichte liegen ebenfalls in den Klassen *Ld2 – Ld4* bzw. $\rho_t 2$ - $\rho_t 4$.

8.3.2 Auswertung der Geländedaten

In den vorangegangenen Kapiteln zur Interpretation der Bodenarten in den einzelnen Untersuchungsgebieten wurden bereits spezifische Gefüge, Verfestigungen und

Lagerungsdichten diskutiert. Daher sollen an dieser Stelle nur die Gemeinsamkeiten der Ergebnisse betrachtet werden.

Das am häufigsten beschriebene Kohärentgefüge findet sich typischerweise in nicht aggregierten Schluff-, Lehm- und Tonböden (AD-HOC AG BODEN 2005, BACHMANN et al. 2014). Besonders häufig tritt es dagegen in frisch abgelagerten Böden auf (BLUME & STAHR 2011), was gewissermaßen auch auf die untersuchten Sedimente zutrifft. Im Gelände war stets die deutliche Abhängigkeit der Kohärenz vom Wassergehalt fühlbar. Die Bedeutung des Anteils wassergefüllter Poren für den Zusammenhalt des Bodens beschreiben auch BLUME & STAHR (2011). Die verkittende Wirkung wird demnach besonders bei feinkörnigen Böden deutlich. Da die untersuchten Tone stets eine recht hohe Feuchtigkeit und damit sozusagen eine dauerhafte Kohärenz aufwiesen, wurde dieser Effekt im Rahmen der Untersuchungen vor allem bei den schluffigen Böden in Gailnau deutlich. In trockenem Zustand verhielten sie sich häufig mehlig, so dass dies beinahe einem Einzelkorngefüge glich. Erst unter feuchteren Bedingungen wurde das Kohärentgefüge deutlich. Durch zusätzliche Auflast erfolgt eine Verdichtung der Partikel, was in einer häufig beobachteten Zunahme der Verfestigung und Lagerungsdichte zum Ausdruck kommt.

Besonders bei sandig-schluffigen Böden sowie in Horizonten nahe der Erdoberfläche wurde anstatt eines Kohärentgefüges häufig ein Einzelkorngefüge beschrieben. Die lose nebeneinander liegenden Teilchen (AD-HOC AG BODEN 2005) wurden im Falle der untersuchten Profile i.d.R. wenig verfestigt (ansonsten Kohärentgefüge). Da ihre Lagerung nahezu ausschließlich durch die auftretenden Korngrößen bestimmt ist (BOLEY 2012), verwundert es wenig, dass durchgehend niedrigere Lagerungsdichten und Verfestigungsgrade bestimmt wurden. Wassereinfluss führt bis zu gewissen Gehalten zu einer Kohäsion zwischen den Körnern, die aber sowohl bei zu hohem, als auch bei zu niedrigem Gehalt verloren geht (BLUME & STAHR 2011) Beide Effekte wurden im Gelände beobachtet und spiegeln sich nicht zuletzt auch in den Eigenschaften der i.d.R. als leicht plastische Tone eingestuften Bodenmaterialien wider (vgl. Kap. 8.2).

Häufiges Quellen und Schrumpfen führte bei Profil HL V zur Ausbildung des (Sub)Polyedergefüges (vgl. BLUME & STAHR 2011). Ein hoher Tonanteil sowie eine dichte Lagerung begünstigen eine gute Aggregatausbildung (BACHMANN et al. 2014), was vor allem in den unteren Horizonten deutlich wird.

Die Zusammenhänge zwischen den Gefügen und den Lagerungsdichten der Horizonte sind in den untersuchten Profilen stets eng mit der Verdichtung verknüpft. In allen Profilen war eine nach unten zunehmende Verdichtung zu beobachten, was deutlich auf den Effekt der Verdichtung durch Auflast hinweist. Bodendynamische Umlagerungsprozesse (Bioturbation) oder Verfestigungen (Verkittungen), die in einzelnen Horizonten zu Verfestigungen führten,

wurden nicht beobachtet, was möglicherweise dem jungen Alter der Ablagerungen geschuldet ist. Die ermittelten Trockenrohdichten zwischen 1,2 und 1,8 g/cm³ entsprechen den Standardwerten für die Bodenarten Ton, Schluff und Sand, wie sie z.B. bei BOLEY (2012) aufgeführt werden.

Anzumerken sei noch, dass die häufig beschriebene Gefügeänderung beispielsweise durch Einfluss der Witterung (BLUME et al. 2010, BLUME & STAHR 2011) im Rahmen der Untersuchungen nur bedingt festgestellt wurde. Wie beschrieben, waren Einzelkorngefüge besonders bei trockenen, Kohärentgefüge bei feuchten Verhältnissen besser erkennbar. Jedoch war bei keinem Profil ein vollkommen anderes Gefüge in Abhängigkeit von Feuchtigkeit o.ä. vorzufinden.

Zusammenfassung der Sedimenteigenschaften in Bezug auf Gefüge, Verfestigung und Dichte:

Die untersuchten Sedimente der Rutschmassen zeigten größtenteils ein Kohärentgefüge mit ungegliedertem, zusammenhaftendem Bodenmaterial. In Abschnitten mit gröberen Korngrößen war unter trockenen Bedinungen stellenweise ein Einzelkorngefüge festzustellen. Zur Ausbildung von Aggregaten kam es nur in Ausnahmen.

Die Verfestigungsgrade der Horizonte mit Einzelkorngefüge (*Vf 1 – 2*) liegen deutlich unter den Werten aus den Bereichen mit Kohärentgefüge (*Vf 3 – 4*). Diese Verteilung spiegelt sich auch in der kalkulierten effektiven Lagerungsdichte und der Trockenrohdichte wider.

9 Mikromorphologische Untersuchungen

Um eine prozessgetreue Rekonstruktion auch komplexer Massenbewegungen zu gewährleisten, ist – auch im Hinblick auf die Einschätzung möglicher zukünftiger Bewegungen – eine möglichst genaue Kenntnis der abgelaufenen Bewegungsformen unerlässlich. Die Methodik der Mikromorphologie kann diesbezüglich eine wertvolle Ergänzung zum traditionell-etablierten Methodenkomplex darstellen.

Trotz des überschaulichen Rahmens der hier vorgenommenen Analysen wurde bereits deutlich, dass durch die Untersuchungen von Sedimentdünnschliffen einzigartige und bisher verborgen gebliebene Eindrücke der internen Architektur der Rutschmassenablagerungen gewonnen werden können. Abgelaufene Prozesse führen innerhalb der Rutschungssedimente zur Bildung von Deformationsstrukturen, welche dort quasi „konserviert" und bei der Dünnschliffanalyse erkennbar werden. Auf Basis dieser Deformationsstrukturen können die unterschiedlichen Einflüsse der Faktoren Zeit, Spannung, Wassergehalt und Material auf die Bewegungsprozesse abgeleitet werden. Dies erlaubt besonders bei heterogenen und komplexen Rutschungen detailliertere Rückschlüsse auf die abgelaufenen Bewegungen.

Die Präparation der Dünnschliffe aus Rutschungssedimenten gleicht dabei der standardisierten Vorgehensweise für unkonsolidierte Sedimente, welche auch in Kapitel 2.4.6.2 beschrieben wurde (vgl. KEMP 1985, VAN DER MEER 2010, RICE et al. 2014). Die sukzessive Analyse der Dünnschliffe unter dem Mikroskop fokussierte zunächst Grob- und Feinpartikel sowie das Plasma, ehe die enthaltenen Strukturen, quasi als Zusammenspiel aus den unterschiedlichen Materialfraktionen, in den Mittelpunkt rückten. Dabei eröffneten die Dünnschliffanalysen generell vielfältige Deformationsstrukturen, die in ihrer Ausprägung prinzipiell mit Strukturen glazialer Sedimente (vgl. VAN DER MEER & MENZIES 2011) vergleichbar sind (siehe hierzu Kap. 2.4.6).

Zwar setzt die Methode, vor allem während der Dünnschliffpräparation, einen zeitlich hohen Einsatz voraus, jedoch rechtfertigen die Ergebnisse den Aufwand. So können beispielsweise anhand der Deformationsstrukturen Kriechprozesse im Material erkannt werden, für die es morphologisch (noch) keine Anzeichen gibt. In Verbindung mit weiteren Untersuchungen (wie z.B. bodenphysikalische Messungen, geophysikalische Sondierungen) können zudem komplexe Massenbewegungen umfassender und vollständiger rekonstruiert werden. Von besonderem Interesse sind diese Kenntnisse auch in Bezug auf die zuverlässige Einschätzungen künftiger Gefährdungen durch eine mögliche Remobilisierung des Materials.

Das nachfolgende Kapitel gibt eine Übersicht zu den Ergebnissen aus den Analysen der Sedimentdünnschliffe. Zunächst fokussieren sich die einzelnen Beschreibungen der Dünnschliffe auf die vorgefundenen Fragmente, die Ausprägung(en) des Plasmas sowie die auffälligen Deformationsstrukturen. Daran anknüpfend erfolgt eine Interpretation und Gegenüberstellung der unterschiedlichen Schliffe unter dem Hintergrund zusätzliche Erkenntnisse zu den Bewegungsprozessen der einzelnen Massenbewegungen zu erhalten.
Die Reihenfolge der Beschreibung und Interpretation beginnt jeweils mit den Dünnschliffen aus den hangobersten Lagen.

9.1 Ebermannstadt

Die Entnahmestellen der Dünnschliffproben orientierten sich an den für die Prozesse der Massenbewegung relevanten Abschnitten. Dabei wurden größtenteils vorhandene Sedimentprofile zur Probennahme benutzt (siehe Abb. 16). So stammen die Proben für die Dünnschliffe E-1 und E-2 aus dem Profil EBS I2 in den tonigen Lagen der Callovium-Schichten am oberen Mittelhang. Aus dem naheliegenden Profil EBS III am Fuß einer Rutschungsscholle wurde das Material für die Dünnschliffe E-3 und E-4 entnommen.
Die Verhältnisse am Unterhang dokumentieren zum einen die Sedimente aus den Profilen EBS V (Dünnschliff E-5) und EBS I3 (Dünnschliffe E-8 und E-9). Im Fußbereich der Rutschmasse wurden zudem zwei kleinere Entnahmestellen neu angelegt, deren Material in den Dünnschliffen E-6 und E-7 analysiert wird.

9.1.1 Beschreibung der Dünnschliffe

Dünnschliff E-1 (Profil: EBS I2, Entnahmetiefe: 60 cm)
In Dünnschliff E-1 werden hohe Plasmavorkommen deutlich, welche sich über den gesamten Dünnschliff erstrecken. Im Plasma finden sich mehrere Tonbällchen bzw. Tonagglomerationen sowie zahlreiche ähnlich orientierte Risse. Hingegen existieren nur sehr vereinzelt Fragmente aus Gestein.
Das auffälligste dieser Gesteinsfragmente ist ein rund 14 mm großes, urnen-förmiges Quarz-Mineral (oben rechts). Es besitzt sehr glatte Ränder ohne Risse oder Fissuren, die auf intensive

Deformation hindeuten würden. Im Dünnschliff stellt dieses Fragment hinsichtlich Größe und Material das Einzige seiner Art dar. Außerdem liegt nur ein sehr kleiner Anteil sandiger Körner vor.

Bei weiteren, bis zu wenigen Millimetern großen Partikeln (z.B. Mitte des Dünnschliffs) handelt es sich nicht um Gesteinsfragmente sondern um kleine Konzentrationen von Ton. Ihr Auftreten in der Probe ist einzeln und isoliert, es liegen keinerlei lokale Konzentrationen von mehreren dieser sog. „Tonbällchen" (vgl. MENZIES 2000, MENZIES & ZANIEWSKI 2003) vor. Teilweise werden sie von Rissen durchzogen oder sind gar zerbrochen (siehe Tonbällchen im Zentrum). Unabhängig davon sind die ovalen Tonkonzentrationen kompakt und durch recht deutliche Ränder vom umgebenden Plasma abgrenzbar.

Plasma ist im gesamten Dünnschliff E-1 dominant. Auch bei 30-40-facher Vergrößerung sind mit Ausnahme einer geringen Menge von Grobschluff/Feinsand-Partikeln, keinerlei Einzelkörner im Plasma erkennbar, was dessen Feinkörnigkeit unterstreicht. Der homogenen Zusammensetzung des Plasmas steht eine etwas uneinheitlichere Verteilung gegenüber. Während in der oberen Hälfte des Dünnschliffs, mit Ausnahme einiger weniger dichter Bereiche (hellen „Adern"), die Plasmadichte größtenteils noch vergleichsweise einheitlich erscheint, zeigen sich im unteren Teil größere Unterschiede. Höher konzentrierte Plasma-Bereiche liegen teilweise unmittelbar neben sehr hellen und von einer geringen Materialdichte geprägten Segmenten. Zwar sind diese hellen Abschnitte (z.B. unten links/rechts) meist als Resultat der Präparation zu sehen, allerdings unterstreichen sie dennoch die natürlichen Dichteverhältnisse im Dünnschliff.

Bereits bei normaler Beleuchtung wird für weite Teile des gesamten Dünnschliffs eine (sub)horizontale Orientierung des Plasmas erkennbar. Besonders deutlich wird diese Textur in den dicht gelagerten Plasmabereichen (Zentrum und untere Bildhälfte). Detaillierte Betrachtungen unter gekreuzten Polarisatoren zeigen hier teilweise eine gut ausgebildete *unistral*-Textur des Plasmas. Bei der exakten Ausrichtung der subhorizontalen Orientierung sind in den einzelnen Abschnitten leichte Unterschiede festzustellen (siehe Abb. 59), welche auch von den feinen, parallel zueinander verlaufenden Trocknungs- bzw. Präparationsrissen verdeutlicht werden. In Teilen des Dünnschliffes (z.B. untere Bildhälfte) zeigt sich eine vergleichsweise ungestörte und geradlinige Ausrichtung des Plasmas mit Einfallswinkeln um 100°. Zwar existiert die parallele *unistral*-Textur auch im Zentrum von E-1, allerdings weicht die geradlinige Ausrichtung einem horizontal gebogenen Verlauf, wobei sich die Orientierung an Rissen, Tonbällchen und Tonkonzentrationen teilweise leicht ändern. Im oberen Teil des Dünnschliffs ist die gestreckte, (sub)horizontale Ausrichtung nur noch im linken Abschnitt erkennbar (Einfallswinkel 250°). Rechts davon stört ein größerer, diagonal verlaufender, gräulicher „Ast" die einheitliche Plasma-Textur. Entlang dessen Rands ist die

Ausrichtung des Plasmas entsprechend nicht mehr (sub)horizontal, sondern am diagonalen Verlauf des Astes orientiert. Demgegenüber zeigen die hellen, gräulichen Sektoren sowohl beim Ast, wie auch im restlichen Dünnschliff nur schwache und diffuse (*insepic*), oftmals auch gar keine Plasma-Textur.

In den Bereichen (sub)horizontaler Orientierung wurden auch die dort vorhandenen Tonbällchen entsprechend der *unistral*-Textur des Plasmas eingeregelt. Aufgrund ihrer zueinander isolierten Lage und den nur vereinzelt vorkommenden Tonbällchen kann aber keinerlei Aneinanderreihung (*stacking*) der Partikel ausgemacht werden. Die meisten Tonbällchen umgibt eine kleine „Corona" aus Plasma, in denen die sonst vorhandene Textur unterbrochen wird. Das Plasma in diesen Bereichen zeigt keine Doppelbrechungseffekte und keinerlei Orientierung- weder entlang der Hauptplasma-Textur, noch zirkulär zu den Tonbällchen.

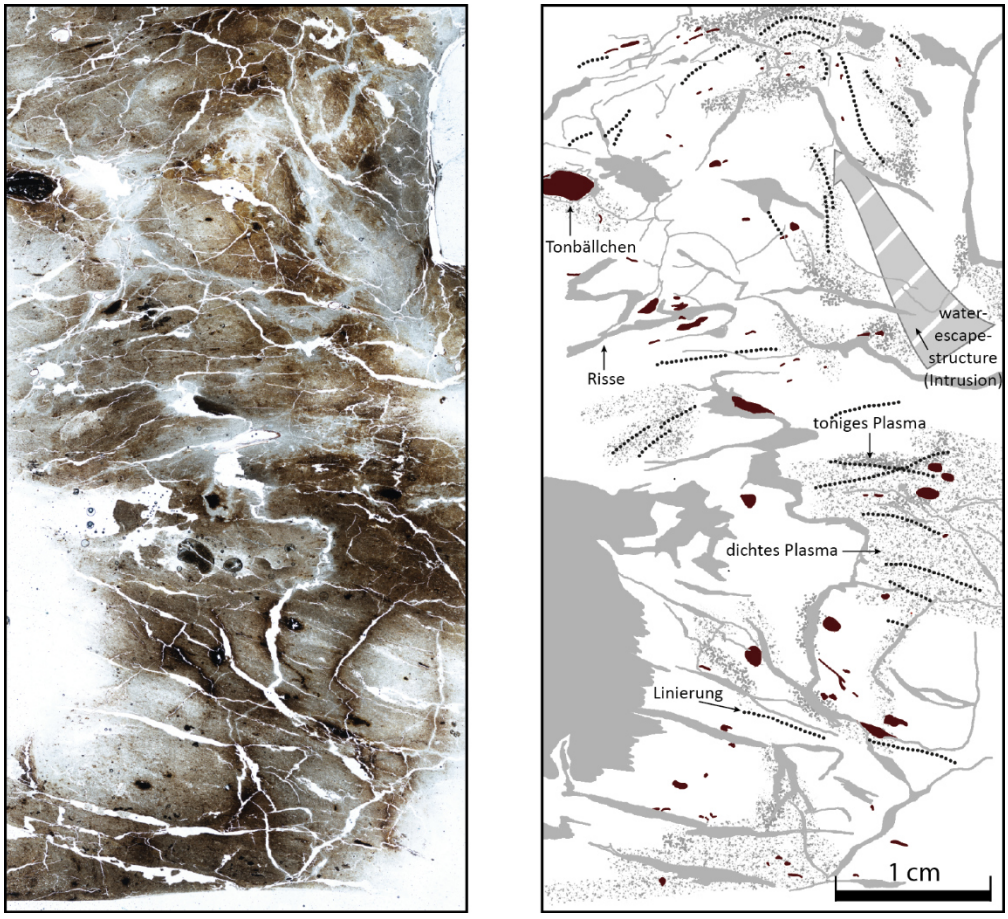


Abb. 59: Dünnschliff E-1 aus tonigen Schichten am Oberhang (Bodenprofil EBS I-2)

Abgesehen von den beschriebenen Plasma-Texturen und dessen unterschiedlicher Ausrichtung, finden sich im Dünnschliff nur wenig weitere S-Matrix Strukturen. Auffällig sind neben den größeren und flächigen Dichteunterschieden mehrere kleine, Linierungen von höher konzentriertem tonigem oder schluffigerem Feinmaterial (optisch zu unterscheiden an der Färbung und den vorhandenen Feinpartikeln). Den Orientierungsrichtungen der Plasma-Textur folgend (siehe oben), verlaufen sie in den (sub)horizontal orientierten Bereichen (unten) tendenziell geradlinig und gestreckt. Im Zentrum kommt analog eine leicht wellige Komponente hinzu. Nur im oberen rechten Teil des Dünnschliffs weicht der Verlauf der Linierungen deutlich von diesem Muster ab und orientiert sich vorwiegend am Verlauf des diagonalen Asts, welcher hierdurch den Charakter einer Intrusion erhält.

Dünnschliff E-2 (Profil: EBS I2, Entnahmetiefe 100 cm)

Die makroskopische Übersicht zeigt eine augenscheinlich von Plasma dominierte Masse mit wenig ausgeprägten Strukturen. Neben zwei großen Wurzelrissen, welche das Feinmaterial/Plasma durchziehen, sind die lokal unterschiedlichen Ausprägungen des Plasmas die markantesten Strukturen.

Wie bereits bei E-1 handelt es sich bei den wenigen vorhandenen größeren Partikel (siehe Abb. 60) nicht um Fragmente nahegelegener Gesteinsschichten, sondern ausschließlich um Tonbällchen. Nennenswerte Anteile grober Korngrößen fehlen in dieser Probe somit völlig. Hinsichtlich der feinkörnigen Beimischungen sind allerdings stellenweise größere Mengen als im vorangegangenen Dünnschliff E-1 zu erkennen. Mit Korndurchmessern zwischen ca. 0,03 und 0,06 mm (soweit erkennbar) sind die Partikel hauptsächlich dem Grobschluff zuzuordnen. Die unterschiedlichen Anteile der grobschluffigen Beimischungen verändern lokal die optischen Ausprägungen des Plasmas. Insbesondere gilt die für die Bereiche der höchsten Vorkommen an Grobschluff, innerhalb des u-förmigen Risses im Zentrum der Probe, wo sie als feine weiße Punkte im dominanten Braun des Plasmas zu erkennen sind.

Abgesehen von den unverfüllten Wurzelrissen verteilt sich das dominierende Plasma über den gesamten Dünnschliff. Die höchsten Materialkonzentrationen finden sich, neben den kompakten und nahezu aus reinem Ton bestehenden Tonbällchen, vor allem entlang der Ränder der Wurzelrisse. In diesen Bereichen sind dem tonigen Plasma zudem kaum schluffige Komponenten beigemischt. Eine weiterhin hohe Plasmadichte ist im zentral/rechten Teil des Dünnschliffs zwischen den beiden Wurzelrissen vorhanden, wobei hier deutliche Anteile an Schluff erkennbar sind. Im restlichen Dünnschliff treten v.a. grobschluffige Anteile nur sehr lokal und eher hintergründig auf.

Trotz der vergleichsweise homogenen Materialzusammensetzung finden sich unterschiedliche Ausprägungen der Plasma Textur. Bevorzugt in den dichteren Bereichen (z.B. zentral/rechter Teil des Schliffs) zeigt das Plasma schon unter normalem Licht eine gut ausgebildete *unistral*-Textur mit einer einheitlichen, parallelen Orientierung. Auch im Bereich unterhalb des unteren Wurzelrisses findet sich diese Anordnung, allerdings nur in kleineren Bereichen (z.B. am Rand ganz rechts). Aufgrund der in der gesamten unteren Hälfte des Dünnschliffs herrschenden, geringeren Plasmadichte sind in den meisten Bereichen kaum einheitliche doppelbrechende Eigenschaften unter gekreuzten Polarisatoren zu erkennen. Häufiger sind unregelmäßige, lokale *insepic*-Texturen bzw. gar keine Orientierungen. Ausgenommen hiervon ist ein Segment unterhalb des unteren Wurzelrisses (Bildmitte, unten) in dem sich kleine, separate und leicht wellige Bänder aus Ton und Feinschluff gebildet haben.

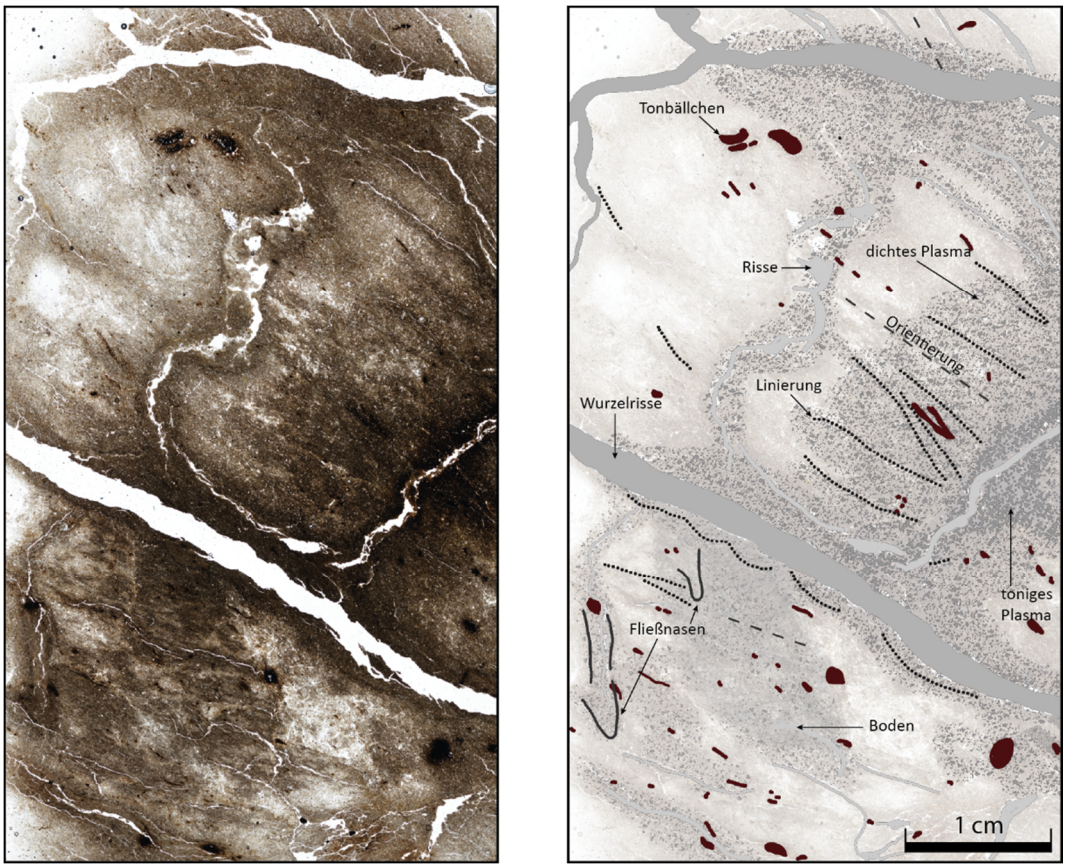


Abb. 60: Dünnschliff E-2 aus tonigen Schichten am Oberhang (Bodenprofil EBS I-2)

Auffälligste „Formen“ im Dünnschliff E-2 sind die beiden (sub)horizontal verlaufenden, ca. 1,5 mm breiten Wurzelrisse. Im Unterschied zu den Feinrissen im tonigen Plasma verlaufen

sie klar orientiert, mit vergleichsweise glatten Rändern und sehr wenigen Verzweigungen. Beide Wurzelkanäle sind auf dem Dünnschliff unverfüllt. Damit unterscheiden sie sich deutlich vom „U"-förmigen Trockenriss im zentralen Bereich zwischen den beiden Wurzelrissen. Auch die meisten weiteren feinen Risse, v.a. im unteren Teil des Dünnschliffs, entstanden während der Trocknung bzw. Präparation und zeichnen nicht selten Strukturen, bzw. Orientierungen im Feinmaterial nach. Deutlich wird dies u.a. beidseitig des oberen Wurzelrisses, wo einige feine, parallel verlaufende Präparationsrisse die Hauptorientierungsrichtung des Feinmaterials verdeutlichen. Im deutlich dichter gelagerten zentral/rechten Bereich finden sich entlang der gleichen Orientierung mehrere Linierungen, vorwiegend aus Konzentrationen tonigen Materials. Ein weiterer, am linken Bildrand verlaufender Feinriss liegt im Zentrum einer vertikal verlaufenden Fließnase, welche die generelle, subhorizontale Orientierung schneidet. In einem rechts hiervon gelegenen Bereich höherer Materialdichte sind mehrere separate Linierungen aus Ton bzw. feinem Schluffmaterial erkennbar. Im Gegensatz zu den gerade verlaufenden Linien oberhalb des unteren Wurzelrisses, sind die Linierungen in diesem Bereich deutlich wellig, mehrheitlich allerdings dennoch parallel zueinander.

Bei insgesamt sehr ähnlicher, subparalleler Grundausrichtung lassen sich im Dünnschliff mehrere Bereiche mit leicht unterschiedlichen Einfallswinkeln (zw. 120 und 150 °) bei der Orientierung feststellen. Die einzelnen Segmente werden jeweils durch vertikale Risse oder die beiden Wurzelkanäle voneinander getrennt.

In allen Sektoren sind erneut stellenweise Tonbällchen vorhanden, bei denen vor allem die größeren „Fragmente" (> 1 mm) wie Grobkörner wirken. Wie auch im vorangegangenen Dünnschliff E-1 beschrieben, werden die Tonbällchen von einer kleinen „Corona" umgeben, in welcher die Orientierung der generellen Plasma-Textur unterbrochen wird. Erneut ist keine Orientierung des Plasmas in diesen Coronas festzustellen. Aufgrund der fehlenden gröberen Partikel, existieren im gesamten Schliff keinerlei S-Matrix Strukturen.

Dünnschliff E-3 (Profil: EBS III, Entnahmetiefe 70 cm)

EBS I zeigt einen deutlich heterogen Aufbau mit unterschiedlichen Materialien, Korngrößen und Dichten. Ebenso ist eine Vielzahl verschiedener Strukturen vorhanden. Auffälligstes Element ist ein quer durch den Dünnschliff verlaufender „Kanal", wobei sich sowohl an dessen Rändern, wie auch im Inneren vielfältige Strukturen erkennen lassen.

Vorzugsweise an den Rändern des prägenden Kanals findet sich eine Reihe von groben Gesteinsfragmenten unterschiedlicher Korngrößen. Auffälligstes Bruchstück ist ein rund 12 mm großes, deutlich zugerundetes Fragment aus Kalkstein am mittleren linken Rand des Dünnschliffs. Weitere, meist wesentlich kleinere Kalkstein-Partikel, befinden sich neben

beiden Kanalrändern auch vereinzelt im unteren und oberen Teil des Dünnschliffs (Abb. 61). Mit der Ausnahme einzelner Körner sind alle diese Fragmente relativ gleichseitig (d.h. nicht länglich) und randlich, soweit erkennbar, ebenfalls zugerundet.

An den Seitenrändern des Kanals ist neben besagten Kalkfragmenten eine Vielzahl weiterer Grobkörner aus unterschiedlichen Materialien vorhanden. In ihrer Form ähneln sie den zugerundeten Kalkfragmenten, mit max. 1 mm Durchmesser sind sie aber deutlich kleiner. Auffällig sind zudem Häufungen von sandigem Material, die flächig (im Dünnschliff oben, rechts) oder in kleineren Streifen bzw. Linien konzentriert (innerhalb des Kanals und im unteren Bereich des Dünnschliffs) auftreten. Darüber hinaus finden sich im Dünnschliff einige kompakte Tonkonzentrationen nahe der oberen Öffnung des Kanals (siehe unten).

Trotz des beschrieben Anteils feiner und grober Fragmente dominiert Feinmaterial das Erscheinungsbild des gesamten Dünnschliffs. Dabei sind hinsichtlich des Aufbaus, der Dichte, der Verteilung und durch die gebildeten Texturen und Strukturen stellenweise gravierende Unterschiede festzustellen.

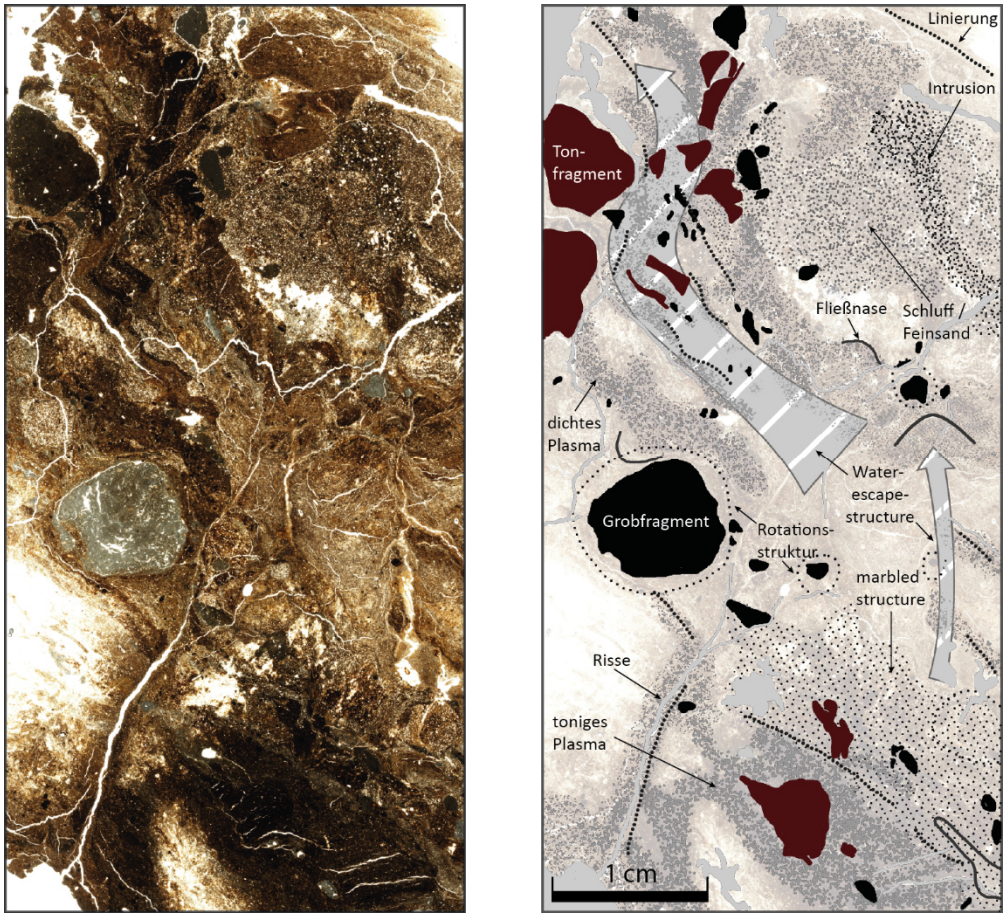


Abb. 61: Dünnschliff E-3 aus Rutschmassensedimenten am Oberhang (Bodenprofil EBS III)

In den meisten Bereichen von E-3 sind dem Plasma sichtbare Mengen an Schluff und (untergeordnet) Feinsand beigemengt (z.B. untere Öffnung des Kanals (Bildmitte/rechter Rand) sowie oberer, rechter Teil des Dünnschliffs). Ein Resultat aus diesen Mischungen ist eine geringere Plasmadichte in besagten Segmenten. Demgegenüber steht v.a. am unteren Bildrand ein größerer, toniger Bereich, mit hoher Dichte und einem zentral eingebetteten Tonbällchen. Weitere, stark deformierte Tonkonzentrationen mit bis zu 10 mm Durchmesser finden sich am Rand und der oberen Öffnung des Kanals. Zahlreiche Plasmaabschnitte im Dünnschliff zeigen deutliche Spuren von Deformierung, stellenweise kann dessen Struktur sogar als „marmoriert" bzw. „meliert" beschrieben werden.

Plasma-Texturen sind aufgrund der sehr heterogenen Beschaffenheit und der intensiven Deformation lediglich auf kleine Bereiche beschränkt. Einige dichte Tonsegmente (u.a. innerhalb des Kanals und am unteren Bildrand) zeigen eine noch schwach erkennbare *unistrial*-Textur, welche allerdings deutlich deformiert ist. Häufiger ist eine ungeregelte Orientierung (*insepic*-Textur) oder wie im Falle des sandigen Segments Ansätze einer *omnisepic*-Textur. Um die Grobkörner herum sind bis auf einige Ausnahmen zirkuläre *skelsepic*-Texturen ausgebildet (siehe unten). In den meisten Bereichen sind allerdings gar keine Anordnungen erkennbar.

Der Dünnschliff wird zudem von einigen feinen Rissen durchzogen, die teilweise mehrere Zentimeter Länge erreichen. Zwar sind sie, wie die meisten Risse, als Resultat der Trocknung bzw. Präparation zu sehen, allerdings zeichnet ihre Verteilung wahrscheinlich Schwächebereiche im Material nach.

Die auffälligste Struktur des Dünnschliffs stellt der diagonal verlaufende Kanal im Zentrum dar (siehe Pfeil in Abb. 61), der, anhand zahlreicher, die Fließstruktur nachzeichnende Elemente, eindeutig als *water-escape-structure* definiert werden kann. Neben vereinzelt eher strukturlosem Plasma finden sich in dessen Innerem zahlreiche Segmente aus gemischtem Feinmaterial mit unterschiedlichen Fraktionsanteilen, die meist als zerrissene und deformierte Streifen vorliegen. Daneben treten kleine, meist wellige Linierungen aus vorwiegend tonigem Material hervor. Insgesamt herrscht in der gesamten *water-escape-structure* eine augenscheinlich stark durchmischte, heterogene Lagerung aus unterschiedlichen Komponenten vor, deren Ausrichtung sich jeweils an den Seitenrändern orientiert. Weiterhin sind an den Kanalrändern einige kleine Fließnasen ausgebildet, die seitlichen Ausfluss von Wasser in die Randbereiche dokumentieren. In seinem Verlauf zwischen den beiden trichterförmigen Öffnungen (oberer Bildrand und Zentrum/rechts) wird der Kanal in seinem Mittelteil seitlich von Fragmenten, Tonbällchen bzw. einer Agglomeration aus sandigem Material eingeengt. An der unteren Kanalöffnung herrscht eine vergleichsweise

homogenere Plasmaverteilung, mit weniger prägnanten Dichte- und Materialunterschieden vor. Dennoch sind auch hier deformierte, linien- bzw. bänderartige Konzentrationen von tonigen Partikeln erkennbar.

Auch außerhalb des Kanals orientieren sich mehrere Fragmente unterschiedlicher Korngrößen (zw. 1 und 12 mm) an dessen Verlauf. Dass die Grobpartikel umgebende Plasma ist in den meisten Fällen zirkulär um das zentrale Korn angeordnet und bildet so ausgeprägte *skelsepic*-Texturen (v.a. am rundlichen Kalkfragment in der Mitte/links zu erkennen). Aufgrund der Nähe zum Kanal beschränkt sich diese kreisförmige Anordnung allerdings auf die unmittelbare Umgebung der Körner.

In die Agglomeration aus (Fein)Sand und Schluff (oben rechts) stößt eine deutlich erkennbare Intrusion aus gröberem Sandmaterial vor, wodurch die feuchten Gesamtverhältnisse, auch außerhalb des Kanals deutlich werden.

Der untere Teil des Dünnschliffs wird von einem größeren Bereich dichten tonigen Materials dominiert. Neben einem zentralen Tonbällchen sind vereinzelt kleine Kalksteinfragmente eingegliedert. In seinem Zentrum noch vergleichsweise wenig gestört, ist der Übergangsbereich der Tonkonzentration zum angrenzenden und weniger dichten Plasma durch besonders starke Deformationsspuren gekennzeichnet. Mehrere deformierte Aggregate tonigen Materials wechseln sich mit Streifen bzw. Segmenten aus schluffigen Komponenten und kleinen, welligen Konzentrationen mit Sand ab.

Ebenso tritt aus diesem Bereich eine zweite *water-escape-structure* hervor, die sich in Richtung der unteren Kanalöffnung zieht. Begleitet wird die Struktur von seitlichen Linierungen und leicht orientiertem Feinmaterial. Um Grobkörner in diesem Bereich haben sich ebenso schwach ausgeprägte *skelsepic*-Texturen im Plasma ausgebildet.

Dünnschliff E-4 (Profil EBS III, Entnahmetiefe: 130 cm)

Ähnlich wie bei E-3 findet sich auch im Dünnschliff E-4 (Abb. 62) ein breites Spektrum an Korngrößen. Im Gegensatz zum Vorgänger ist das Erscheinungsbild bei E-4 allerdings deutlich weniger chaotisch deformiert. Gleichwohl finden sich ähnlich viele Strukturen.

Auffälligstes Fragment im Dünnschliff ist ein einzelnes Quarzkorn im Schnittpunkt der beiden großen Risse. Mit knapp 4 mm im Durchmesser ist es das größte Fragment im Dünnschliff, denn obwohl bedeutende Anteile von Sand bzw. Fragmenten vorhanden sind, fehlen Grobkörner über 4 mm Durchmesser. Die gröbsten der häufiger vorhandenen Partikel messen zwischen 1,5 und 3 mm und bestehen i.d.R. aus Kalkgestein. Ihre Vorkommen ziehen sich ohne spezielle Konzentrationsbereiche über den gesamten Schliff. Die feineren Sand-Komponenten sind vorzugsweise in einigen Bändern vertreten. Auch sie

finden sich in allen Bereichen des Schliffs, bevorzugt in den Zwischenbereichen von fragmentierten Tonkonzentrationen.

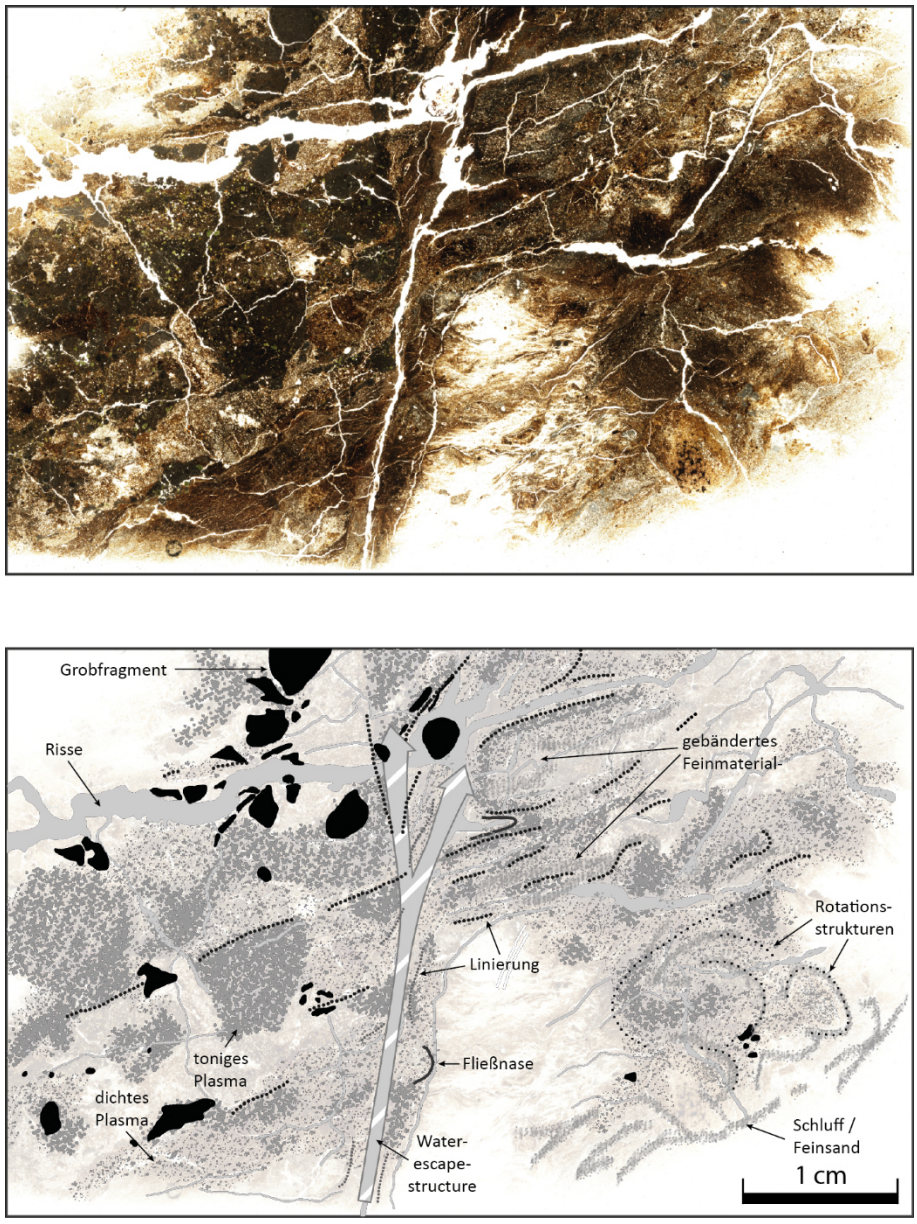


Abb. 62: Dünnschliff E-4 aus Rutschmassensedimenten am Oberhang (Bodenprofil EBS III)

Beim Plasma zeigen sich die bekannten Unterschiede hinsichtlich des Aufbaus, der Verteilung und der Dichte. Auffällig sind besonders zahlreiche kompakte Tonkonzentrationen. Ihr Auftreten verteilt sich prinzipiell über den gesamten Schliff, wobei die Hauptvorkommen links des vertikalen Risses vorliegen. Im Gegensatz zu anderen Proben, bei denen die Tonkonzentrationen häufig als gerundete Bällchen vorlagen, sind bei E-4 ungerundete, kantige Fragmente zu erkennen. Einzig im Bereich unten rechts treten zwei zugerundete Tonbällchen auf. Die einzelnen Konzentrationen sind jeweils eingebettet

in Bereiche mit dichtem Tonplasma. Dort, wo Streifen oder kleine Bänder aus Feinsand vorhanden sind (z.B. im Abschnitt links des vertikalen Risses) haben sich Spuren des grobkörnigeren Materials ins Plasma gemischt. Häufig entsteht hierdurch der Eindruck eines weniger dichten Plasmas. Gleiches gilt für die randlichen Bereiche (v.a. oben links und unten rechts) in denen die geringere Dichte durch die Ausradierung des Plasmas während der Präparation zusätzlich verdeutlich wird.

Aufgrund der Vielfalt an Korngrößen, Materialzusammensetzungen und Dichten liegen im Dünnschliff nur kleinräumig Plasma-Texturen vor. Häufig sind diese Texturen eher ungerichtet (*insepic*), besonders im teilweise sehr dichten Bereich links des Vertikalrisses zeigt das Plasma meist gar keine Textur. Lediglich am unteren Rand ist eine schwach ausgebildete *unstrial*-Textur der Plasma-Partikel unter normalem Licht erkennbar. Feine Risse und kleine Tonkonzentrationen unterbrechend diese Textur mehrfach bzw. lassen sie teilweise als eine *masepic*-Textur erscheinen. Auch unter gekreuzten Polarisatoren ist sie nur schwach erkennbar. Ähnlich verhält es sich mit dem Plasma im oberen Bereich rechts des Vertikalrisses. Durch einen größeren Schluffanteil und eine weniger dichte Lagerung erscheint unter normalem Licht zwar eine gewisse Linierung im Material, allerdings ist auch hier nur eine schwache *unistrial*-Textur ausgebildet. Klare Orientierungen finden sich einzig im Bereich der Rotationstrukturen, wo eine gut ausgeprägte *skelsepic*-Textur des Plasmas vorhanden ist.

Auffälligste „Großstruktur" im Dünnschliff sind die beiden sich kreuzenden Risse. Im Gegensatz zu anderen Rissen, deren Anordnung und Auftreten häufig zufällig und ungerichtet sind, verlaufen die Klüfte hier deutlich orientiert in vertikaler und horizontaler Richtung. Zentraler Schnittpunkt der beiden Risse ist das beschriebene Quarzkorn. Der Vertikalriss markiert zugleich die Grenze zwischen den beiden unterschiedlichen Bereichen links und rechts davon.

Im Sektor links finden sich, wie bereits angesprochen, zahlreiche kantig fragmentierte Tonagglomerationen mit dazwischen eingelagerten Streifen von feinkörnigem Material unterschiedlicher Zusammensetzung. Die wenigen vorhandenen Kalksteinfragmente sind ebenfalls eher kantig. Deformationsstrukturen, die auf einen gewissen Feuchtigkeitsgehalt dieses Bereichs hinweisen fehlen: Weder Orientierungen, noch Rotationen oder Fließstrukturen sind vorhanden, stattdessen dominieren kantige, unsortierte Bruchstücke unterschiedlicher Korngrößen und Zusammensetzungen.

Rechts des vertikalen Risses zeigt sich ein anderes Bild. Trotz ähnlicher Materialdichten wie im Sektor links, finden sich hier ausgeprägte Rotationsstrukturen (unten rechts). Als zentrales Korn dienten dabei Tonkonzentrationen, wobei teilweise auch eine zirkuläre Rotation ohne ein eindeutiges Bestandteil im Zentrum erkennbar wird. Auch einzelne kleine Abschnitte mit

Plasma-Texturen finden sich in diesem Bereich (siehe oben). Im oberen Teil dieses Sektors sind zudem einige Streifen mit unterschiedlichen Materialsortierungen erkennbar. Tonige, schluffige und feinsandige Abschnitte liegen fast in einer regelmäßigen Wechselfolge vor. Wie Abbildung 60 verdeutlicht, bildet das tonige Material dabei teilweise eine Art Außenhaut, während nach innen tendenziell gröberes Material vorliegt. Insgesamt entsteht so fast der Charakter von Fließnasen.
Oberhalb des horizontalen Risses verliert sich diese Sortierung zugunsten eines eher unsortierten und nicht orientierten Plasmas hoher Dichte. Nach links treten wieder einige fragmentierte Tonkonzentrationen auf, ehe oben links das vorhandene Material ausradiert wurde.

Dünnschliff E-5 (Profil: EBS V, Entnahmetiefe: 100cm)
Auf den ersten Blick fallen in E-5 (Abb. 63) zahlreiche, besonders grobe und kantige Fragmente auf, die den Dünnschliff prägen. Dabei dominieren vorwiegend Bruchstrukturen. Nur ein vergleichsweise kleiner Anteil am gesamten Materialvorkommen besteht aus tonigem/schluffigen Feinmaterial.
Das Auftreten von Plasma beschränkt sich vorwiegend auf die Fugenbereiche zwischen den Kalksteinfragmenten. Dies wird besonders im linken Teil des Dünnschliffs deutlich, in dem hauptsächlich feinkörnigere Fragmente (Durchmesser max. 1 mm) auftreten, welche in einer relativ dichten Masse aus Plasma eingebettet sind. Dagegen tritt Plasma im Segment zwischen den beiden groben Fragmenten (rechts), nur noch in vereinzelten Linsen auf. Das Feinmaterial füllt dabei häufig randliche Einkerbungen an den gröberen Bruchstücken oder bildet die Zementmasse für Linsen bestehend aus Plasma und einzelnen Grobkörnern (siehe Strukturen). Lediglich am mittigen oberen Rand des Dünnschliffs ist ein größeres Plasmasegment ohne mehrheitliche Anteile von Grobkörnern vorhanden. Dieser Bereich stellt gleichzeitig den einzigen Abschnitt im Dünnschliff mit einer leichten Plasma-Textur (*insepic*) dar.
Die prägenden Bestandteile von E-5 sind zahlreiche Kalksteinfragmente unterschiedlicher Korngrößen. Auffällig sind insbesondere zwei Klasten in der rechten Hälfte der Probe. Beide sind nicht vollständig auf dem Schliff vorhanden, weshalb ihre Größe nicht exakt bestimmt werden kann (auf dem Dünnschliff vorhanden: > 3 cm). Daneben existiert eine Vielzahl weiterer und meist deutlich kleinerer Grobkörner (ca. 2 – 9 mm) die sich über den gesamten Schliff verteilen. Lokale Konzentrationen von Fragmenten oder Bereiche in denen keine Grobkörner vorzufinden sind, existieren im Dünnschliff (mit Ausnahme des Hohlraums zwischen den beiden großen Partikeln) nicht. Tendenziell nimmt die Partikelgröße allerdings von rechts nach links ab. Alle Fragmente besitzen kantig/gebrochene und ungerundete

Ränder. Besonders bei größeren Körnern sind die Ränder häufig geprägt von Fissuren, Rissen und Einkerbungen. Scharfe, ungestörte (glatte) Ränder existieren nur bei sehr wenigen Körnern. Hinsichtlich der Form unterscheiden sich die Fragmente vielfach: So finden sich gleichseitige Fragmente, ebenso wie deutlich längliche Scherben. Letztere sind besonders nahe der beiden Grobfragmente (rechts) auffällig.

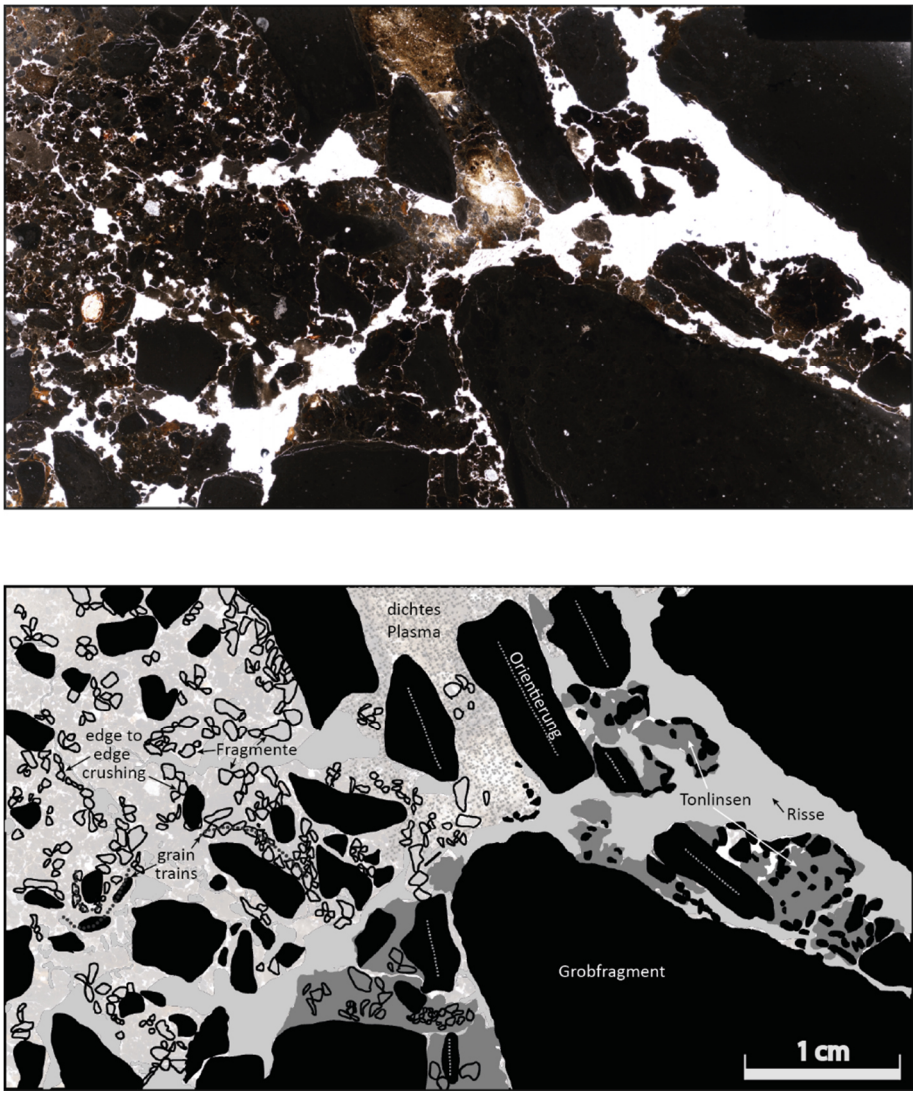


Abb. 63: Dünnschliff E-5 aus Rutschmassensedimenten am Unterhang (Bodenprofil EBS V)

Vor allem im Bereich höherer Materialdichte (links) werden die kleinen Fragmente häufig von feinen Rissen umgeben, welche auf den Trocknungsprozess während der Präparation zurückzuführen sind. Der Freiraum zwischen den beiden Grobfragmenten (rechts) ist dagegen natürlich entstanden.

Da die Plasmavorkommen im Dünnschliff gering sind, besitzt das Feinmaterial im Hinblick auf ausgebildete Strukturen kaum Bedeutung. Außerdem fehlen Strukturen, die nachweislich auf feuchte Bedingungen hindeuten (z.B. Wasserkanäle, Rotationen, o.ä.).

Hohe Anteile an Gesteinsfragmenten führen typischerweise zu bevorzugt brüchigen Deformationsstrukturen (BERTRAN & TEXIER 1999). In Falle von E-5 werden diese, besonders im rechten Teil, von den dort auftretenden Grobklasten geprägt. Zahlreiche längliche Bruchstücke in diesem Bereich des Dünnschliffs besitzen ähnliche Ausrichtungen in Bezug auf den Einfallswinkel ihrer Längsachse (zwischen ca. 135° und ca. 170°) wie die Außenränder der Grobklasten. Zudem treten besonders im Abschnitt zwischen den beiden großen Fragmenten mehrere linsenförmige Aggregate aus Körnern und Plasma (siehe oben) auf, die in diesem „geschützten" Bereich den Charakter von eigenen, isolierten Strukturen besitzen.

Im dichter gelagerten linken Teil von E-5 existieren deutlich weniger längliche Fragmente, weshalb die Orientierung zu den Grobklasten nur noch vereinzelt festgestellt werden kann. Durch eine deutlich höhere Materialdichte können in diesem Abschnitt weitaus weniger separate Aggregate als im zuvor beschriebenen Sektor definiert werden. Häufig zu erkennen sind *lineations* und/oder *grain trains* aus unterschiedlicher Korngrößen. Die mit größeren Abständen zwischen den einzelnen Körnern gelagerten *lineations* werden dabei tendenziell von größeren Fragmenten gebildet. Feinere, (relativ) unmittelbar aneinander gelagerte Partikel bauen hingegen die *grain trains* auf, die nicht selten aus mehr als 5 Körnern bestehen. Ihre Orientierung ist meist ungerichtet und kurvig. Je weniger Körner eine Reihe bilden, desto geradliniger ist diese allerdings. Resultierend aus den hohen Fragmentanteilen, unabhängig der Korngröße, sind in diesem Bereich auch *edge-to-edge-crushes,* sehr häufig auftretende Elemente.

Dünnschliffe E-6 und E-7 (Mikromorphologieprofile E-6, 40 cm und E-7, 40 cm)

Die Dünnschliffe E-6 und E-7 (Abb. 64 und Abb. 65) stammen aus verschiedenen Profilen am Fuß der Rutschmasse. Dennoch zeigen sie sich nahezu identisch in Bezug auf ihr Material, dessen Aufbau und den ausgebildeten Strukturen. Um diese Ähnlichkeiten hervorzuheben, werden die Exemplare gemeinsam betrachtet.

Beide Dünnschliffe dominiert eine diffuse Materialmasse, bestehend aus Plasma und einem großen Anteil Feinsandkörnern. Nur vereinzelt sind isoliert auftretende Grobkörner vorhanden. In der makroskopischen Betrachtung werden keinerlei ausgeprägte Strukturen erkennbar.

Der Anteil grober Fragmente beschränkt sich in beiden Dünnschliffen auf einige wenige Exemplare. Vorwiegend handelt es sich bei den Grobkörnern um Kalksteinpartikel zwischen

1 und 3 mm, in E-7 findet sich ein einzelnes 5 mm großes Fragment. In beiden Dünnschliffen existieren wenig längliche Bruchstücke, mehrheitlich kennzeichnet die Fragmente eine gleichseitige bis ovale Form. Die Ränder sind nahezu ausnahmslos glatt, d.h. ohne Risse, Brüche oder Einkerbungen ausgebildet.

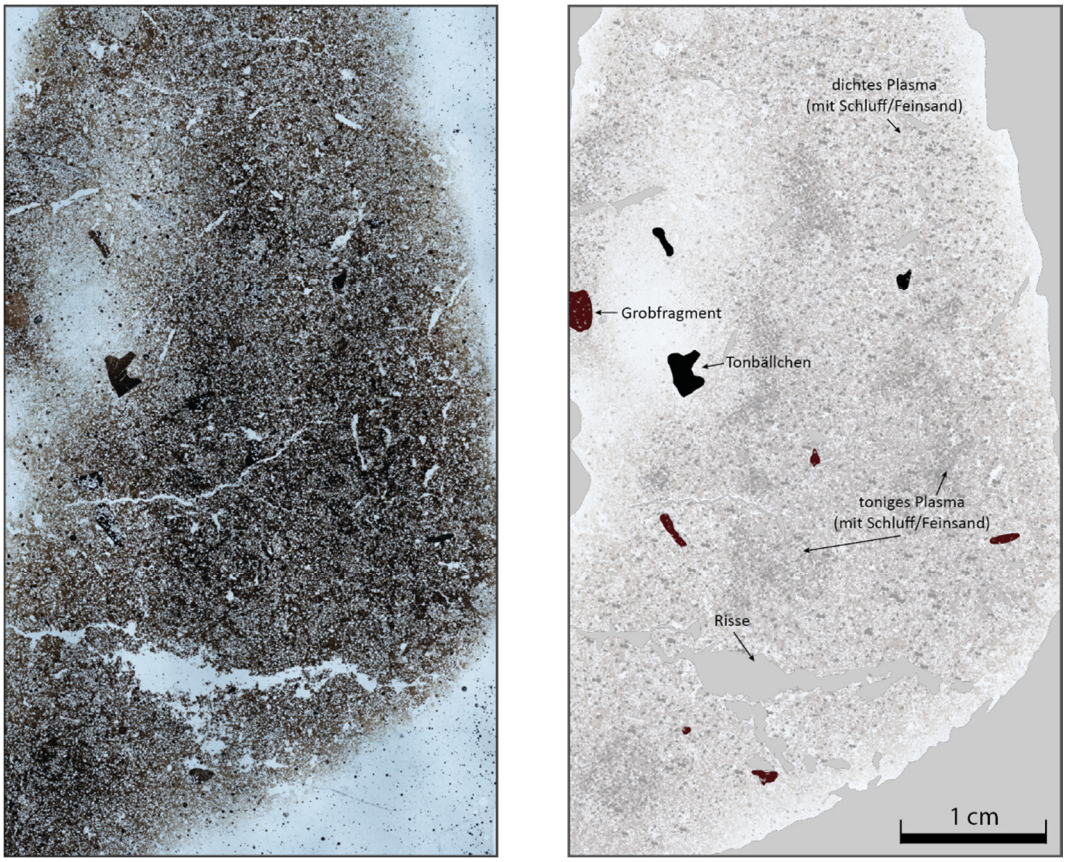


Abb. 64: Dünnschliff E-6 aus Sedimenten am Fuß der Rutschmasse

Entgegen der Fragmente > 1 mm Korngröße kommt den feineren Partikeln der Sandfraktion ein deutlich größerer Anteil zu. Optisch sind sie als feine weiße Punkte, mit scharfen Rändern und gleichseitiger, kantiger Form nahezu dominant. Dies gilt besonders im Falle von E-6, wo der Anteil an Feinsand den des Plasmas übersteigt. Eine Konzentration der Sandpartikel auf bestimmte Bereiche ist in beiden Dünnschliffen nicht auszumachen. Die Ausnahme sind einige, wenige Millimeter große Bereiche in E-6 und E-7, in denen die Feinsandpartikel, gebunden von tonigem Plasma, erhöht auftreten. Abschnitte, in denen kein Feinsand vorhanden ist, fehlen in beiden Dünnschliffen.

Trotz großer Anteile der Sandfraktion bestehen beide Dünnschliffe hauptsächlich aus tonig- / schluffigem Plasmamaterial. Besonders bei E-7 macht die hell- bis dunkelbraun erscheinende Masse den deutlich größten Materialanteil aus. Das Plasma bildet in beiden Dünnschliffen eine Art Grundmasse, in die sowohl die Sandkomponenten wie auch die

wenigen Grobkörner eingebettet sind. Das Plasma besitzt jeweils keine erkennbare Orientierung.

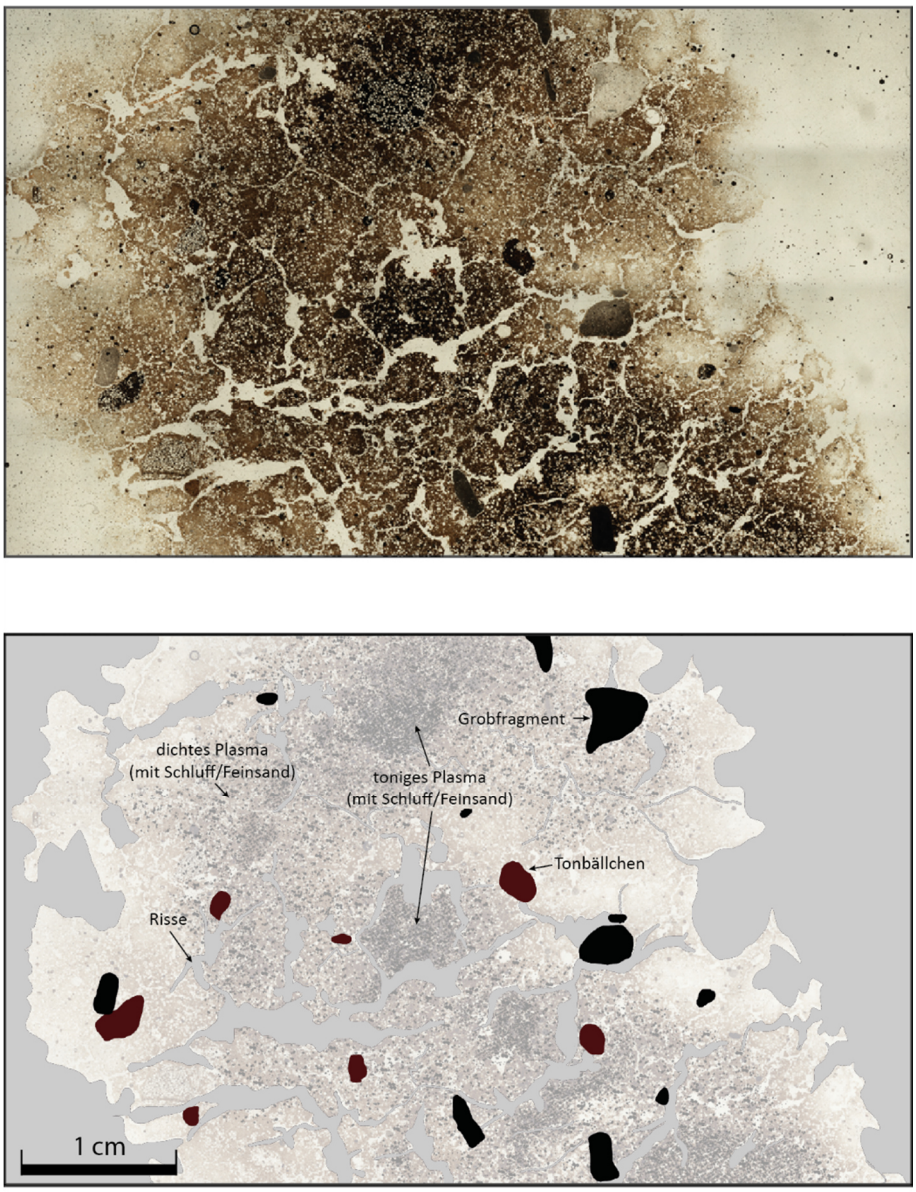


Abb. 65: Dünnschliff E-7 aus Sedimenten am Fuß der Rutschmasse

Bei E-6 sind hinsichtlich der Plasmadichte kaum nennenswerte Unterschiede erkennbar, was allerdings auch am optisch hohen Anteil des Sandes liegt. Demgegenüber lassen sich in E-7 anhand der Farbe unterschiedlich dichte Bereiche voneinander abgrenzen. Die Abschnitte höchster Plasmakonzentration befinden sich demnach im zentralen/inneren Bereich der Probe. Nach außen hin nimmt die Dichte deutlich ab. Dies ist in erster Linie zwar auch auf

die Präparation zurückzuführen, dennoch werden hierdurch natürliche Tendenzen wiedergespiegelt.
Anders als in vorangegangenen Exemplaren, können in den Dünnschliffen E-6 und E-7 keine ausgeprägten und aktiv gebildeten Strukturen beschrieben werden. Stattdessen zeigen beide Sedimentmassen ein optisch gleichmäßig heterogenes Erscheinungsbild, was durch die verschiedenen am Aufbau beteiligten Korngrößen und Materialien hervorgerufen wird. Strukturen, welche durch Sortierungen, Rotationen, hohe Feuchtigkeitsgehalte oder andere Prozesse innerhalb dieser Sedimente entstehen, fehlen hingegen völlig.
Im Dünnschliff E-7, welcher gegenüber E-6 leicht höhere Anteile an Feinsand aufweist, werden bei höheren Vergrößerungen kleine Differenzierungsbereiche zwischen Tonplasma und Feinsand deutlich. Vor allem das Feinstmaterial bildet stellenweise kleine, max. 1-2 mm lange „Mikroakkumulationen" aus, in denen keine Sandkörner vorkommen. Diese scheinen nach außen verlagert und formen entsprechend meist unmittelbar neben der Tonkonzentration eine eigene Mikroakkumulation aus Feinsand.

Dünnschliff E-8 (Profil EBS 13, Entnahmetiefe: 80 cm)
Die Gesamtübersicht des Dünnschliffs E-8 (Abb. 66) zeigt eine heterogene Sedimentmasse mit einer Vielzahl an Komponenten. Neben dem Grundplasma dominieren vor allem Feinsand und einige grobe Fragmente das Bild. Bedeutende Strukturen sind nicht vorhanden. Das Plasma bildet die im Hintergrund vorhandene Grundmasse des Dünnschliffs. Aufgrund des sehr hohen Anteils an Feinsand erscheint das Plasma im Dünnschliff allerdings eher als Fugenmaterial zwischen dem Feinsand und den Grobfragmenten. Zwar erstreckt sich das Feinmaterial so über den gesamten Dünnschliff, jedoch ist das Auftreten auf räumlich nur sehr kleine Bereiche beschränkt. Aus diesem Grund sind keinerlei detaillierte Aussagen zu Dichte und Textur möglich.
Den Hauptbestandteil des Sediments im Dünnschliff E-8 (Abb. 66) stellen Feinsandpartikel aus verwittertem Eisensandstein dar. Eingebettet in die Plasmamasse verteilen sie sich über den gesamten Schliff. Dabei existieren weder Bereiche ausgesprochen hoher noch besonders niedriger Konzentration. Die einzelnen Partikel sind größtenteils kantig und ungerundet. Zudem sind keinerlei Fissuren oder Brüche bei den feinen Körnern erkennbar. Auch die gröberen Sandkörner (bis 2 mm) zeigen nur in der Minderheit kleine Fissuren oder Einkerbungen, v.a. an den Außenrändern.
Bei den Fragmenten lassen sich verschiedene Bestandteile unterscheiden. Die mit bis zu 6 mm im Durchmesser gröbsten Körner bestehen aus Kalksteinfragmenten, welche vereinzelt im Dünnschliff zu finden sind. Einige dieser Körner wurden bereits sehr stark gerundet, andere nur an den Ecken abgeschliffen. Ihre Ränder sind zumeist scharf und glatt, ohne

Einkerbungen oder Fissuren. Besonders im zentralen rechten Teil finden sich zudem einige Partikel aus hellem Ton. Im Gegensatz zu den Kalksteinfragmenten sind sie nur bis zu 3 mm groß, mit einer meist eindeutig länglichen Grundform. An den Rändern wurde häufig Plasma angelagert, was vor allem auf die Bereiche zutrifft in denen randliche Risse und Kerben vorhanden sind. Stellenweis ziehen sich Risse auch durch ein komplettes Fragment.

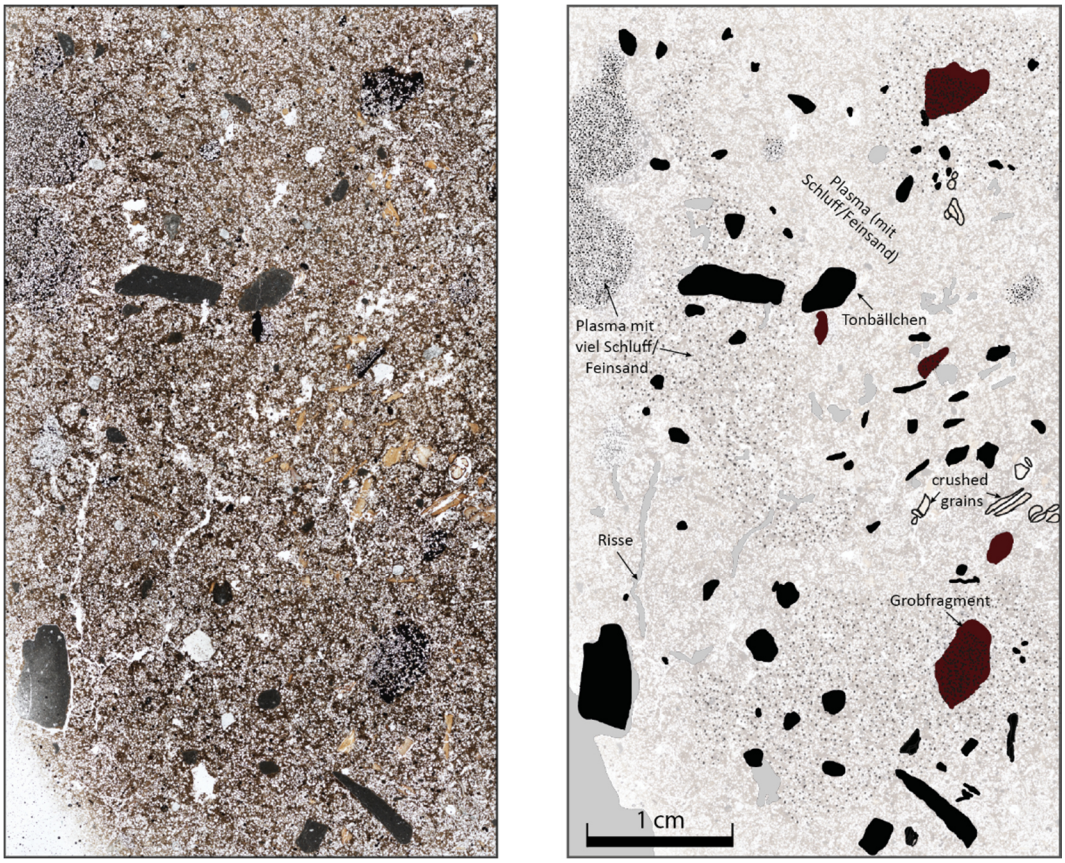


Abb. 66: Dünnschliff E-8 aus Sedimenten am Fuß der Rutschmasse (Bodenprofil EBS I-3)

Trotz der enorm hohen Zahl an Partikeln unterschiedlicher Korngrößen finden sich im Dünnschliff lediglich kleine, lokal begrenzte und häufig nur im Ansatz ausgebildete Strukturen.

So sind die Kalksteinfragmente stellenweise Zentrum leicht zirkulärer Orientierungen der sie umlagernden Sandpartikel. Aufgrund ihrer schwach ausgebildeten Form werden sie allerdings nicht als *turbate-structure* (vgl. HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003) oder gar *galaxy-structure* (vgl. MENZIES 2000) angesprochen, sondern allenfalls als „Pseudo-Turbat-Struktur".

Unabhängig von den Grobfragmenten sind im Sediment erneut (wie bei E-7, vgl. Abb. 65) mehrere kleinere Konzentrationen von Feinsand-Partikeln mit danebengelegenen Plasma-

Streifen auffällig. Die kleinen Sandakkumulationen sind dabei tendenziell eher flächige Formen während das Plasma in gebogenen Linsen (*Boudins*, vgl. MENZIES & ZANIEWSKI 2003) vorliegt.

Dünnschliff E-9 (Profil: EBS I3, Entnahmetiefe: 150 cm)

Anders als bei E-8 prägen nicht Sand- und Grobfragmente das Erscheinungsbild des Dünnschliffs E-9 (Abb. 67), sondern das Plasma. Innerhalb des tonig-schluffigen Feinmaterials sind nur wenige Fragmente eingelagert. Der Anteil an Feinsand tritt vor allem optisch hervor. Erneut sind keine Strukturen im Dünnschliff erkennbar.

Kalk- oder Sandsteinfragmente sind im Dünnschliff nur vereinzelt vorzufinden. Mit Größen von 1 – 3 mm sind die Partikel zudem deutlich kleiner als Fragmente in anderen Dünnschliffen. Für die Struktur der Sedimentmasse spielen sie nur eine sehr untergeordnete Rolle. Neben den eigentlichen Fragmenten existieren mehrere Tonbällchen, die mit bis zu 6 mm die größten „Körner" im Dünnschliff darstellen. Ihr Aufbau ist vor allem durch die Anlagerung zahlreicher Feinsand-Partikel gekennzeichnet. Somit stellen die Tonbällchen gleichzeitig Bereiche erhöhter Konzentrationen für die sonst eher flächig im gesamten Sediment vorhandenen Sandpartikel dar. Obwohl aus demselben Profil, ist der Anteil der Feinsandfraktion insgesamt signifikant geringer als bei E-9. Hinsichtlich des Aufbaus der Partikel allerdings gleichen sich beide Dünnschliffe: Erneut finden sich kleine, kantige Körner ohne Fissuren oder Brüche.

Ein deutlicher Unterschied besteht beim Aufbau des Plasmas. Während bei E-8 das Feinmaterial eher im Hintergrund vorhanden war, dominiert es das Erscheinungsbild im vorliegenden Exemplar E-9. Das Plasma ist dabei im gesamten Schliff verteilt, ohne deutliche Konzentrationsbereiche. Hauptbestandteil des Feinmaterials ist vorwiegend Ton, wobei auch Schluff in unterschiedlichen Anteilen vorhanden ist. Anhand des Farbtons können zudem ein paar geringfügig dichtere Bereiche angesprochen werden, welche zudem durch die sich während der Trocknung gebildeten Risse hervorgehoben werden. Ihre Verteilung erfolgt allerdings ohne erkennbares Muster. Zudem ist das Plasma, trotz des hohen Mengenanteils, vollständig ohne Textur oder Orientierung.

Hinsichtlich einer Strukturansprache können im gesamten Dünnschliff E-9 keinerlei Formen definiert werden. Auch um die Grobkörner und Tonbällchen finden sich keine Orientierungen. Allerdings zeigen sich im Bereich geringfügig erhöhter Sandanteile (oben rechts) einige ansatzweise ausgebildete, lokale Kleinstrukturen, wie beispielsweise *lineations* bzw. *grain trains* aus Feinsand. Die Reihung der Körner ist dabei stellenweise recht eng, so dass es zwischen den einzelnen Partikeln möglicherweise auch zu *edge-to-edge-crushing* kam. In ihrem Verlauf sind die Kornreihen selten gerade gestreckt sondern meist gebogen bzw. leicht

wellig. Eine einheitliche Ausrichtung oder parallele Anordnung der Kornreihen ist ebenfalls nicht zu erkennen.

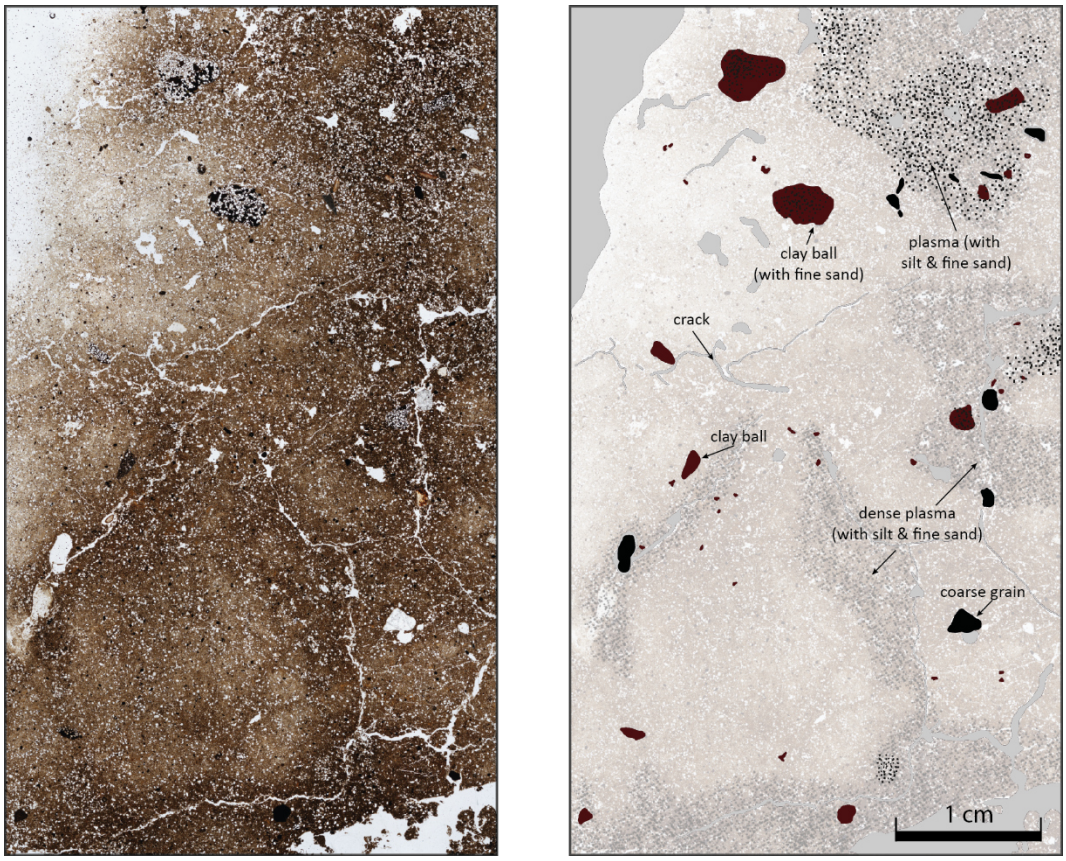


Abb. 67: Dünnschliff E-9 aus Bodenprofil EBS I-3 an der seitlichen Front der Rutschmasse

9.1.2 Auswertung der Dünnschliffbeschreibungen

Der Vergleich der Dünnschliffe aus der Rutschmasse am Hasenberg bei Ebermannstadt zeigt zahlreiche unterschiedliche Strukturen und Ausprägungen. Von den obersten Proben in anstehenden Tonschichten des Calloviums, über verschiedene Abschnitte der Rutschmasse bis hin zu deren Fuß, werden deutliche Differenzen im beteiligten Material sowie in dessen spezifischen Strukturen deutlich. Diese verschiedenen Strukturen zeugen von sich verändernden Bewegungs- und Deformationsmechanismen im Verlauf der Rutschung. Des Weiteren wird die Heterogenität der gesamten Rutschmassenablagerung deutlich, wobei mehrere Zonen unterschieden werden können.

Die beiden Dünnschliffe E-1 und E-2 aus Profil EBS I2 stammen aus den anstehenden Schichten der Callovium-Tone im unteren Teil des Oberhangs (siehe Abb. 16). Die

Dominanz des hier natürlicherweise vorkommenden Tons spiegelt sich in den Zusammensetzungen des Plasmas beider Dünnschliffe wider, welche gleichfalls in erster Linie von Ton geprägt werden. Da in beiden Proben keine größeren Beimengungen von Fremdmaterial, beispielsweise von karbonathaltigen Fragmenten aus den hangenden Malmkalkschichten, vorzufinden sind, ist davon auszugehen, dass beide Proben keine Rutschmassensedimente sondern die anstehenden Tonschichten repräsentieren. Entsprechende Erkenntnisse wurden auch bereits bei den Sedimentanalysen im Gelände (vgl. Kap. 8.1.1) beschrieben.

Die Plasma-Texturen aus beiden Dünnschliffen belegen das nachhaltige Auftreten von Druck und Stress auf das Material (VAN DER MEER & MENZIES 2011), wobei die Orientierung der Textur auf einen deutlichen Einfluss von Scherung hindeutet (nach BORDONAU & VAN DER MEER 1994, VAN DER MEER & MENZIES 2011). Als Ursache der Scherung in diesem Bereich kommt in erster Linie das Abgleiten von Malmkalkschuttmassen auf der Oberfläche in Frage (wie bereits auch in Kap. 5.1 vermutet und beschrieben, vgl. auch Kap. 10.1.1). Sowohl durch den Druck aus der reinen Auflast des Schutts, wie auch insbesondere durch die zusätzliche Stresskomponente aus der Schuttbewegung wurden die darunter liegenden Tone beeinflusst. Das gleichzeitige Fehlen signifikanter Grobkornanteile begünstigt die Genese der ausgeprägten und einheitlichen Plasma-Texturen zusätzlich (HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003). Der Ausbildung der *unistrial*-Textur im Plasma beider Proben, liegt nach HIEMSTRA & RIJSDIJK (2003) sowie MENZIES (2012) eine konstante und anhaltend hohe Belastung des Materials in eine gleichbleibende Richtung zu Grunde. Somit wäre eine Bildung der Textur als Folge von Hangkriechen (evtl. auch nach der Rutschung 1957) zwar unter dem Aspekt des dauerhaften, konstanten Stresses denkbar, allerdings fehlt durch den während der Rutschung abgetragenen Malmschutt eine bedeutende Druckkomponente. Entsprechend wahrscheinlicher ist die Textur-Genese zu Beginn und während der Rutschung 1957, in der wesentlich höhere Drücke und Stresse herrschten, auch wenn die Bildungsdauer zeitlich recht begrenzt erscheint.

Da vor allem in Dünnschliff E-2 die Ausrichtung der *unistrial*-Textur nur graduell deformiert wurde, ist darauf zu schließen, dass das Material nur einer Hauptprägungs- bzw. Orientierungsphase unterlag und selbst nicht nennenswert verlagert wurde. Gleiches gilt auch für E-1, obwohl hier eine im Vergleich zu E-2 deutlichere Deformation der *unistrial*-Textur im Zentrum (erkennbar an der Änderung der Orientierungsrichtung) vorliegt. Möglicherweise pausten sich hier die Kräfte der vorwiegend an der Oberfläche stattfindenden Gleitprozesse stärker auf das Material durch und verursachten so die wellige Deformation sowie die diagonale Intrusion.

Nach HARRIS & LEWKOWICZ (1993) ist das Auftreten der Intrusion und deren flammenähnliche Struktur ein Zeichen für den weichen Zustand des Materials. Da die Struktur die Plasma-Textur schneidet, muss ihre Bildung chronologisch nach der Orientierung des Feinmaterials erfolgt sein. Denkbar ist, dass sich in Folge der Rutschbewegung vor allem in weniger dichten Plasmasegmenten Schwächebereiche im Feinmaterial bildeten, in die Wasser und/oder stark durchfeuchtetes Material eindringen konnte. Der in E-2 vorhandenen Fließnase (unten links) liegt eine ähnliche Genese zu Grunde. Da sich solche sog. *water-escape-structures* (vgl. VAN DER MEER 1993, MENZIES 2000) vergleichsweise rasch bilden, sind für sie keine anhaltenden Deformationsverhältnisse notwendig (Menzies, mündl. Mitteilung).

Ein weiterer Beleg für den Einfluss von Wasser im Material der beiden Dünnschliffe ist die Einregelung der Tonbällchen, parallel zur Ausrichtung des Plasmas. Durch die Feuchtigkeit im Material wurde ein mögliches Zerbrechen verhindert und gleichzeitig die plastische Deformation, im Zuge derer es zur Einregelung der Partikel kam, aufrechterhalten bzw. intensiviert (vgl. HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003).

Die beschriebenen „Coronas" aus Plasma, welche die Tonbällchen umgeben, ähneln beim ersten Blick (Pseudo)Turbat-Strukturen (vgl. VAN DER MEER 1996). Jedoch besitzt das Plasma keinerlei zirkuläre Orientierung zum Zentralkorn, weshalb eine Bildung der Corona in Folge von Rotation des Plasmas um dieses Zentralkorn auszuschließen ist. Da es sich beim Material außerdem nicht um Rutschmaterial handelt, ist ohnehin nicht von rotierenden Partikeln auszugehen (BERTRAN & TEXIER 1999). Der als Corona erscheinende Übergang zwischen den Tonbällchen und dem übrigen Plasma stellt stattdessen die allmählich verwitternde Außenhülle der Tonkonzentration dar. Die aus dem dichten Bällchen herausgelösten Tonpartikel sind dabei noch nicht lange genug freigesetzt als das sie bereits in die vorherrschende unistrial-Textur des Plasmas eingeregelt worden wären.

Alle vorkommenden Strukturen unterstreichen die ausschließliche duktile Deformation des Materials in beiden Dünnschliffen (nach VAN DER MEER & MENZIES 2011). Trotz ihrer hohen Plasma-Anteile werden beide Dünnschliffe von einigen Rissen durchzogen. Nach HIEMSTRA & RIJSDIJK (2003) ist dies kein Widerspruch, da die Rissbildung vorwiegend beim Trocknen des Probenmaterials entsteht und sich Tone besonders anfällig für die Bildung von Trockenrissen zeigen. Eine natürliche Ausnahme hiervon sind die beiden großen (sub)horizontal verlaufenden Wurzelrisse in E-2. Ihre Anlage erfolgte nach der Rutschung, als sich die Wurzeln neuer Pflanzen im Sediment ausbreiteten. Allerdings orientierten auch sie sich an relativen Schwächezonen im Sediment, beispielsweise an den Übergängen verschiedener Materialbereiche.

Ein anderes Bild als die Dünnschliffe E-1 und E-2 zeigen die Exemplare E-3 und E-4 aus Profil EBS III an der Talseite einer Translationsscholle im oberen Teil der Rutschmasse. Entsprechend besitzen beide Dünnschliffe eine sehr ähnliche Materialzusammensetzung. Die Sedimente im Profil wurden in Kapitel 8.1.1 als heterogene Rutschungssedimente beschrieben.

Neben dem dominierenden, tonigen Plasma fanden sich in beiden Proben entsprechend deutliche Anteile an Grobmaterial, die das Ausbilden einer gleichmäßigen Plasma-Textur hemmen (nach HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003) bzw. die Durchmischung der Masse unter dem Einfluss von Druck und Wasser fördern (MENZIES & ZANIEWSKI 2003). Eine Vielzahl der in E-3 und E-4 vorhandenen Strukturen sind direkt in Verbindung zu setzen mit unterschiedlichen, durchwegs aber recht intensiven Deformationsformen (vgl. BERTRAN & TEXIER 1999, MENZIES 2012), die aus verschiedenen Druck- bzw. Stresseinflüssen und dem Einfluss des Porenwassers im oberen Bereich der Rutschmasse resultieren (MENZIES & ZANIEWSKI 2003, THELER 2004, VAN DER MEER 2011). So fanden sich jeweils nur kleine Bereiche mit einheitlich ausgebildeten *unistrial*-Plasma-Texturen. Häufiger waren uneinheitliche *insepic*-Texturen und/oder fleckige, marmorierte bzw. „melierte" Plasma-Texturen, die nach VAN DER MEER & MENZIES (2011) typisch sind für Bereiche, in denen unterschiedliche Fazies und Korngrößen miteinander vermischt wurden. Die Durchmischung erfolgte aufgrund einer raschen Bewegung des Materials, welche in der Anfangsphase der Bewegung eher zum Zerbrechen der Masse führte, als das durch anhaltende, plastische Deformation neue Plasma-Texturen gebildet wurden (vgl. BERTRAN & TEXIER 1999). Auch in der Folge kam es, v.a. aufgrund des zeitlich beschränkten Druckeinflusses, nur zu spärlich ausgeprägten Plasma-Texturen.

Neben Druck und Stress besitzt Wasser eine entscheidende Bedeutung für die Deformation und Strukturbildung. Am deutlichsten wird der starke Einfluss des Wassers an der zentral ausgebildeten *water-escape-structure* in E-3, die als prägende Struktur des Dünnschliffs beschrieben wurde (vgl. Kap. 9.1.1). Die Bildung einer solchen *water-escape-structure* geht nach MENZIES & ZANIEWSKI (2003) auf freies Porenwasser zurück und verdeutlicht die zumindest partiell vorhandene hohe Menge an Wasser im Material. Im vorliegenden Fall wurde das Porenwasser wahrscheinlich in Folge von intensiven Materialbewegungen und dem Zusammentragen unterschiedlicher Massenbestandteile, Kornfraktionen etc. aus den umliegenden Sedimentbereichen ausgepresst. Die Wasserbewegung verursachte eine gleichsame Orientierung auch größerer Partikel und Segmente sowohl innerhalb, wie auch randlich des Kanals, was gleichzeitig einen gewissen Fließdruck verdeutlicht. Anhand der Ausrichtung der vorhandenen Fließnasen sowie der kleineren *water-escape-structure* (untere Hälfte, rechts) kann die Bewegungsrichtung des Wasser eindeutig von unten nach oben

rekonstruiert werden. Dazwischen wird der Kanal von lateralen Grobfragmenten bzw. Tonbällchen beidseitig eingeengt (*necking structure* nach VAN DER MEER & MENZIES 2011). Möglicherweise hat hierdurch sogar noch eine Intensivierung der Bewegung innerhalb der Struktur stattgefunden. Neben der Einregelung fand auch eine gewisse Deformation innerhalb des Fließkanals statt, was besonders an dem gebogenen/welligen Verlauf der Bänder, Streifen und Linierungen erkennbar wird. Die randlich des Kanals vorgefundenen Strukturen (u.a. Turbate, Intrusion) verdeutlichen den Einfluss des Wassers auch außerhalb der eigentlichen *water-escape-structure*.

Auf die gleiche Art und Weise zeugen auch die in E-4 beschriebenen Rotationsstrukturen (unterer, rechter Teil; vgl. Kap. 9.1.1) von hoher Feuchtigkeit im diesem Bereich des Sediments. Oberhalb davon verdeutlicht die bänderartige Sortierung unterschiedlicher Korngrößenfraktionen ebenfalls von duktilen Deformationsverhältnissen. Nach BERTRAN & TEXIER (1999) und MENZIES & ZANIEWSKI 2003 können all diese Strukturen (kl. Fließnasen, dyke-artige „Intrusion", Turbat-Struktur und Bänderungen, vgl. Kap. 9.1.1) als charakteristisch für Fließ- bzw. Murenmaterial angesehen werden.

Gleichzeitig existieren in beiden Dünnschliffen auch mehrere Formen, deren Bildungen auf Bruchdeformation zurückzuführen sind. Dies zeigt sich insbesondere in E-4 (linke Hälfte) wo einige kantige Grobmaterialfragmente und zerbrochene Tonkonzentrationen das Bild prägen. Kleinere Tonfragmente dieser Art existieren auch in der oberen Öffnung der Kanalstruktur in E-3. Generell sind zerbrochene Partikel dieser Art als Anzeichen von trockeneren Verhältnissen zu deuten (vgl. BERTRAN & TEXIER 1999). Ihre Vorkommen in einer Sedimentmasse, welche mehrheitlich eher duktiler Deformationsstrukturen aufweist, verdeutlicht entweder eine mehrphasige Deformation, mit feuchten und weniger feuchten Bedingungen, oder unterschiedliche Strukturbildungsräume und einen anschließenden Zusammentrag der Segmente (vgl. MENZIES & ZANIEWSKI 2003, VAN DER MEER & MENZIES 2011). Besonders interessant sind in diesem Zusammenhang die Kontaktbereiche, in denen Segmente unterschiedlicher Korngröße, Feuchtigkeit oder Deformationsform aufeinandertreffen.

In E-3 wurde für den Übergangsbereich zwischen Tonkonzentration und den angrenzenden Plasmaablagerungen (untere Bildhälfte) eine besonders intensive Durchmischung mit zahlreichen deformierten Aggregaten, Feinmaterialstreifen, Linierungen, Körnern etc. beschrieben (vgl. Kap. 9.1.1). MENZIES & ZANIEWSKI (2003) beobachteten ähnliche *marbled structures* (dt.: „marmorierte Strukturen" aus MENZIES & ZANIEWSKI 2003, S. 39) in schutthaltigen Fließbewegungen. Bei einer intensiven Durchmischung kennzeichnen sie den Kontaktbereich von Segmenten unterschiedlicher Korngrößenfraktionen und/oder Plasma-Texturen (und damit unterschiedlicher Dichten und Wassergehalte) die im Zuge von

Bewegungen zusammengeschoben wurden. Als Folge der intensiven und kompakten Deformation in diesem Bereich sind die einzelnen Strukturen kaum mehr erkennbar (MENZIES & ZANIEWSKI 2003). Gleichzeitig kommt es als Folge des Zusammenschiebens erneut zum Auspressen von Porenwasser. Dieser Effekt führte mit hoher Wahrscheinlichkeit zur Bildung der kleineren *water-escape-structure*, welche direkt aus der *marbled structure* hervorgeht und sich in ihrem Verlauf womöglich an einer relativen Schwächezone im angrenzenden Plasma orientierte.
Ein ähnlicher Prozess wäre auch auf die Strukturen in Dünnschliff E-4 übertragbar, in dem ein von brüchiger Deformation geprägtes Segment (linke Bildhälfte) auf einen ausgeprägt duktilen Bereich (rechte Bildhälfte) trifft und sich als Resultat die Vertikalstruktur im Zentrum bildet, welche durch den Riss nachgezeichnet wird. Allerdings zeigt das Material beiderseits eine fast identische, (sub)horizontale Orientierung (50°/230°) sowie einzelne Linierungen, die über den Vertikalriss hinweg erkennbar sind und so auf eine gemeinsame duktile Deformation dieser Bereiche hindeuten (vgl. HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003). Die tonigen Bruchstücke (linker Abschnitt) wurden wahrscheinlich durch Bewegungen und Durchmischungen im Zuge der Rutschungen in das Material eingetragen. Fehlende *marbled structures* deuten auf eine insgesamt geringere Deformationsintensität im Kontaktbereich hin (vgl. BERTRAN & TEXIER 1999, VAN DER MEER et al. 2003). Eine chronologische Einreihung der Verlagerung vor oder nach die Phase der duktilen Deformation ist nur schwer möglich. Wahrscheinlich erfolgte der Eintrag bereits im Vorfeld, da die Tonbruchstücke eine leichte Einregelung aufweisen, welche mit der Gesamtorientierungsrichtung übereinstimmt. Womöglich aufgrund von Material- und/oder Dichteunterschieden im Zentrum des Sediments kam es im Zuge von Druckeinwirkungen und Stress zur Bildung einer Schwächezone (vgl. HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003). In diesen Bereich konnte in einem späten Stadium der Bewegung Wasser eindringen und eine entsprechende *water-escape-structure* ausbilden, wie die vertikale Orientierung von Materialkomponenten an den Seiten sowie mehrere kleine Fließnasen belegen (vgl. MENZIES 2000, THELER 2004). Denkbar ist in diesem Zuge auch die Genese der Rotationsstrukturen (unten rechts), welche, wie auch die *water-escape-structure* aufgrund ihrer Fragilität kaum eine längere Bewegungsphase ohne weitere Deformation bzw. ohne Zerstörung der Struktur überdauern (vgl. MENZIES 2012).

Im Dünnschliff E-5 wird das fortschreitende Auspressen von Wasser aus der Sedimentmasse im unteren Teil der Hauptrutschmasse deutlich. So besteht das Material zu sehr großen Anteilen aus Klasten und Grobfragmenten, wohingegen sich die Plasmavorkommen auf die Fugen zwischen den Einzelkörnern beschränken (vgl. Kap. 9.1.1).

Die Prägung des Dünnschliffs durch die beiden Grobklasten (rechts, vgl. Abb. 63) wird anhand mehrerer Elemente und Strukturen deutlich. Zum einen könnten kleinere Fragmente Scherben aus jenen Grobkörnern sein, die in Folge des *edge-to-edge-crushigs* mit anderen Körnern entstanden (nach VAN DER MEER 1996, BERTRAN & TEXIER 1999). Zum anderen ist auch die Orientierung vieler Splitter von den beiden Großfragmenten in diesem Bereich beeinflusst. Diese Orientierung verdeutlicht gleichzeitig, dass die Masse internen Bewegungen unterlag und sich nicht als zusammenhängende Scholle auf eine Gleitschicht bewegte (nach MENZIES 2012). Prinzipiell sind dabei drei Varianten eines Bewegungsmusters denkbar. Die (A) Bewegung der Grobfragmente selbst (von rechts unten nach links oben, bei gleichzeitig ortsfestem Plasma-Korn-Gemisch), eine (B) Bewegung des Plasma-Korn-Gemisches (von links oben nach rechts unten, bei gleichzeitig ortsfesten Großfragmenten) oder die (C) Bewegung beider Komponenten (aufeinander zu). Einheitliches Resultat ist die parallele Ausrichtung der beweglicheren Splitter zu den trägeren Grobklasten (siehe Abb. 63 rechter Teil). Nach MENZIES & ZANIEWSKI (2003) liegt einer Orientierung von Fragmenten generell die Beteiligung von Wasser zu Grunde (vgl. auch THELER 2004). In erster Linie beträfe diese Annahme die Plasmakomponente, da Gesteinsfragmente selbst nicht durchfeuchtet werden. Entsprechend dieser These wäre die Orientierung der Fragmente auf eine Einregelung in einem (nahezu) wassergesättigten, fließendem Plasma zurückzuführen. Der im Dünnschliff ersichtliche, geringe Anteil von Plasma müsste folglich das Resultat von nachträglichem Ausfließen der Feinsedimente sein. Im Falle von sich aufeinander zubewegenden Komponenten (siehe oben), wäre allerdings auch eine Orientierung der Scherben zu den Grobklasten ohne fließendes, feuchtes Plasma in den Zwischenräumen denkbar.

Im Bereich zwischen den beiden Grobfragmenten besitzt das Plasma eine stark untergeordnete Bedeutung. Die gering vorhandenen Vorkommen beschränken sich auf Linsen, deren Außenränder von Körnern aufgebaut werden und die das Plasma im Inneren vor dem Abtrag bei Kollisionen schützen. Somit sind die Agglomerationen in diesem Bereich weniger aktiv gebildete Strukturen aus Plasma und Körnern als vielmehr Bruchstücke aus der Deformation des Plasma/Partikel-Gemisches im Zuge der beschriebenen Bewegungen. Die womöglich ursprüngliche Form dieses Gemisches zeigt sich noch in der linken Hälfte von Abbildung 63.

Trotz eines deutlich höheren Plasmaanteils unterstreichen auch hier zahllose zerbrochene Körner und *edge-to-edge-crushes* eine Dominanz brüchiger Deformationsformen. Die kantigen Ränder der Fragmente deuten auf vergleichsweise frische Bruchdeformation hin. Dabei kann nicht sicher ausgesagt werden, ob es sich beim Material um junge oder ältere (remobilisierte) Rutschmassen handelt. Die zahllosen *edge-to-edge-crushes* lassen lediglich auf eine hohe

Intensität der Bruchdeformation und intensiven Kontakt der einzelnen Körner untereinander schließen (vgl. BERTRAN & TEXIER 1999, MENZIES & ZANIEWSKI 2003), durch welchen sich die Partikel zermahlen haben. Aufgrund des auch hier untergeordneten Anteils an Plasma und der daraus resultierenden begrenzten Wasseraufnahmekapazität, werden abermals brüchige Deformationverhältnisse begünstigt (vgl. MENZIES 2012). Gleichzeitig zeugen die beschriebenen *lineations* und *grain trains* von Einregelungs- und Orientierungsbewegungen in feuchtem Material bzw. duktilen Deformationsverhältnissen (vgl. HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003). Der kurvige Verlauf der *grain trains* in diesem Bereich lässt zudem eine nachträgliche Deformation der ursprünglich geradlinig verlaufenden Strukturen vermuten (MENZIES & ZANIEWSKI 2003; MENZIES, mündl. Mitteilung). Da die Körner allerdings keine längliche Form besitzen, kann keine planare Reorientierung aus ihrer Anordnung abgeleitet werden (vgl. HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003).
Zusammengefasst repräsentiert auch dieser Dünnschliff mehrere Entwicklungs- und Deformationsstadien bzw. -verhältnisse. Die heterogenen Bestandteile des Sediments lassen auf eine, im Zuge der Rutschung entstandenen, Masse mit tonigem Plasma, Feinmaterial und Fragmenten diverser Korngrößen schließen. Möglicherweise in früheren Stadien gebildete Strukturen wurden durch die anhaltende Bewegung zerstört, was zu einer (nicht vollständigen) strukturlosen, ansatzweise homogenisierten Sedimentmasse (siehe Abb. 63 links) geführt hat. Im flacheren Hangbereich kam es allmählich zu einer Ablagerung der Rutschmasse, wobei vor allem nachkommendes Material Druck auf die sich verlangsamende Masse ausübte. Daraus resultierte das Austreten von Porenwasser und Plasma (vgl. MAJOR 2000, MENZIES & ZANIEWSKI 2003), während sich gröbere Fragmente ablagerten. Zusätzlich verursachte der Druck im nun plasma-ärmeren und trockeneren Sedimentmaterial weitere Bewegungen und dadurch die nachhaltige, brüchige Deformationen (Abb. 63 rechts) aus der eine sog. *brecciated microstructure* (nach BERTRAN & TEXIER 1999, S. 117) entstanden ist. Anhand des Ausprägungsgrades der Strukturen lässt sich zudem auf eine gewisse Zeitdauer und Intensität dieser letzten Deformationsphase schließen.

Der Tendenz der Homogenisierung einer Sedimentmasse durch anhaltenden Druck in Folge einer Massenbewegung setzt sich in den Dünnschliffen E-6, E-7, E-8 und E-9 (Abb. 64 – Abb. 65) fort. Alle vier Proben stammen aus dem Fußbereich der Rutschung (vgl. Abb. 16) und ähneln sich vor allem in der Materialzusammensetzung (vgl. Kap. 9.1.1). Insbesondere gilt das für die Dünnschliffe E-6, E-7 und E-8, die neben der Grundmasse aus tonigem Plasma jeweils beträchtliche Mengen an Feinsandkörnern besitzen. Die Feinsandkörner zeugen von den in diesen Hanglagen im Untergrund anstehenden Doggersandsteinschichten (vgl. Kap. 8.1.1).

In Dünnschliff E-9 ist die Feinsandfraktion zugunsten von mehr Plasma nur zu vergleichsweise geringeren Anteilen vorhanden. Die Ursache dieses Unterschieds ist nicht zweifelsfrei zu klären, liegt aber eventuell im sog. „Paranuss-Effekt" begründet, wonach grobe Materialien in Folge von äußeren Bewegungen nach oben wandern. E-9 stammt aus einer Tiefe von 150 cm, wohingegen die anderen Proben aus 50 bzw. 80 cm Tiefe entnommen wurden. Möglicherweise repräsentiert das plasmareichere Material aus Dünnschliff E-9 das tiefergelegene tonige Fließmaterial, welches sich über die ehemalige Geländeoberfläche ergoss, während die weniger dichten Teile der Masse mit sandigeren Partikeln obenauf schwammen.

Allen Dünnschliffen gemeinsam ist das Fehlen von größeren Deformationsstrukturen wie auch von ausgeprägten Plasma-Texturen. Die aus E-8 beschriebenen „Pseudo-Turbat-Strukturen" ähneln optisch zwar den aus E-3 und E-4 beschriebenen Rotationsstrukturen (vgl. u.a. MENZIES, 2000), allerdings ist anzunehmen, dass im vorliegenden Fall in erster Linie die große Menge an frei beweglichen Sandkörnern, in einer fließenden Masse mit beinahe untergeordnetem Plasmaanteil zur Ausbildung dieser Formen geführt hat. Unter den gegebenen Umständen, bei denen auch die Grobkörner in turbulenter Bewegung waren, ist diese Formengenese eine logische Konsequenz, wobei die Anordnung nicht zwingend durch Rotation der Grobkörner zu Stande kam, sondern allein durch die Ablagerung der Masse erfolgte.

Das Fehlen dieser Elemente geht auf die in Kapitel 10.4.2 näher beschriebene Homogenisierung zurück (nach BERTRAN & TEXIER 1999, MENZIES & ZANIEWSKI 2003), die gewissermaßen das Ende des Strukturbildungsverlaufs von Sedimentmassen darstellt (nach HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003). Bereits in Dünnschliff E-5 wurden erste Tendenzen zur Homogenisierung aus dem unteren Bereich der Hauptrutschmassenablagerung beschrieben, wobei die spezifische Sedimentmasse deutlich grobkörniger war. Es wird angenommen, dass ausgetretenes Porenwasser und Plasma aus der in E-5 beschrieben Sedimentmasse, sich als Fließmasse ohne internen Druck oder Stress über die unteren Hangbereite ergoss. Aufgrund des hohen Wassergehalts kam es hierbei zu einer verstärkten Homogenisierung der feinkörnigen Sedimentmasse. Das Endergebnis stellt eine strukturlose Sedimentmasse mit einer offen porphyrischen c/f Relativverteilung der Partikel dar (nach BERTRAN & TEXIER 1999).

Unter dem Mikroskop allerdings wurden besonders bei den stärker sandhaltigen Proben E-7 und E-8 kleine, als „Mikroakkumulationen" bezeichnete, Strukturansätze erkennbar (siehe Kap. 9.1.1). Insbesondere das Plasma bildet dabei kleine, linsenartig gebogene Cluster in denen Sandkörner ausgelagert sind. Analog formen die Sandkörner kleine Linierungen bzw. längliche Konzentrationen. Die Strukturgenese erlaubt mehrere

Interpretationsmöglichkeiten. Nach BERTRAN & TEXIER (1999) kommen unter anderem post-sedimentäre Tau- und Gefrier- sowie Quell- und Schrumpfprozesse in Betracht. Aufgrund der hohen Tonvorkommen im Mittel- und Oberhang könnten die tonigen Konzentrationen allerdings auch stark deformierte Tonagglomerationen (oder ehem. „Tonbällchen") darstellen (vgl. BERTRAN & TEXIER 1999). Letztlich wäre auch denkbar, dass es analog zu den Verhältnissen bei Dünnschliff E-5, beim Absetzen der Masse in Verbindung mit dem Abtrocknen des Sediments und leichtem Druckeinfluss durch nachschiebendes Material zur Bildung von kleinen Sortierungen kam. Aufgrund geringer Formungsdauer und -intensität sind diese Formen nur in Ansätzen ausgebildet.

In der Gesamtbetrachtung eröffnen die Dünnschliffe aus der Rutschung am Hasenberg bei Ebermannstadt eine sehr große Bandbreite unterschiedlichen Materials, verschiedener Strukturen, Deformationsformen und -prozessen. Das Probenmaterial ähnelt dabei konstant deformierten Feinsedimenten (Dünnschliffe E-1 & E-2, nach HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003), stark deformiertem Murenmaterial (Dünnschliffe E-3 & E-4, nach BERTRAN & TEXIER 1999, MENZIES & ZANIEWSKI 2003), Ablagerungen aus Geröllbewegungen (Dünnschliff E-5, nach BERTRAN & TEXIER 1999) oder Sedimenten aus Fließbewegungen (Dünnschliffe E-6, E-7, E-8 & E-9, BERTRAN & TEXIER 1999).
In den Dünnschliffen spiegelt sich die spezifische Materialzusammensetzung anhand der ausgebildeten Strukturen wider. Gleichzeitig wird die große Bedeutung von Wasser innerhalb der gesamten Rutschmasse deutlich. Hohe Feuchtigkeit in tonigem Material führten im Sediment der Dünnschliffe E-1 und E-2 zu einer relativ konstanten Deformation wobei das Material den zugeführten Druck rein durch duktile, plastische Deformation absorbierte (vgl. HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003). Die Dünnschliffe E-3, E-4 und E-5 zeigen weniger eine konstante plastische Deformation als vielmehr das Zusammenführen, Vermischen und komplexe Deformieren von unterschiedlichen Bestandteilen. Anhand der Strukturen lassen sich nicht nur duktile und brüchige Deformationsverhältnisse ableiten (vgl. VAN DER MEER 1993), sondern auch zeitliche unterschiedliche Bildungsphasen. Die *marbled structures* beispielsweise verdeutlichen hohen Druck und hohe Wassergehalte (MENZIES & ZANIEWSKI 2003; MENZIES mündl. Mitteilung) und somit eine der Hauptbewegungsphasen der Rutschung. Rotationsstrukturen hingegen zeugen eher von anhaltendem, durchschnittlichem Druck und mittleren bis hohen Wassergehalten (HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003, MENZIES 2012) wie er vor und nach der Hauptbewegung vorlag. Die Wasserflussstrukturen wiederum entstehen typischerweise erst gegen Ende der Bewegungen,

kurz vor der finalen Ablagerung, bei geringem Druck und hohen Wassergehalten (vgl. BERTRAN & TEXIER 1999, MENZIES & ZANIEWSKI 2003, THELER 2004, MENZIES 2012).
Im Gegensatz zu den strukturreichen Proben aus dem Ober- und Mittelhang (E-1, E-2, E-3 & E-4; siehe Abb. 57 – Abb. 61) zeigt schon Dünnschliff E-5 (siehe Abb. 63) und besonders das Material aus dem Rutschungsfuß (Dünnschliff E-6, E-7, E-8 & E-9; siehe Abb. 64 – Abb. 67)) eine (deutliche) Homogenisierung. In den ersten Bewegungsphasen durchläuft das Sediment in Abhängigkeit von seinen Eigenschaften verschiedene Stadien der Strukturbildung (vgl. MENZIES & ZANIEWSKI 2003). Aufgrund der anhaltenden, dynamischen Bewegung, die aus Druck, Stress und einem hohen Wassergehalt resultiert, kommt es in den späteren Stadien zum Zerstören der zuvor ausgebildeten Strukturen.
(vgl. VAN DER MEER 1996, HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003, MENZIES 2012) und zur Entstehung einer nahezu vollständig homogenen Masse mit (offen) porphyrischer c/f Relativverteilung (nach BERTRAN & TEXIER 1999) wie dies bereits auch für andere, geflossene Massenbewegungssedimente beschrieben wurde (vgl. u.a. MENZIES & ZANIEWSKI 2003, VAN DER MEER 1996, BERTRAN & TEXIER 1999).

9.2 Gailnau

Am Gailnauer Berg konzentrieren sich die Entnahmestellen der Sedimentproben auf die zentralen und unteren Abschnitte der Rutschmasse. Wie bereits in Ebermannstadt wurde das Material dabei hauptsächlich aus bereits vorhandenen Sedimentprofilen entnommen. Im Falle der Dünnschliffe G-1 und G-2 stammen die Proben aus den Profilen GN III und GN IV aus der Hauptablagerungsmasse. Hangabwärts wurden die Sedimente für die Dünnschliffe G-3 und G-4 aus dem versteilten Bereich oberhalb des Forstweges entnommen. Die Probe G-5 schließlich verdeutlicht den Aufbau der Sedimente im Profil GN I3 am Fuß der Rutschung.

9.2.1 Beschreibung der Dünnschliffe

Dünnschliff G-1 (Profil: GN III, Entnahmetiefe: 50 cm)
In der makroskopischen Übersicht zeigt der Dünnschliff G-1 (Abb. 68) eine dominierende Plasmamasse, aufgeteilt in unterschiedlich ausgeprägte Segmente. Auffällig sind dabei vor allem die prägnanten Dichteunterschiede beim Feinmaterial sowie einige verzweigte Wurzelrisse, welche das Sediment zerteilen.

Im Dünnschliff G-1 finden sich kaum Gesteinsfragmente. Lediglich untergeordnet sind kleine (< 0,6 mm) sandkorngroße Fragmente im Plasma verteilt. Auffälligere „Grobpartikel" stellen die bis zu 3-5 mm großen Tonbällchen dar. Auch sie sind im gesamten Probenmaterial verteilt, wobei die größten Agglomerationen in der zentralen Tonkonzentration (links des vertikalen Wurzelrisses) vorkommen. Sie besitzen ausnahmslos kantige Ränder ohne erkennbare Fissuren oder ausgebrochene Ecken. Teilweise werden die Tonfragmente von feinen Trockenrissen durchzogen.

Beim Plasma lassen sich im Dünnschliff zwei Hauptbereiche voneinander unterscheiden. Im linken Teil (links des zentralen Wurzelrisses) verdeutlicht eine dunkelbraune, fast schwarze Färbung eine generell hohe Dichte des vorwiegend tonigen Plasmas. Insbesondere gilt dies für einen dreieckigen Bereich links des Zentrums, wobei besonders dessen Ränder und einige kleine „Äderchen" eine sehr hohe Materialdichte aufweisen. Innerhalb dieses Segments sind einige kantige Tonbällchen erkennbar. Eine Plasma-Textur ist in diesem Abschnitt nicht ausgebildet. Die ober- und unterhalb angrenzenden Bereiche, mit einer recht homogenen Plasmaverteilung, weisen stellenweise eine leichte *insepic*-Textur auf.

Rechts des Wurzelrisses deuten die hellen Färbungen des Plasmas auf eine allgemein geringere Materialdichte hin. Höhere Konzentrationen sind in diesem Segment nur entlang der Wurzelrisse zu erkennen. Plasma-Texturen sind entsprechend nicht ausgebildet.

Ausgeprägte Deformationsstrukturen, die im Material auf anhaltende und durchdringende Druckeinflüsse schließen lassen, finden sich im Dünnschliff nicht. Die prägenden Elemente sind vielmehr Wurzelrisse, welche ausgehend von einem zentralen Vertikalriss, beinahe im gesamten Dünnschliff auftreten. Im zentralen Kanal sind gut erkennbare Füllungen aus tonigem Plasma abgelagert. Besonders im unteren Bereich verzweigt sich der Wurzelkanal mehrfach wodurch das Plasmamaterial in diesem Teil in zahlreiche kleinere, kantige Linsen geteilt wird. Durch randliche Anlagerungen von tonigem Plasmamaterial sind die Wurzelrisse zweifelsfrei als solche zu identifizieren (im Gegensatz zu Trockenrissen) und ihr Verlauf gut erkennbar. Trotz ihrer deutlichen Ausprägung gehen von den Wurzelkanälen keinerlei Fließnasen oder andere Strukturen aus, die auf einen direkten Einfluss von Wasser auf die umgebenden Materialien in Folge der Hangrutschung hindeuten. Auch deutlich sichtbare Deformationsstrukturen (z.B. Rotationsstrukturen, Einregelungen, Brüche usw.) sind im Dünnschliff nicht vorhanden.

Aufgrund seiner sich von dem umgebenden Plasmamaterial abhebenden Ausprägung, kann das oben beschriebene Segment (links des zentralen Wurzelrisses) als eigene Struktur angesprochen werden. Im Zentrum des von einem dichten Tonrand umgebenen Segments sind mehrere unterschiedlich dichte Abschnitte voneinander abgrenzbar. Allerdings sind

auch hier keinerlei Deformationstrukturen erkennbar, die auf intensive Druckeinwirkungen rückschließen lassen. Gleiches gilt für das umgebende, homogene Plasmamaterial.

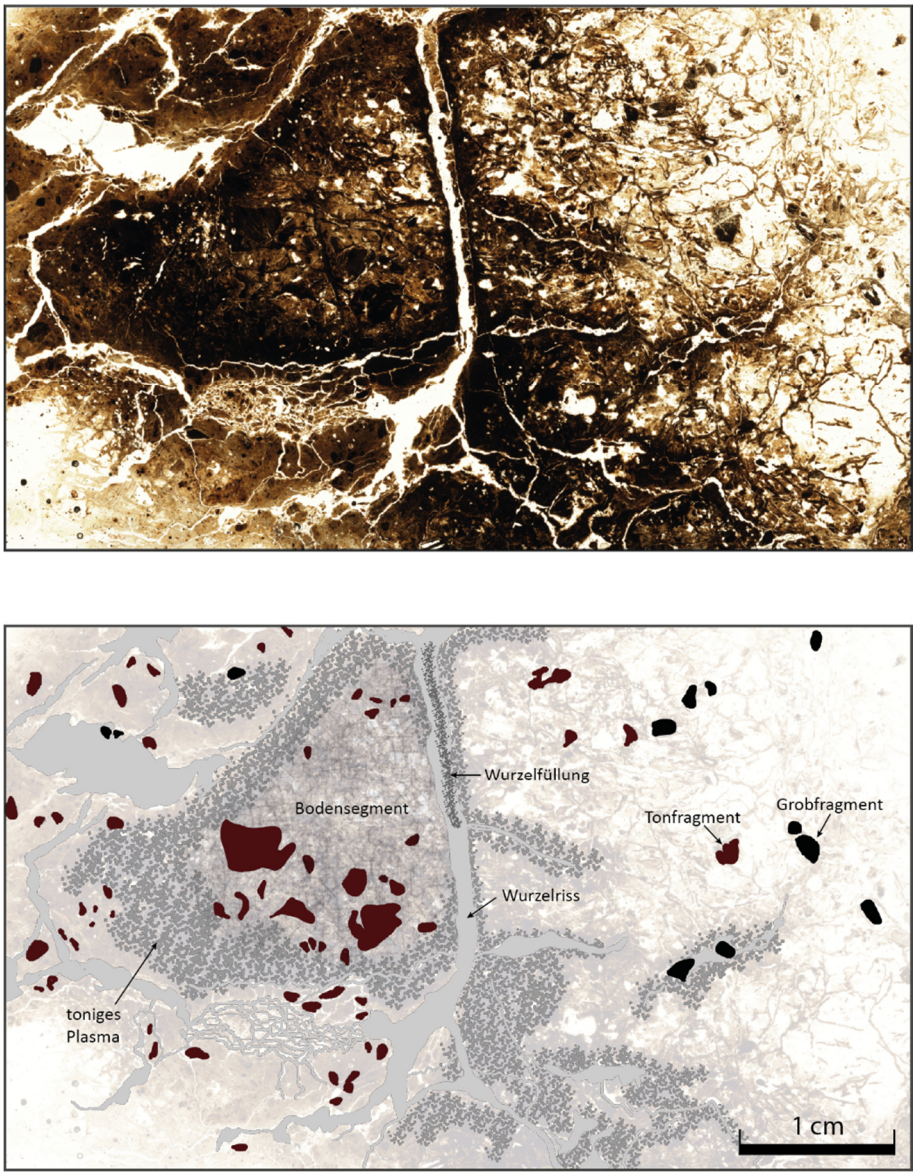


Abb. 68: Dünnschliff G-1 aus Rutschmassensedimenten im zentralen Hangbereich (Profil GN III)

Dünnschliff G-2 (Profil: GN IV, Entnahmetiefe: 50 cm)

Verschiedene Segmente mit unterschiedlichen Materialzusammensetzungen prägen das Erscheinungsbild von Dünnschliff G-2 (Abb. 69). Hauptbestandteil des Sediments ist feinkörniges Plasma, welches von mehreren (Wurzel)Rissen durchzogen wird.

Besonders im weniger dichten Plasmabereich (rechts des zentralen Vertikalrisses) sind einige bis zu 2 mm große Grobkörner vorhanden. Sie verteilen sich über den gesamten Abschnitt, ohne spezielle Konzentration oder Orientierung. Bis auf wenige Ausnahmen sind die Fragmente zugerundet, wobei sie teilweise brüchige Ränder aufweisen.
Links des Risses finden sich nur vereinzelte Exemplare dieser gröberen Fragmente. Deutlich häufiger sind Partikel der Sandfraktion (< 0,6 mm), die besonders in den dichten Plasmabereichen als helle, weiße Punkte auffallen. Soweit erkennbar sind diese Partikel typischerweise eher kantig und ungerundet. Darüber hinaus sind zudem mehrere fragmentierte Tonbällchen vorhanden. Im gesamten Dünnschliff dominiert feines Plasma die Materialzusammensetzungen. Räumlich durch die Risse getrennt, werden mitunter große Unterschiede deutlich.

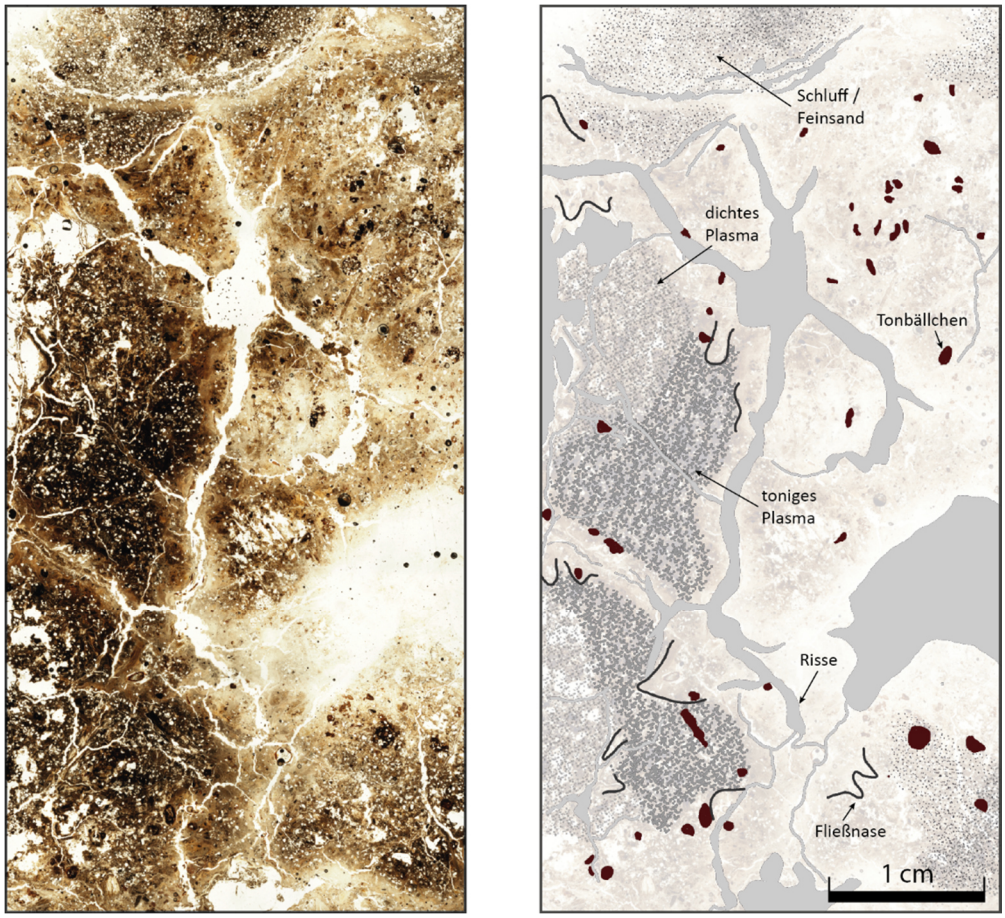


Abb. 69: Dünnschliff G-2 aus Rutschmassensedimenten im zentralen Hangbereich (Profil GN IV)

Der rechte Teil offenbart durch seine hellen Färbungen eine eher geringe Materialdichte. Wie beschrieben, sind dabei einige Grobpartikel in das Plasma eingebettet. Die Struktur des

Plasmas ist davon allerdings nicht betroffen- weder finden sich höhere Konzentrationen noch Mangelbereiche oder Orientierungen bzw. Einregelungen des Feinmaterials im Umfeld der gröberen Körner. Ebenso fehlt dem Plasma eine deutliche Textur. Lediglich in kleinen Bereichen (mit abschnittsweise höheren Materialdichten) kann eine schwache, uneinheitliche *insepic*-Textur ausgemacht werden.

Trotz deutlich höherer Materialdichte fehlen auch in den Segmenten links des Dünnschliffs ausgeprägte Plasma-Texturen. Eine Ausnahme hiervon sind die Randbereiche zu den Rissen hin, in denen unter normaler Beleuchtung eine leichte rissparallele Orientierung des Plasmas erkennbar wird. Unter gekreuzten Polarisatoren konnten allerdings keine Doppelbrechungseigenschaften festgestellt werden. Die Homogenität des Plasmas wird durch zahlreiche eingebettete Feinsandkörner gestört. Zudem durchziehen einige Feinwurzeln die Segmente, wobei sich an den Rändern teilweise kleine Plasma-Konzentrationen gebildet haben.

Am oberen Rand ragt ein drittes, feinsandreicheres Material in den Dünnschliff hinein. Das Plasma bildet in diesem Segment eine Art Grundmasse, in welche die unsortierten Feinsandpartikel eingebettet sind. Trotz deutlich höherer Partikelanteile als in anderen Bereichen des Dünnschliffs, entfällt auch in diesem Material der Hauptbestandteil auf das Tonplasma.

Wie schon bei Dünnschliff G-1 beschrieben, finden sich auch im Material von G-2 keine ausgeprägten Deformationsstrukturen an denen durchdringende Druck- oder Stresseinflüsse als Folge der Massenbewegung rekonstruiert werden können. Als strukturprägend sind erneut die zentral im Dünnschliff vorhandenen Wurzelrisse anzusprechen, welche den Dünnschliff unterteilen (vgl. oben). Der vertikale Wurzelriss wird dabei im oberen Teil des Dünnschliffs von einem zweiten diagonalen Riss geschnitten. Im Schnittpunkt ist zudem eine Ablagerung (Grobkorn o.ä.) vorhanden. Die nach links orientierten Verzweigungen des Wurzelkanals, welche den Bereich dichten Plasmas durchziehen, sind häufig mit tonigem Plasma verfüllt. Ausgehend von den Wurzelkanälen sind mehrere kleine Fließnasen bzw. Entwässerungsstrukturen zu erkennen, welche häufig durch feinkornloses Tonplasma nachgezeichnet werden.

Gleichzeitig zeigt sich erneut eine enge Lagerung verschiedener Sedimentsegmente. Wie beschrieben, unterscheiden sie sich einerseits durch ihr Material (v.a. Ton, Feinsand) sowie durch ihren internen Aufbau (u.a. deutlich unterschiedliche Dichten). An den Kontaktbereichen der einzelnen Segmente sind im Dünnschliff ausnahmslos Risse ausgebildet, die teilweise durch Wurzeln, teilweise auch durch den Trocknungsprozess während der Präparation gebildet wurden. Dennoch bleibt erkennbar, dass auch in den

Übergangsbereichen keinerlei ausgeprägten Deformationsstrukturen vorhanden sind, wie dies beispielsweise bei den Proben aus Ebermannstadt (E-1 & E-2) der Fall war.

Dünnschliffe G-3 und G 4 (Mikromorphologieprofile G-3 und G-4, Entnahmetiefen: 50 und 80 cm)

Die Dünnschliffe G-3 und G-4 (Abb. 70 und Abb. 71) teilen sehr ähnliche Materialzusammensetzungen, die in erster Linie von Grobfragmenten dominiert werden. Die Plasmavorkommen beschränken sich vorwiegend auf die Fugenbereiche zwischen den einzelnen Scherben. Verschiedene Orientierungen bzw. Anordnungen der Fragmente lassen in den Dünnschliffen unterschiedliche Strukturbereiche erkennen.

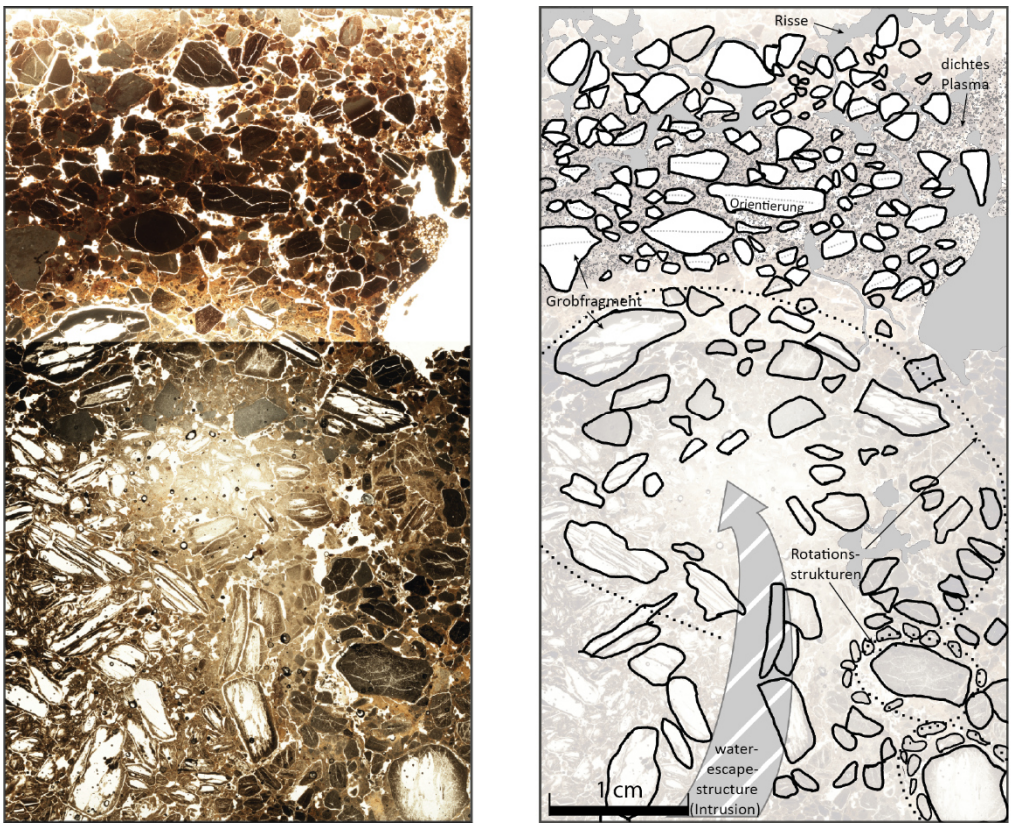


Abb. 70: Dünnschliff G-3 aus Rutschmassensedimenten im unteren Hangbereich

Die Zusammensetzung des Feinmaterials variiert dabei, wobei neben der meist dominierenden, tonigen Fraktion auch überall deutliche Anteile an Schluff erkennbar sind. In den Bereichen mit höheren Fragmentanteilen und entsprechend engen Fugen besitzt das Plasma eine kompaktere, dichtere Lagerung. Die ausgedehntesten Plasmavorkommen finden sich in Abschnitten mit geringen Anteilen an Grobfragmenten, wobei in diesen Fällen meist auch geringere Plasmadichten vorliegen (vgl. Streifen im oberen Teil bzw. „Intrusion“ im

unteren Teil v. Abb. 70, obere rechte Ecke in Abb. 71). Insgesamt finden sich nur wenig Hohlräume und Risse innerhalb des Feinmaterials, wobei sich die Vorkommen vor allem auf die tendenziell dichteren Bereiche konzentrieren.

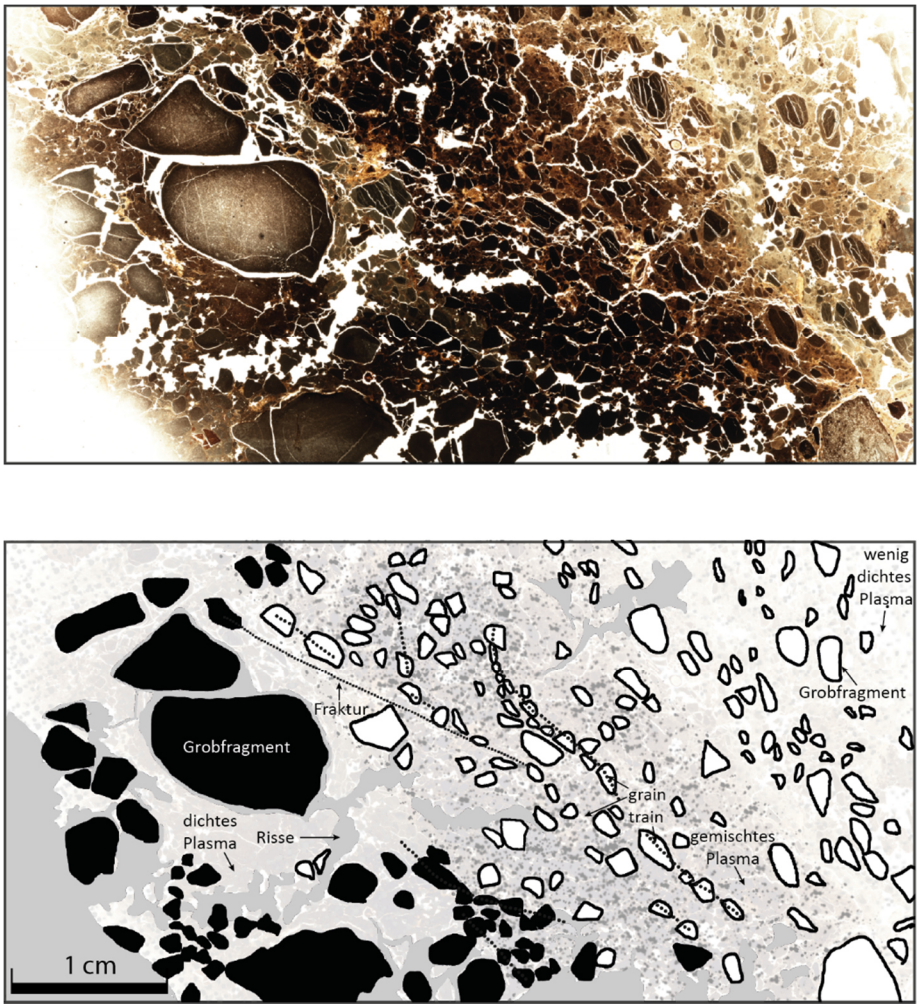


Abb. 71: Dünnschliff G-4 aus Rutschmassensedimenten im unteren Hangbereich

Die Plasma-Texturen in beiden Dünnschliffen unterscheiden sich mitunter von den generell vorherrschenden Orientierungsrichtungen in den jeweiligen Abschnitten. Auffällig wird die beispielsweise in G-3, wo die horizontale Orientierung (oberer Teil in Abb. 70) in erster Linie auf die entsprechend eingeregelten Fragmente zurückzuführen ist. Das Plasma zeigt weder unter normalem Licht noch unter gekreuzten Polarisatoren eine ähnlich horizontale Einregelung. Stattdessen tritt stellenweise eine *insepic*-Textur auf, wobei Bereiche ohne Textur noch häufiger sind. Ähnliches gilt für die untere Hälfte des Dünnschliffs, wo ebenfalls weitestgehend eine Texturarmut beim Plasma vorliegt. Einzig im Umfeld der kleineren

Rotationsstrukturen sind leichte, im Ansatz ausgebildete *skelsepic*-Texturen erkennbar. In G-4 (Abb. 71) zeigen sowohl die hochkonzentrierten (Abb. 71, links) wie auch die weniger dichten Plasmabereiche (Abb. 71, oben rechts) keine oder nur leichte und unregelmäßige Texturen (*insepic*). Im Zentrum ist unter gekreuzten Polarisatoren eine leichte *masepic*-Textur erkennbar.

Die vorherrschenden Bestandteile beider Materialien sind Grobfragmente unterschiedlicher Korngrößen v.a. aus den Mergel- und Tonstein. Das größte Einzelkorn in G-4 misst 12 mm im Durchmesser, bildet damit allerdings eine Ausnahme. Weitaus häufiger sind in den Dünnschliffen Partikel zwischen 1 und 6 mm vertreten. Neben Grobkörnern mit einer eher gleichseitigen Form finden sich mehrheitlich längliche scherbenartige Fragmente. Allen gemeinsam ist ihre kantige Grundform, mit scharf ausgebildeten Rändern, wobei teilweise auch Fissuren oder Brüche erkennbar sind. Nur in seltenen Fällen kam es zu partiellen Zurundungen. Die sprichwörtlich „ausradierten Füllungen" einiger Fragmente in G-3 (unten) sind auf die Präparation zurückzuführen.

Die Verteilung der Fragmente zeigt in beiden Proben Segmente höherer und niedriger Konzentrationen. Grobmaterialfreie Bereiche sind allerdings nirgends vorhanden. Die markantesten Abschnitte relativer Häufung sind in G-3 und G-4 horizontale, resp. diagonale Bänder, die quer durch die Dünnschliffe ziehen. Auffällig häufig sind die Scherben in diesen Strukturen von Rissen durchzogen, die sich meist entlang der Längsachse durch die Fragmente ziehen. Einige Grobkörner wurden so regelrecht gespalten.

Beide Proben zeigen einige strukturelle Merkmale, die auf den Einfluss von Druck und Stress zurückzuführen sind. Hervorzuheben sind diesbezüglich in erster Linie vor allem die linearen Orientierungen der Grobfragmente, die in beiden Dünnschliffen vorkommen.

In G-3 treten diese Orientierungen besonders im oberen Teil des Dünnschliffs auf, wo längliche Steinmergelscherben im sie umgebenden Plasma horizontal eingeregelt sind. Gleichzeitig stellt dieser Bereich auch eine Häufung an Grobfragmenten dar, in dem entsprechend *edge-to-edge-crushes* auftreten. Aufgrund der teilweise sehr dichten Lagerung von Körnern unterschiedlicher Korngröße und ihrem umgebenden Plasma fällt es in einigen Fällen schwer, die einzelnen Partikel zu differenzieren.

Unterhalb dieses Bandes weicht die horizontale Orientierung der Grobfragmente einer zirkulär orientierten Anordnung. Diese Ausrichtung umfasst im Grunde den kompletten unteren Teil von G-3 (Abb. 70). Zentrales Element ist eine Art Intrusion von vorwiegend feinem Material (Plasma + Sand) sowie einigen kleineren Grobpartikeln. Zusätzlich treten am Rand der Struktur weitere, individuelle Turbatstrukturen auf (vgl. Abb. 70 unten rechts).

Vergleichbare Strukturen dieser Art sind in G-4, trotz eines noch etwas höheren Anteils an Grobkörnern, nicht vorhanden. Stattdessen dominieren hier ausschließlich längliche

Orientierungen in diagonaler Richtung. Anhand der Ausrichtungen der länglichen Grobkörner, die hier in noch höheren Anteilen vorhanden sind als in G-3, können mehrere, leicht voneinander abweichende Orientierungen (zwischen ca. 110° und ca. 170°) ausgewiesen werden. Die unterschiedlichen Abschnitte münden in einem zentralen Band (Orientierung 140°), in dem hohe Materialdichten bei Grobfragmenten und Plasma vorherrschen. Wie auch im Band aus G-3 finden sich hier zahlreiche *edge-to-edge-crushes*. Hinzu kommen außerdem einige *grain-trains* (aufgrund der hohen Dichte von Körnern und umgebendem Plasma sind die einzelnen Körner erneut nicht eindeutig abgrenzbar). Die Ausrichtung der *grain-trains* ist dabei relativ gerade und nur wenig kurvig deformiert.

Dünnschliff G-5 (Profil: GN 13, Entnahmetiefe: 70 cm)

Der Dünnschliff G-5 (Abb. 72) zeigt eine struktur- und texturlose Plasmamasse aus dem Fußbereich der Rutschung. Dem tonigen Plasma sind einige gröbere Komponenten, vorwiegend Sandpartikel, beigemischt, teilweise aber auch Mangankonkretionen. Ebenso sind einzelne Fragmente vorhanden.

Die größten Partikel stellen zwei Gesteinsfragmente aus Sandstein (im Oberhang anstehend) dar, die sich mit 5 - 7 mm Durchmesser deutlich von den sonst eher der Sandkornfraktion angehörenden Körnern mit max. 1 mm Durchmesser unterscheiden. Die beiden Grobfragmente besitzen scharfe, nur stellenweise leicht angerundete Ränder ohne größere Risse oder Brüche. Ihre Lage innerhalb des Materials ist isoliert, d.h. sie sind in keinerlei Struktur oder Konzentration aus Grobpartikeln eingebunden.

Neben diesen Körnern finden sich im Dünnschliff kleine Mangankonkretionen, die sich durch ihre schwarze Farbe abheben. Im Gegensatz zu anderen Fragmenten sind die Mangankonkretionen gut zugerundet. Auffällig sind zudem Anlagerungen von kleinen Fein- und Mittelsandkörnern. Die als weiße Punkte erkennbaren Partikel sind die mit Abstand häufigsten Grobkörner im Material des Dünnschliffs.

Die augenscheinlich größten Massenanteile im Sediment des Dünnschliffs entfallen auf das Plasma. Das vorwiegend tonige Feinmaterial zeigt dabei kaum Unterschiede hinsichtlich seiner Zusammensetzung. Gleiches gilt im Grunde für die Verteilung und Dichte, wo anhand der Färbung ebenfalls nur sehr geringe Unterschiede auftreten (vgl. Abb. 72). Trotz der hohen Anteile an Plasma sind im gesamten Dünnschliff keinerlei Plasma-Texturen ausgebildet.

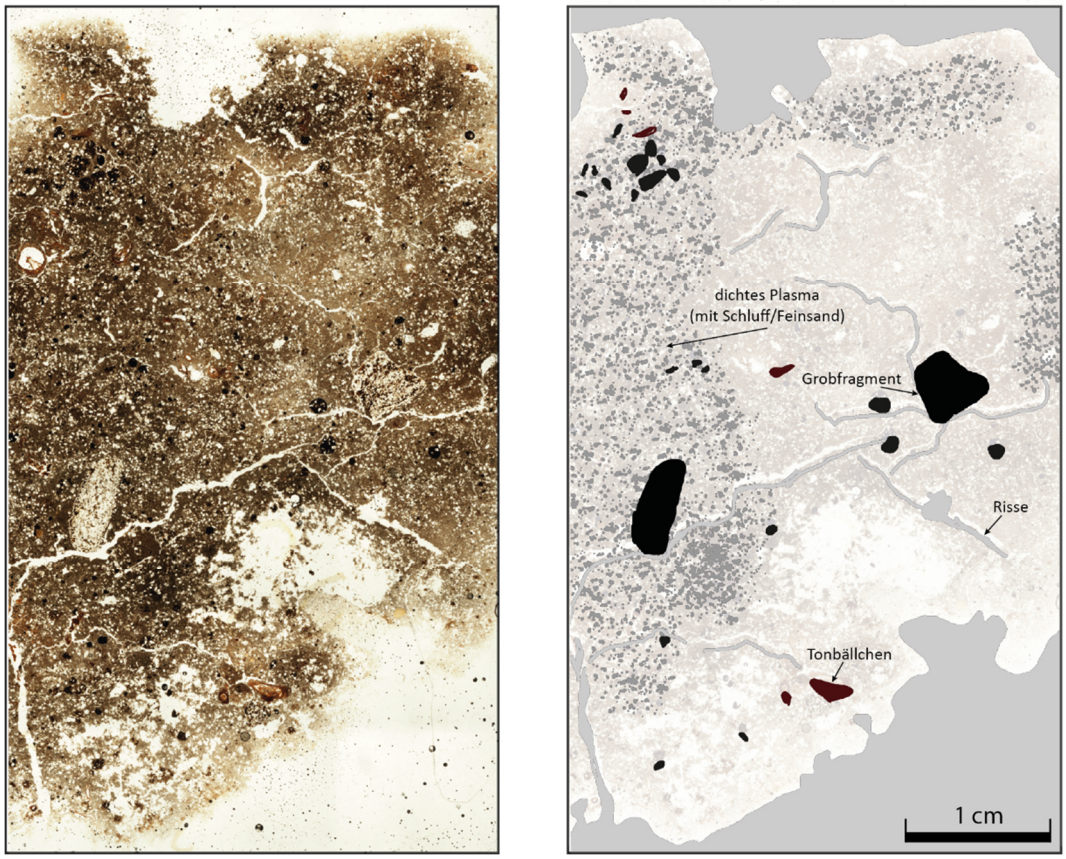


Abb. 72: Dünnschliff G-5 aus Bodenprofil GN I-3 an der Front der Rutschmasse

Im Dünnschliff G-5 können keine markanten und aktiv ausgeprägten Strukturen angesprochen werden. Bis auf leichte Dichteunterschiede erscheinen in der Gesamtbetrachtung keine nennenswerten Strukturen. Bei höheren Vergrößerungen werden innerhalb der dichteren Bereiche als einzige „Strukturen“ kleine Cluster von Plasma einerseits und Sandkörnern anderseits auffällig. Die Plasmacluster sind dabei kleine, unzusammenhängende Segmente frei von Sandpartikeln. Im Kontrast dazu besteht in den Sandclustern eine kleine, sehr lokale Anhäufung von Sandpartikeln, die hier enger gelagert sind und die Plasmavorkommen auf die Fugenbereiche zwischen den Körnern beschränken.
Trotz der Beimischung auch von einzelnen Grobkörnern bleibt der Eindruck einer homogenen Sedimentmasse bestehen, da das Plasma auch im unmittelbaren Umfeld der Fragmente oder Mangankonkretionen keinerlei Strukturbildung, Orientierung oder Verteilungsunterschiede (Luv-/ Leeeffekt) aufweist.

9.2.2 Auswertung der Dünnschliffbeschreibungen

Die Ergebnisse der Dünnschliffe aus der Rutschung bei Gailnau zeichnen mehrere, teilweise markante Unterschiede auf. Neben auffälligen Variationen in Bezug auf die beteiligten Sedimente wurden verschiedene Strukturen und Ausprägungsgrade von Deformationen vorgefunden. Anhand dieser Elemente können bereits im Hauptrutschkörper zwei sehr unterschiedliche Bereiche differenziert werden.

Die beiden Proben der Dünnschliffe G-1 und G-2 stammen aus unterschiedlichen Profilen aus dem zentralen Bereich der Rutschmasse. Obwohl das Material jeweils unterhalb des (Haupt)Wurzelhorizontes entnommen wurde, ziehen sich mehrere große Wurzelkanäle durch die Dünnschliffe. Die Anlage dieser Wurzelrisse erfolgte dabei sicherlich nach der Massenbewegung, da die Schließung von Rissen im Allgemeinen eines der ersten Resultate von auf ein Sediment einwirkendem Druck ist (HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003).
Wenngleich das gesamte Areal nachweislich verlagert wurde (vgl. Kap. 5.3), fehlen im Material von Dünnschliff G-1 und G-2 entsprechende Grobmaterialanteile und auffällige Deformationsstrukturen, die auf jene Bewegungen zurückzuführen wären. Zwischen gut erhaltenen Wurzelrissen, wurde lediglich in einem Segment eine auffällige Plasmamusterung beschrieben (vgl. Kap. 9.2.1). Deren Struktur aus kleinen, internen Tonkonzentrationen und weniger dichten Bereichen bezeichnet MENZIES (mündl. Mitteilung) als eine typische pedologische Struktur die auf Gefrier- und Tauprozesse und die damit verbundene Partikelbewegung innerhalb des Bodens zurückzuführen ist (vgl. auch VAN DER MEER & MENZIES 2011). Die Genese dieser Struktur kann aufgrund ihrer Bildungsdauer nicht allein auf eine Zeit nach dem Rutschereignis zurückgeführt werden. Zwar begünstigen Wurzelrisse die Wirkung von Gefrier- und Tauprozessen im Boden, da Frost durch die Risse leichter in den Boden eindringen kann, allerdings wären in einem solchen Fall auch ähnliche Strukturen in anderen Arealen des Dünnschliffs zu erwarten (MENZIES, mündl. Mitteilung). Folglich ist davon auszugehen, dass diese spezielle Strukturbildung, möglicherweise auch in einem größeren Bereich, bereits vor der Rutschung stattfand. Im Zuge der Massenbewegung kam es offensichtlich zu einer (möglichweise nur partiellen) Mobilisierung und Verlagerung dieser Aggregate. Da am vorliegenden Segment, wie auch im gesamten Dünnschliff, keine nennenswerten Deformationsstrukturen erkennbar sind, wird eine sog. *rafting*-Bewegung vermutet (vgl. MENZIES 2012), bei der zusammenhängende Boden- oder Sedimentstücke, besonders an bzw. nahe der Erdoberfläche, verlagert werden, ohne dass dabei intensive Drücke auf das Material einwirken und ihre Struktur nachhaltig deformiert oder zerstört wird (ähnlich einem Floß auf einem Gewässer). Solch eine Bewegungsform erklärt zudem den Mangel an weiteren duktilen oder brüchigen Deformationsstrukturen sowie das Fehlen von

Plasma-Texturen im Dünnschliff, welche sich nach HIEMSTRA & RIJSDIJK (2003) eigentlich bereits bei niedrigem, anhaltendem Druck und Stress bilden und von BERTRAN & TEXIER (1999) entsprechend auch in langsamem Kriechmaterial beobachtet wurden. Auch das Fehlen von Grobmaterial aus hangaufwärts gelegenen Bereichen (vgl. auch Kap. 8.1.3) kann hierdurch erklärt werden.

Auch im zweiten Dünnschliff aus diesem Gebiet G-2 ähneln sich diese Verhältnisse größtenteils. Erneut fehlen markante Deformationsstrukturen, trotz unterschiedlicher Sedimentsegmente, wohingegen mehrere Wurzelkanäle hervorstechen. Ausgehend von den größeren Rissen sind hier allerdings zahlreiche Fließnasen und kleine *water-escape-structures* vorhanden (vgl. Kap. 9.2.1), was einen Unterschied zu den Wurzelkanälen in G-1 darstellt. Diese Entwässerungsstrukturen können dabei möglicherweise ein Resultat aus der Arbeit der Wurzeln im Untergrund sein. Entsprechend dem Alter der Wurzeln, wären auch die Strukturen als jünger im Vergleich zur Rutschung anzusprechen. Möglicherweise handelt es sich bei den *water-escape-structures* allerdings auch um Relikte der Hangrutschung und den dabei abgelaufenen Bewegungen des freien Porenwassers, welches bevorzugt in Schwächezonen, wie den Kontaktbereichen unterschiedlicher Materialsegmente zirkulieren (vgl. MENZIES & ZANIEWSKI 2003).
Die Massenbewegung spiegelt sich im Sediment von G-2 generell aber eher durch das erneute Zusammentragen mehrerer unterschiedlicher Materialsegmente wider. Wie in Kapitel 9.2.1 beschrieben, unterscheiden sich die im G-2 vorhandenen Einzelbereiche nicht nur in ihrer Plasmadichte, sondern auch hinsichtlich ihrer Grobpartikelanteile, wobei besonders Feinsand eine Rolle spielt. Die Herkunft des Feinsandes ist in den oberen Hangbereichen zu finden, in denen der Sandstein des Karnium („Schilfsandstein“) ansteht (vgl. Kap. 4.3.3), welcher während der Rutschung 1958 abgetragen und verlagert wurde. Die erneute Armut an Deformationsstrukturen, sowohl bei den unterschiedlichen Materialkomponenten selbst, wie auch bei den zusammenhängenden Segmenten, lassen auch hier eine *rafting*-Bewegung (vgl. MENZIES 2012) vermuten. Da die Kontaktbereiche der Segmente auch nach der Sedimentation relative Schwächebereiche darstellen (vgl. HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003), suchen sich hier bevorzugt Wurzeln ihren Weg. Entsprechend auffällig zeichnen die im Dünnschliff vorhandenen Wurzelrisse die ehemaligen Kontaktbereiche der einzelnen Materialsegmente nach.
Obwohl markante, duktile oder brüchige Deformationsstrukturen fehlen, dokumentieren beide Dünnschliffe Bewegungen innerhalb der Sedimentmasse. Anstelle der „klassischen“ Strukturbildungen in Folge von Druck und Stress (vgl. u.a. HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003) fand vorwiegend eine Verlagerung von zusammenhängenden und teilweise im Vorfeld

strukturierten Aggregaten statt. Die geringe bzw. nicht vorhandene Plasma-Textur verdeutlicht dabei eine sehr rasche Mobilisierung des Materials durch kurzfristig hohen Druck (vgl. BERTRAN & TEXIER 1999, MENZIES & ZANIEWSKI 2003, CARR 2004). Mangelnde Bruchstrukturen und keinerlei Homogenisierung des Materials lassen zudem auf eine zeitlich beschränkte Verlagerung mit vergleichsweise wenig Wasser und geringen Druck schließen (vgl. BERTRAN & TEXIER 1999, MENZIES mündl. Mitteilung).

Zu deutlich intensiverer Deformation und Strukturbildung kam es im Material der Dünnschliffe G-3 und G-4. Bei der Materialzusammensetzung tritt das Plasma eher in den Hintergrund und bildet eine Art Grundmasse für die großen Mengen an Grobfragmenten, die in erster Linie aus Scherben des Mergels der Estherienschichten (vgl. Kap. 4.3.3) bestehen.

Die durchgängig kantigen Formen der Fragmente legen die Vermutung von ausgeprägt brüchigen Deformationsverhältnissen nahe (vgl. BERTRAN & TEXIER 1999). Auch die häufig zu beobachtenden Brüche und Fissuren innerhalb der einzelnen Grobpartikel (*grain crushes*) deuten scheinbar auf trockene Verhältnisse und entsprechend effektive Bruchdeformation hin (vgl. VAN DER MEER & MENZIES 2011). Eine große Menge an zerbrochenen Grobfragmenten, eine große Varianz der Korngrößen und ein schluffig bis teilweise sogar sandiges Plasma lassen das Sediment der Dünnschliffe G-3 und G-4 nach BERTRAN & TEXIER (1999), sogar dem einer Gerölllawine ähneln. Genauere Betrachtungen führen allerdings zu anderen Schlussfolgerungen.

In beiden Dünnschliffen wurden für die überwiegenden Anteile der Grobfragmente deutlich ausgeprägte Orientierungen beschrieben (vgl. Kap. 9.2.1). Die Einregelungen verdeutlichen dabei in erster Linie eine entscheidende Beteiligung von Wasser, die in beiden Materialien vorhanden gewesen sein muss, da die nur sporadisch ausgeprägten und meist unregelmäßig ausgebildeten Plasma-Texturen ein Anzeichen für lediglich hintergründige Druckeinflüsse sind (vgl. BERTRAN & TEXIER 1999, MENZIES & ZANIEWSKI 2003). Zwar verhindern prinzipiell auch hohe Anteile an Grobkörnern die Ausbildung geleichmäßig orientierter Plasma-Texturen (vgl. HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003), allerdings stellen bei hohen Drücken Fugenbereiche die theoretisch idealen Bildungsbereiche für unistrial-Texturen dar (VAN DER MEER & MENZIES 2011).

In G-3 wird neben der horizontalen Einregelung der Grobfragmente (oberer Teil, vgl. Abb. 70) eine zweite, zirkuläre Orientierung deutlich (unterer Teil, vgl. Abb. 70). Zentrum dieser Rotationsstruktur ist kein Grobkorn, wie das klassischerweise der Fall ist (vgl. HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003), sondern eine dykeartige Intrusion, vorwiegend aus Feinmaterial. Die nachhaltige Orientierung der Mergelfragmente um diese Plasmaintrusion lässt zum einen

darauf schließen, dass ein eher lockeres und weiches Gefüge der Sedimentmasse vorlag, da in einer kompakten, dichten Masse wohl kaum eine derlei ausgeprägte Turbatstruktur entstanden wäre. Zum anderen muss der Intrusion zumindest kurzweilig ein gewisser Druck zu Grunde gelegen haben, mit dem das Feinmaterial „eingepresst" wurde.

Bei G-4, der aus geringerer Tiefe entnommen wurde, treffen Sedimente zweier unterschiedlicher Zusammensetzungen aufeinander. Einerseits eine dichte Masse, die mit zahlreichen und großen Grobfragmenten durchsetzt ist (Bereich unten links in Abb. 71), zum anderen eine plasmareiche und weniger dicht gelagerte Masse (Bereich oben rechts in Abb. 71). Aufgrund ihres geringen Fragmentgehalts könnte es sich um ähnliches Material wie in den Proben G-1 und G-2 handeln, wobei eine zweifelsfreie Beurteilung anhand des kleinen Ausschnittes kaum möglich ist. Im Gegensatz zu den Dünnschliffen G-1 und G-2 fand hier nicht nur eine Zusammenführung verschiedener Materialien (oder Bodensegmente) statt, sondern auch deren Durchmischung. Dies spricht einerseits für höhere Wassergehalte als im zentralen Bereich der Rutschmasse (vgl. MENZIES & ZANIEWSKI 2003, THELER 2004). Andererseits zeigt sich, dass auch Druck (zumindest temporär) ein Faktor gewesen sein muss (vgl. MENZIES 2012).

Während der Partikelverlagerung, kam es aufgrund der hohen Anteile an Grobfragmenten wahrscheinlich auch zu Kontakten zwischen den einzelnen Partikeln. Die beschriebenen Brüche und Risse in den Mergelscherben (vgl. Kap. 9.2.1) müssen allerdings auf andere Prozesse zurückgeführt werden. Zum einen dämpfte das fugenfüllende Plasma die Entstehung von ausgeprägtem *grain crushing* (vgl. VAN DER MEER 1993) an den Körnern. Zum anderen stimmen die Brüche in den Partikeln nicht mit dem im Dünnschliff vorgefundenen Bewegungsmuster überein. Besonders in den linear orientierten Bändern in G-3 und G-4 herrschten relativ eindeutige Bewegungsrichtungen vor, die anhand der Ausrichtung der Längsachsen der Grobfragmente rekonstruiert werden können. Bei Zusammenstößen von Partikeln bilden sich die Risse stets rechtwinklig zum auftreffenden Druck (vgl. HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003). Folglich müssten in den Bändern die Fragmente Risse quer zu ihrer Längsachse aufweisen. Da aber quasi das Gegenteil, eine längsachsenparallele Ausrichtung der Risse, vorliegt, können die Risse kein Resultat aus der parallelen Bewegung innerhalb der Bänder sein. Nach Menzies (mündl. Mitteilung) ist stattdessen davon auszugehen, dass die Fissuren in vorangegangenen Prozessen entstanden sind. Welche Prozesse dies waren, kann nicht zweifelsfrei geklärt werden. Als wahrscheinlichste Ursachen kommen die Verwitterung oder das Herausbrechen der Fragmente aus den anstehenden Schichten im Zuge der Massenbewegung in Frage.

Obwohl beide Dünnschliffe brüchige Deformationsstrukturen aufweisen (*edge-to-edge-crushes*, Risse/Brüche etc.), zeigt sich bei genauerer Betrachtung v.a. ein bedeutender Einfluss von

Wasser, der maßgeblich zur Orientierung der Fragmente geführt hat. Druck und Stress wirkten dagegen weniger anhaltend und durchdringend, weshalb ihr Einfluss vergleichsweise in den Hintergrund tritt.

Demgegenüber zeigt Dünnschliff G-5 ein völlig gegenteiliges Bild. Als dominierende Korngrößenfraktion ist toniges Plasma mit Beimengungen an Feinsand beschrieben worden (vgl. Kap. 9.2.1). Hinzu kommen zwei einzelne Grobmaterialfragmente aus Sandstein. Gleichwohl belegen auch diese geringen Beimischungen, dass es sich bei den abgelagerten Sedimenten um Rutschmaterial mit verlagerten Partikeln aus den Schichten des hangenden Schilfsandsteins handelt und nicht um in-situ Tonmaterial, was in Kapitel 8.1.3. noch nicht zweifelsfrei zu beurteilen war.
Die auftretende Strukturarmut resultiert abermals aus der in Kapitel 2.4.6. beschriebenen Homogenisierung von Sedimentmassen (nach BERTRAN & TEXIER 1999, MENZIES & ZANIEWSKI 2003), welche durch anhaltende Bewegungen und hohe Wassergehalte hervorgerufen bzw. begünstigt wird. Das wassergesättigte Material stammt wahrscheinlich aus Lagen nahe der Gleitschicht. Grobe Gesteinsscherben und ehemaliger Waldboden wurden demnach nur bis in den Unterhang bewegt ehe sie sich dort ablagerten und die heutige Geländestufe bilden, an der die Dünnschliffe G-3 und G-4 entnommen wurden (vgl. Abb. 20). Das austretende Gemisch aus Porenwasser und Feinsedimenten ergoss sich in der Folge bis über den Hangfuß. Letztlich entstand so eine typisch strukturlose Sedimentmasse mit einer offen porphyrischen c/f Relativverteilung der Partikel (nach BERTRAN & TEXIER 1999).
Wie auch für einige Dünnschliffe aus dem Rutschungsfuß bei Ebermannstadt beschrieben, finden sich auch im Material von G-5 kleine Tonplasma-Cluster und Feinsand-Häufungen. Ob die Genese dieser wohl nur in Ansätzen ausgeprägten Mikrostrukturen, eher die Folge von Tau-und Gefrierprozessen im Boden, Quellen und Schrumpfen der Tonpartikel, Relikte alter Tonbällchen oder aber Ansätze von Sortierungsprozessen in wenig verdichteten Bereichen als Resultat von Druckeinwirkung sind (nach HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003, vgl. Kap. 9.2.1), bleibt auch hier offen.

Zusammenfassend konnten anhand der Analyse von Sedimentdünnschliffen aus der Rutschmasse bei Gailnau insgesamt drei unterschiedliche Materialzusammensetzungen und mehrere verschiedene Bewegungsmechanismen der Ablagerung differenziert und beschrieben werden.

Die Dünnschliffe G-1 (insbesondere) und G-2 ähneln in ihrer feinmaterialreichen Zusammensetzung bei gleichzeitiger Strukturarmut vom Charakter teilweise eher klassischen Bodendünnschliffen als einer Probe aus einem deformierten Rutschungssediment (Menzies, mündl. Mitteilung). Nur wenig weiter hangabwärts zeigen die Dünnschliffe G-3 und G-4 ein vollständig anderes Erscheinungsbild. Das homogene Feinmaterial ohne Textur, die hohen Anteile an Grobpartikeln mit Bänderung und ausgeprägter Orientierung der Fragmente sowie die erwähnte dyke-artige Intrusion lassen die vorliegenden Sedimente in Ansätzen Murenmaterial ähneln (vgl. BERTRAN & TEXIER 1999, MENZIES & ZANIEWSKI 2003). Am Fuß des Hanges repräsentiert die strukturlose Feinmaterialmasse mit einzelnen Grobpartikeln das typische, homogenisierte Fließmaterial (nach BERTRAN & TEXIER 1999).
Die grundlegenden Unterschiede der Materialcharakteristika lassen auf entsprechend differente Bewegungen innerhalb der Rutschmasse schließen. Der Druck der Massenbewegung durch die aus dem Abriss kippenden bzw. rotierenden Blöcke, wirkte sich wahrscheinlich in erster Linie auf das Areal unmittelbar unterhalb der Abrisswand aus. Aufgrund des sehr bröseligen (fein)sandigen Materials war hier keine zufriedenstellende Dünnschliffpräparation möglich. Dagegen wurden die weiter hangabwärts gelegenen Bereiche durch die abrupte Bewegung eher kollektiv nach unten verschoben. Ein kurzfristig hoher Initialdruck kann dabei zu einem raschen Fragmentieren des Bodens in einzelne Segmente geführt haben, wobei aufgrund der zeitlichen Limitierung keinerlei ausgeprägte Plasma-Texturen gebildet wurden (MENZIES, mündl. Mitteilung). Mobilisierte Bodensegmente konnten vergleichsweise ungestört und unter geringen Stresseinflüssen, in einem *rafting*-Prozess verlagert werden (vgl. MENZIES 2012; siehe oben). Die Tatsache, dass vormals ausgebildete pedologische Strukturen (wie z.B. die Gefrier- & Taustrukturen in G-1) erhalten bleiben konnten und sich keine neuen duktilen oder spröden Deformationsstrukturen bildeten, ist in diesen Bereichen ein Indiz für geringe Druckeinwirkungen während des Transports (vgl. MENZIES 2012). Spätestens bei der Ablagerung kam es zum Zusammenführen von Segmenten unterschiedlichen Charakters (siehe v.a. G-2, vgl. BERTRAN & TEXIER 1999). Die lediglich minimal ausgeprägten Deformationen an den einzelnen Segmentgrenzen deuten auf eine langsam auslaufende Bewegung und eine sanfte Ablagerung hin.
Trotz einer vorwiegend grobkörnigen Materialzusammensetzung, welche per se eigentlich auf spröde Deformationsverhältnisse in Folge von wenig feuchten Bedingungen schließen lässt (vgl. BERTRAN & TEXIER 1999), wird in den Dünnschliffen G-3 und G-4 insbesondere der Einfluss des Wassers deutlich. Die wahrscheinlich aus den anstehenden Mergelschichten herausgebrochenen Scherben wurden in einem wassergesättigten Feinmaterial hangabwärts bewegt. So entstand zumindest partiell eine eher fließende Bewegung, welche zur

Einregelung der Grobfragmente führte (vgl. HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003, MENZIES & ZANIEWSKI 2003). Diese Schicht bildete wahrscheinlich zugleich die Gleitschicht für das darauf „schwimmende" bzw. „raftende" Bodenmaterial. Mäßiger Druck (v.a. durch das auflastende Bodenmaterial) bewirkte, dass wassergesättigtes Feinmaterial stets wie eine Seife zwischen den Scherben durchgepresst wurde. So wurde die Bewegung aufrechterhalten, anstatt durch eine Verkeilung der Scherben zum Erliegen zu kommen. Erst bei der finalen Ablagerung am Unterhang kam es zum Austreten des Feinmaterials aus der Rutschmasse. Als Ursache hierfür werden (wie bereits in Ebermannstadt beschrieben) nachdrückende Sedimentmassen gesehen, die aus langsameren bzw. bereits nahezu abgelagerten Sedimenten das Wasser und mit ihm das Feinmaterial auspressten (vgl. BERTRAN & TEXIER 1999, MAJOR 2000, MENZIES & ZANIEWSKI 2003, VAN DER MEER & MENZIES 2011). Die daraus resultierende Fließmasse ergoss sich in der Folge auf die Bereiche am Hangfuß, wobei die bereits zuvor recht strukturlose Plasmamasse durch die Bewegung und die sehr hohen Wassergehalte quasi zusätzlich homogenisiert wurde.

9.3 Vergleich der Deformationsstrukturen in den Dünnschliffen beider Untersuchungsgebiete

Aus dem Abrissbereich der Rutschung in Ebermannstadt konnte anhand der Dünnschliffe (E-1 & E-2) eine konstante Stresseinwirkung und die damit verbundene Deformation von tonigem Material (*unistral* Plasma-Textur) dokumentiert werden. Wahrscheinlich kam zu dem in erster Linie durch hohe Wassergehalte initiierten Kriechprozess während der Massenbewegung ein weiterer Stressfaktor durch abgleitende Malmkalkschuttmassen hinzu (vgl. MÜLLER 1957). Das Zusammenspiel von hoher Feuchtigkeit und durchdringendem Stress bzw. Druck führte zur Ausbildung ausschließlich duktiler Deformationsstrukturen.
Für die Rutschung in Gailnau fehlen Proben aus diesem obersten Hangbereich nahe des Abrisses. Bereits entnommene Proben zerfielen aufgrund ihres hohen Sandgehaltes bei der Trocknung oder konnten nicht zufriedenstellend präpariert werden. Aus Literaturquellen (GLASER & SPONHOLZ 1993) wird aber ersichtlich, dass am Gailnauer Berg ein anderer Bewegungsprozess stattfand: Schilfsandsteinblöcke kippten bzw. rotierten aus dem Abriss heraus als unterlagernde Mergelschichten durchweicht wurden und dem auflastenden Stress nicht mehr standhielten. Hieraus resultierte vermutlich eine weniger „schiebende" Druckkomponente auf die unterhalb liegenden Hangbereiche (Druckkomponente war mehr zum Erdmittelpunkt gerichtet), als das bei den abgleitenden Kalkschuttmassen in Ebermannstadt der Fall war. Im Gegensatz zur Rutschung in Ebermannstadt, lagen somit

weder ein anhaltender Druckeinfluss noch eine ähnlich intensive Durchfeuchtung des Materials vor, weshalb in den Sedimenten von entsprechend weniger ausgeprägten duktilen Deformationsstrukturen ausgegangen werden kann.

Die Auswirkungen dieser unterschiedlichen Druck- und Feuchtigkeitsbedingungen zeigen sich in den Dünnschliffen aus den Akkumulationsbereichen der beiden Massenbewegungen. In Ebermannstadt wurden die heterogen aufgebauten Sedimente im oberen Ablagerungsbereich (Dünnschliffe E-3 & E-4; vgl. Kap. 9.1) unter der Beteiligung von Wasser und durchdringendem Druck- und Spannungseinflüssen intensiv deformiert. Neben den dominierenden duktilen Deformationsstrukturen (z.B. Fließ- und Rotationsstrukturen) sind zahlreiche Elemente brüchiger Deformation (z.B. zerbrochene Körner) erkennbar, was die Komplexität der gesamten Deformation unterstreicht.

Vergleichbare Proben aus Gailnau zeichnen für den oberen/zentralen Rutschmassenbereich ein vollkommen anderes Bild (Dünnschliffe G-1 & G-2, vgl. Kap. 9.2) aus eher homogenen, vorwiegend aus Feinmaterial bestehenden Sedimenten. Diese weisen weder ausgeprägte Plasma-Texturen noch duktile oder brüchige Deformationsstrukturen auf. Folglich ist davon auszugehen, dass die Sedimente nur unter geringer Druckeinwirkung gestanden haben.

Unabhängig dieser Unterschiede, konnten in den Dünnschliffen beider Rutschmassen (E-3 & E-4) sowie G-1 und G-2) zusammengetragene Boden- und/oder Sedimentsegmente nachgewiesen werden (vgl. Kap. 9.1.1 und 9.2.1). Vermutlich durch kurzfristig intensive Spannungen und Drücke kam es in beiden Fällen zu einem kleinräumigen Fragmentieren der Sedimentmassen. Die daraus entstandenen Segmente wurden während der nachfolgenden Massenbewegung durch unterschiedliche Prozesse verlagert. Im Falle von Gailnau führte eine „*rafting*"-Bewegung lediglich zu einem Zusammentragen und einer kompakten Ablagerung (vgl. Kap. 9.2.2) der Bestandteile ohne weitere, nennenswerte Deformation. Demgegenüber unterstreichen bei E-3 und E-4 fleckige Plasma-Texturen sowie insbesondere die sog. *marbled structures* (nach MENZIES & ZANIEWSKI 2003) in EBS I eine zusätzliche Vermischung und Deformation der unterschiedlichen Segmente an ihren jeweiligen Kontaktbereichen. Ursache für die ungleichen Ausprägungen sind wahrscheinlich niedrige (Gailnau) bzw. hohe (Ebermannstadt) Deformationsdrücke während der Massenbewegung und -ablagerung.

In den unteren Hangbereichen (E-5; G-3 & G-4) werden die Sedimente beider Rutschungen primär von Grobfragmenten dominiert. Eine Diskrepanz herrscht bezüglich der Menge des vorhandenen Plasmas, welches in G-3 und G-4 eine fugenfüllende Grundmasse bildet, wohingegen es bei E-5 die Räume zwischen den Fragmenten nur unvollständig verfüllt. Entsprechend wird das Material aus E-5 maßgeblich von brüchigen Deformationsstrukturen (v.a. *grain crushes*) dominiert. Zwar wurde ebenfalls eine Ausrichtung von Fragmenten zu zwei

vorkommenden Grobklasten beschrieben, doch deutet diese Einregelung, wie in Kap. 9.1.2) beschrieben, nicht zwingend auf duktile Verhältnisse hin.

Hierin besteht ein Unterschied zu den auffälligen Fragmentorientierungen in den Dünnschliffen aus Gailnau, deren Einregelungen durchaus als Resultat duktiler Deformation in einem wassergesättigten, fließendem Plasma gedeutet werden. Weitgehend fehlende Strukturen aus brüchiger Deformation betonen die Bedeutung des Feinmaterials im Sediment und die Intensität des Fließvorgangs zusätzlich. Aufgrund dieser Eigenschaften wurde das Material auch als mögliche Gleitschicht interpretiert, auf deren Basis das *rafting* der oberflächennäheren Sedimente erfolgte.

Am Hangfuß kennzeichnen die aus dem Frontbereich der beiden Rutschmassen entnommenen Proben auffällige Gemeinsamkeiten. So zeigen die Dünnschliffe aus Ebermannstadt (E-6 – E-9), wie auch aus Gailnau (G-5) in erster Linie eine deutliche Dominanz von tonigem Plasma, mit jeweils unterschiedlichen Anteilen an eingebettetem Feinsand. Auffällig ist ferner die starke Homogenisierung der im Grunde strukturlosen Massen (Ausnahme: die kleinen „Cluster" aus Tonplasma und Feinsand, siehe Kap. 9.1.2 und 9.2.2). Diese auffallenden Ähnlichkeiten deuten darauf hin, dass den Sedimenten in diesen Bereichen nahezu identische Genesen zu Grunde liegen müssen. Passend dazu wurden für beide Rutschungen ausgepresstes Porenwasser und Feinmaterial aus der sich ablagernden Rutschmasse, welches sich in der Folge als strukturlose Fließmasse über den Unterhang bzw. Hangfuß ausbreitet als Bildungsprozess angenommen (vgl. Kap. 9.1.2 und 9.2.2). Trotz der zahlreichen, zuvor beschriebenen Unterschiede aus den beiden Rutschungen bei Ebermannstadt und Gailnau, lassen die Gemeinsamkeiten in den Ablagerungen nahe der Rutschungsfront hinsichtlich der Materialzusammensetzung und die in allen Fällen ausgeprägte Strukturlosigkeit den Schluss zu, dass der Aufbau und das Erscheinungsbild der Sedimente aus diesem Bereich am Hangfuß weitgehend unabhängig sind von den Ausgangsmaterialien sowie den Verhältnissen und Prozessen im Verlauf der Massenbewegung.

Teil 3:

Diskussion und Synthese

10 Wissenschaftliche Schlussfolgerungen

10.1 Rekonstruktion und Klassifikation der Massenbewegungen in den Untersuchungsgebieten

10.1.1 Ebermannstadt (Hasenberg)

Die Massenbewegung am Hasenberg 1957 geht primär auf Bewegungen des wassergesättigten Schuttmaterials am Mittelhang zurück (MÜLLER 1957). Erst durch den Verlust ihres Wiederlagers gerieten auch Schuttmassen der Oxford-Kalke am Oberhang in Bewegung. MÜLLER (1957) bezeichnete die Gesamtbewegung zusammenfassend als Bergrutsch; ein Terminus, die auch von HEGENBERGER (1961) in seinen Beschreibungen der Bewegungen am Einbühl 1961 aufgegriffen wurde. MOSER & RENTSCHLER (1999) weisen hingegen den Bewegungen schuttstromartigen Charakter zu. Im Rahmen der vorliegenden Arbeiten wurde allerdings deutlich, dass die Bewegungen am Hasenberg vielschichtiger und komplexer sind als dies bei einem typischen Bergrutsch der Fall ist. Am Oberhang dokumentierten aus der Wand der Oxford-Kalke herausgelöste Festgesteinsblöcke bzw. -schollen eine als Kippung oder Kriechung (*topple*, nach DIKAU et al. 1996a, CLAGUE & STEAD 2012) beschriebene Bewegung. Das Kriechen der Blöcke ist dabei in erster Linie auf Bewegungen in den liegenden Tonschichten mit wechselnden Festigkeiten zurückzuführen (CRUDEN & VARNES 1996, DIKAU et al. 2006, CRUDEN & COUTURE 2011). Entsprechend bezeichnete bereits RADBRUCH-HALL 1978) einen solchen Prozess als „Kriechen von Blöcken über weiche Gesteine".

Nicht ungewöhnlich sind in diesem Zusammenhang auch Rotationen der Blöcke wie sie v.a. aus der Schwäbischen Alb (BIBUS 1999, DIKAU & SCHMIDT 2001) oder Thüringen (BEYER & SCHMIDT 1999) beschrieben wurden. Am Hasenberg ist die fehlende Rotation wahrscheinlich in erster Linie auf das synthetische Einfallen der Schichten zurückzuführen, welches eine hangoberflächenparallele Bewegung unterstützt.

Neben der Morphologie unterstrichen besonders die geophysikalischen Sondierungen (vgl. Kap. 7.1) im Bereich der anstehenden Callovium-Tone flachgründige Schollen- oder Translationsbodenrutschungen (*translational slab slide;* HUTCHINSON 1988, DIKAU et al.

1996a) von Lockermaterialschollen auf tonigen Schichten. Diese Art der Bewegung gilt im Allgemeinen als typisch für feinmaterialreichen Schutt (HUTCHINSON 1988) und wurde ähnlich bereits auch an der Fränkischen Alb beschrieben (u.a. HAMMER 1985, HÜTTEROTH 1994, VON DER HEYDEN 2004). Am Hasenberg kam es wohl in Folge starker Durchfeuchtung (vgl. Kap. 6.1) bereits nahe dem Übergang zwischen den tonigen Schichten zu den überdeckenden Schuttablagerungen zur Plastifizierung der Tone und dem Ausbilden einer Gleitschicht. Wie von MÜLLER (1957) beschrieben, initiierten Bewegungen in diesen Lagen zunächst ein Nachrutschen hangender Ablagerungen und in der Folge schließlich eine Ausbreitung der Bewegung auf den gesamten Hang. Die Schilderung unterscheidet sich damit von den meisten Beschreibungen „typischer" Hangrutschungen, nicht nur, aber auch an Schichtstufenhängen, welche mehrheitlich ein Ansatz der Bewegungen am Übergang zwischen anstehendem, permeablem Festgestein und liegenden impermeablen Schichten beschreiben (vgl. u.a. DIKAU et al. 1996a, BIBUS 1999, DIKAU & SCHMIDT 2001, BEYER 2002). Gleichzeitig wurde im Rahmen weiterer Kartierungen an der Fränkischen Alb deutlich, dass sich diese Prozesskaskade auch auf zahlreiche weitere Massenbewegungen übertragen lässt (vgl. auch MOSER & RENTSCHLER 1999, WILDE 2013).

Im Bereich des zentralen Hauptabrisses dokumentierte ein morphologisch intakter Abschnitt des alten Fußweges eine en-bloc-Bewegung der hier abgelagerten Scholle, wie sie auch anhand der geophysikalischen Daten interpretiert wurde (vgl. Kap. 7.1). Diese ermittelten im Hangrücken des Abrisses ferner einen Kern aus relativ solidem Gestein, welcher möglicherweise das Relikt eines alten Drift-Blocks darstellt. Solche Ablagerungen mehrerer Generationen von Rutschungsschollen beschrieben bereits verschiedene Studien (nicht nur) aus dem Süddeutschen Schichtstufenland (vgl. u.a. BIBUS & TERHORST 2001, DIKAU & SCHMIDT 2001, VON DER HEYDEN 2004). Damit unterstreichen sie gleichzeitig die Gültigkeit der These wonach die überwiegende Mehrheit jüngerer Rutschungen an Hängen mit älteren Bewegungen stattfinden (vgl. u.a. BIBUS 1999).

Darüber hinaus erscheint auch die Ablagerung des Blocks am (interpretierten) Übergang der ausstreichenden Callovium-Tone zu den Aalenium-Sandsteinen nicht zufällig. Vergleichbare Ablagerungspositionen am Hang wurden im Rahmen weiterer Übersichtskartierungen im Raum Ebermannstadt (vgl. u.a. LORENZ 2013) wie auch in anderen Regionen der nördlichen Fränkischen Alb verzeichnet. Durch das Ausstreichen der tonigen Gleitschicht kommt es in diesen Hanglagen vergleichsweise häufig zur Ablagerung von hangaufwärts mobilisierten Schollen.

Wie anhand der geophysikalischen Sondierungen in Kapitel 7.1. beschrieben, konnten sich am Hauptabriss eine tieferliegende Gleitfläche und darauf eine kleine Rotationsrutschung (DIKAU et al. 1996a, CLAGUE & STEAD 2012) ausbilden. Ungewöhnlich erscheint dabei, dass

diese Rotationsbewegung bereits im Bereich der Schichten des Aalenium-Sandsteines zu verorten ist. Klassischerweise bilden sich entsprechende Rotationsrutschungen auch eher in weicheren Schichten, wie beispielsweise Tonen aus (vgl. u.a. DIKAU et al. 1996a, DIKAU & SCHMIDT 2001, BIBUS 1999, HIGHLAND & BOBROWSKY 2008, CLAGUE & STEAD 2012). Die Schichten des Aalenium-Sandsteins wurden allerdings speziell am Übergang zu den hangenden Tonen als stark angewittert und in Folge älterer Bewegungen destabilisiert beschrieben (MÜLLER 1957), was die Ausbildung einer Rotationsbewegung auch in Sandsteinlagen erklären könnte.

Den Unterhang schließlich beschrieb MÜLLER (1957) als von Fließungen geprägt. Neben bestimmten Anteilen involvierten Materials (vgl. HUTCHINSON 1988, CRUDEN & VARNES 1996, HUNGR et al. 2001, 2014) schließt diese Definition besonders eine durchmischende Bewegung mit ein. Da dieser Bewegungsmodus oft nicht abschließend zu klären ist, kommt es nach HUNGR et al. (2001)) mitunter zu Fehlinterpretation von Bewegungen als Fließung. Nicht selten bewegen sich *flows* weniger tiefgreifend als vielmehr auf einer Scherfläche gleitend (vgl. u.a. HANSEN 1984), was auch in diesem Fall zutrifft (vgl. Kap. 7.1). Gemeinsam ist allen Beschreibungen der hohe Wassergehalt, welcher zweifelsfrei auch am Hasenberg vorlag. Auf Basis der mikromorphologischen Untersuchungen konnte im Frontbereich der Rutschung am Hasenberg zweifelsfrei eine starke Durchmischung der Rutschmassen unter Beteiligung hoher Wassergehalte nachgewiesen werden, die zu einem Homogenisieren der Sedimente führte. Hangaufwärts war dies jedoch nicht zu beobachten (siehe Kap. 9.1). Gleichzeitig dokumentiert dort die verschobene, aber noch im Verbund stehende, ehemalige Straße eine eher zusammenhängende Bewegung denn eine tiefgreifende Durchmischung der Rutschmasse als Resultat einer Fließung.

Folglich kann am Unterhang des Rutschgebiets bis zum Verlauf der alten Straße (vgl. Abb. 22) erneut eine Translationsbodenrutschung (DIKAU et al. 1996a, vgl. auch HUTCHINSON 1988) beschrieben werden, ehe der Frontbereich der Rutschmasse von einer Fließung geprägt wurde. Entsprechendes Auftreten von frontalen Fließungen findet sich allgemein sehr häufig bei Massenbewegungen mit hohen Wassergehalten (vgl. u.a. DIKAU et al. 1996a, DIKAU & SCHMIDT 2001, BIBUS 1999, HIGHLAND & BOBROWSKY 2008, CLAGUE & STEAD 2012). Zur Genese dieser untergeordneten Bewegungsform kam es wahrscheinlich in Folge eines Auspressens von wassergesättigtem Feinmaterial aus der sich ablagernden Rutschmasse durch nachschiebende Sedimentmassen.

Die Klassifikation der Massenbewegung am Hasenberg als „Bergrutsch“ (MÜLLER 1957) ist nach detailierter Betrachtung nicht falsch, unterschlägt aber gewissermaßen die Komplexität der gesamten Bewegung hinsichtlich der verschiedenen Prozesse und des unterschiedlichen

involvierten Materials. Zielführender wäre in diesem Zusammenhang eine Bezeichnung als „komplexer Bergrutsch“, oder, unter Berücksichtigung der vorherrschenden Hauptbewegungsform, eine Einordnung als „komplexe Translationsbodenrutschung“.

Im Rahmen weiterer Kartierarbeiten in der nördlichen Fränkischen Alb wurden besonders an der Weißjura-Schichtstufe mehrfach ähnliche Rutschungen, auch mit vergleichbarer Komplexität in Bezug auf die Bewegungsprozesse dokumentiert. Ein bevorzugtes Auftreten der komplexen Translationsbodenrutschungen an bestimmten Bereichen der Schichtstufe kann auf Basis topographischer bzw. geologisch-/morphologischer Gesichtspunkte (z.B. Stufenlage, Exposition, Hangneigung, Schichtfallen o.ä.) nicht beschrieben werden.
Der Ansatz der Bewegung mit einer flachgründigen Gleitzone an der Grenze zwischen Hangschuttmassen und plastifiziertem Ton tritt nach HAMMER (1985) allerdings an 83% der Bewegungen im Ton der Callovium-Schichten auf. Unter diesem Aspekt kann die Rutschung am Hasenberg als eine typische Bewegungen für die Bereiche des „Ornatentons“ und der hangenden „Malmkalke“ angesehen werden.

10.1.2 Wüstendorf (Halleite)

Die kartierte Rutschung an der Halleite stellt keinen singulären Bewegungsprozess dar, sondern ist im Kontext mit zahlreichen, vor allem sekundären Massenbewegungen am Osthang der Halleite zu betrachten.
Als chronologischer Ausgangspunkt wurde eine alte Großrutschung beschrieben, durch die der heute nach Osten exponierte Hang nachhaltig geprägt wurde.
Die morphologische Verortung der Großrutschung nahe der Stufenfront, bzw. in einer untergeordneten Spornlage, wird im Allgemeinen als begünstigend für die Bildung von Großrutschungen beschrieben. Ihre Vorkommen in entsprechenden Positionen gilt daher als typisch (vgl. u.a. DIKAU et al. 1996a, HIGHLAND & BOBROWSKY 2008, CLAGUE & STEAD 2012 HUNGR et al. 2014). Dies gilt speziell auch für Schichtstufenlandschaften, in denen ebenfalls eine Mehrzahl von Großrutschungen in morphologisch ähnlich exponierten Positionen beschrieben wurde, als dies beispielsweise in Taleinschnitten und anderen Abschnitten mit größerer Distanz zur Stufenfront der Fall ist (vgl. u.a. BIBUS & TERHORST 2001, DIKAU & SCHMIDT 2001, BEYER 2002
An der Halleite konnte im Rahmen pedologischer Untersuchungen die initiale Rutschung u.a. anhand des Grads der Bodenentwicklung sowie der vorgefundenen periglazialen Lagen auf ein pleistozänes Alter datiert werden (GRIMM 2012). Zu denselben Ergebnissen kamen auch einige Untersuchungen an der Schwäbischen Alb, die anhand vergleichbarer relativer

Datierungen mehrere Großrutschungen als pleistozäne Massenbewegungen identifizierten und mit der Erwärmung des Klimas nach Ende der Eiszeit(en) in Verbindung brachten (vgl. u.a. BIBUS 1999, BIBUS et al. 2001, TERHORST 2001).

Trotz ihres hohen Alters sind diese Rutschungen in den Mittelgebirgen oft auch heute noch erkennbar. Auffälligste Merkmale neben den ehemaligen Abrissbereichen, die als versteilte Oberhänge hervortreten, sind besonders in den Schichtstufenlandschaften die häufig im Mittelhang abgelagerten Großschollen, in deren Zusammenhang es zur Bildung sog. „Hangleisten" (vgl. u.a. TERHORST 2001) kam. Im Gebiet der Halleite fehlt diese charakteristische Form der Ablagerung allerdings, da an dem vergleichsweise kurzen Hang die Rutschmasse bis in die Bereiche des Unterhangs verlagert wurde. Stattdessen wird die Hangmorphologie von zahlreichen sekundären Massenbewegungen geprägt.

Wie im Kapitel 5.2 beschrieben, konzentrieren sich die kartierten Sekundärbewegungen einerseits auf die randlichen Bereiche der pleistozänen Rutschung, andererseits auf die frontalen Lages der Rutschmasse. Beide Abschnitte sind generell als typische Ansatzräume für sekundäre Massenbewegungen bekannt (vgl. DIKAU et al. 1996a, HIGHLAND & BOBROWSKY 2008, CLAGUE & STEAD 2012, HUNGR et al. 2014). Während es an den Randnähten älterer Rutschungen allerdings besonders aufgrund der Konzentration von hanginternen Entwässerungsbahnen zum Auftreten von Sekundärbewegungen kommt, begünstigen an der Front der Rutschmasse versteilte Hangabschnitte sowie die i.d.R. nur wenig verfestigte Lagerung der Rutschungssedimente weitere Massenbewegungen. Entsprechende Tendenzen zur Resedimentation von Rutschmassen werden unabhängig von Geologie oder Morphologie auch aus praktisch allen von Rutschungen betroffenen Regionen Deutschlands berichtet (vgl. u.a. GRUNERT & HARDENBICKER 1991, SCHMANKE et al. 1996, BIBUS 1999, MOSER & RENTSCHLER 1999, BEYER & SCHMIDT 1999, BEYER 2002, DIKAU & SCHMIDT 2001).

Bei der Ausprägung der einzelnen Sekundärrutschungen eröffnet sich allerdings eine gewisse morphologische Vielfalt, wie auch anhand der Bewegungen an der Halleite deutlich wurde. Die in diesem Zusammenhang auffälligste Massenbewegung stellt die in Kapitel 5.2 näher beschriebene, jüngste Rutschung dar. Durch ihren halbkreisförmigen Abriss, einem verengten Mittelhangbereich sowie dem aufgefächerten Akkumulationsbereich (vgl. Kap. 5.2) ähnelt sie in ihrem Grundriss bereits einer (feinkörnigen) Mure im Sinne von DIKAU et al. 1996a). Auch die flachen Ablagerungen, welche von unkonsolidiertem Feinmaterial geringer Mächtigkeit dominiert werden, wobei Grobmaterial in Form von Tonmergelfragmenten gleichzeitig nur in untergeordneten Anteilen vorhanden war, deuten auf einen Fließprozess hin (vgl. auch HUTCHINSON 1988, CRUDEN & VARNES 1996, CLAGUE & STEAD 2012, HUNGR et al. 2014).

Die Genese einer Fließbewegung in diesem Bereich ist anhand der hohen Wasserzufuhr sowie den Vorkommen unkonsolidierter Sedimente mit hohem Feinmaterialanteil prinzipiell leicht nachvollziehbar, zumal die Präsenz hanginterner Entwässerungsbahnen im Gelände durch auffällig hohe Bodenfeuchtigkeiten der Sedimente im gesamten Bereich der Massenbewegung bis zur Abrisswand (vgl. Kap. 6.2) unterstrichen werden (siehe hierzu auch die geophysikalischen Sondierungen (Kap. 7.2) und die Beschreibung der Bodenprofile und Bohrungen Kap. 8.1.2). Dass es in diesem Zusammenhang allerdings zu einer Bewegung ähnlich der einer Mure kam, überrascht insofern, als dass vergleichbare Massenbewegungen aus dem schwäbisch-fränkischen Schichtstufenland bisher nicht bekannt waren.

Eine untergeordnete Bedeutung kommt hierbei möglicherweise auch der spärlichen Vegetationsbedeckung speziell im Hangbereich der jüngsten Massenbewegung zu, welche lediglich aus jungen, frisch aufgeforsteten Bäumen bestand.

Generell gilt eine zumindest partielle Plastifizierung (bzw. Verflüssigung) des vorhandenen bindigen Bodenmaterials als entscheidend für die Auslösung einer Fließbewegung (vgl. u.a. BIRZER 1952, BORG & KRAUTER 1995, MOSER & RENTSCHLER 1999, PRINZ & STRAUß 2006, GENSKE 2006). Wie die Ergebnisse der Tonmineralanalysen zeigen (vgl. Kap. 8.2), sind im Untersuchungsgebiet dafür nicht zwingend hohe Anteile quellfähiger Tonminerale notwendig. Auch nach RAZIZADEH (1980) und HAMMER (1985) beruht die Bedeutung des Opalinustons als Rutschungshorizont in erster Linie auf dessen stratigraphischer Lage unterhalb des hangenden Doggersandsteins (obere Aalenium-Schichten), welcher durch seine Wasserführung und hohen Schuttanfall die Genese von Rutschungen an der Schichtgrenze zum wasserstauenden Opalinuston begünstigt. Die tonigen Schichten im Untergrund (vgl. Kap. 8.1.2 und 7.2) verstärken die Durchfeuchtung der sandig-schluffigen Sedimente nahe der Oberfläche, so dass diese massiv an Stabilität verlieren. In Abhängigkeit vom Grad der Durchfeuchtung kann dann bereits ein vergleichsweise geringer Impuls, möglicherweise bereits durch die Spannungen in Folge des Eigengewichts entstanden, genügen, um die Bewegung auszulösen (vgl. RAZIZADEH 1980). Vergleichbare Effekte wurden u.a. auch an Böschungsrutschungen beschrieben (u.a. PRINZ & STRAUß 2006, KRAUTER et al. 2012), bei denen es infolge starker Niederschläge zu oberflächlichen Fließbewegungen kam. Unter Anbetracht der vergleichsweise geringen Gesamtgröße der in der Halleite kartierten Bewegung ist auch hier nicht von einer tiefgreifenden Destabilisierung auszugehen, sondern eher von kleinräumig begrenzten Verhältnissen, was gleichzeitig auch die Vielzahl der weiteren, meist ebenfalls relativ kleinen Sekundärrutschungen erklärt.

Grundsätzlich sind die beschriebenen Prozesse der Durchweichung und Plastifizierung unverfestigter Sedimente, welche zu einem internen Stabilitätsverlust führen und schließlich

in eine Massenbewegung münden, auch auf die meisten der übrigen sekundären Massenbewegungen am Rand und der Front der alten Rutschmasse übertragbar. Terminologisch sind die Bewegungen im Sinne von DIKAU et al. (1996a) daher als *soil flow* („Erdfluß") oder, im Falle eines höheren Gehaltes an gröberen Sedimenten, auch als *debris slides* („Schuttrutschungen" vgl. DIKAU et al. 1996a) anzusprechen. Sie gelten aufgrund ihres häufigen Auftretens als charakteristisch für den Übergang zwischen unkonsolidierten, leicht mobilisierbaren Sedimenten und einer stabileren, v.a. aber wasserstauenden Schicht im Liegenden (HUTCHINSON 1988)- eine Situation, wie sie auch im Untersuchungsgebiet vorliegt. Für den Fall entsprechend hoher verfügbarer Wassermengen können sich aus diesen Schuttrutschungen auch leicht *mud flows* („Muren") entwickeln (DIKAU et al. 1996a, HUTCHINSON 1988, HUNGR et al. 2001).

Zahlreiche vergleichbare Schuttrutschungen wurden auch bei weiteren Übersichtskartierungen im gesamten Fränkischen Schichtstufenland, und damit auch der Keuperstufe, verzeichnet, ebenso wie im Rahmen anderer Studien aus verschiedenen deutschen Mittelgebirgen beschrieben (vgl. u.a. . GRUNERT & HARDENBICKER 1991, SCHMANKE et al. 1996, BIBUS 1999, MOSER & RENTSCHLER 1999, BEYER & SCHMIDT 1999, BEYER 2002, DIKAU & SCHMIDT 2001).

Durch eine abweichende geologische Lage konnte sich am südwestlichen Rand der Großrutschung an der Halleite zudem eine sekundäre Rotationsrutschung (*rotational slide* nach DIKAU et al. 1996a) ausbilden. Im Gegensatz zu den lockeren Schuttablagerungen im östlichen und nord-östlichen Bereich begünstigen die aufgrund einer Störung in diesem Hangbereich anstehenden Schichten des Aalenium-Sandsteins im Fall der Rutschung VI-a eine en-bloc-Bewegung der Rutschmasse, welche zusätzlich antithetisch verkippt wurde. Interessant ist in diesem Zusammenhang ein Vergleich der Rutschungen VI-a und II-a, die beide in morphologisch vergleichbaren Positionen am Rand der pleistotänen Großrutschung sowie in nahezu identischen Höhenlagen liegen.

Wahrscheinlich identische Faktorenkonstellationen bei der Genese, jedoch unterschiedliche geologische Schichten resultierten in zwei deutlich voneinander abweichenden Rutschungstypen. Die Ausbildung einer Rotationsrutschung als Sekundärbewegung ist dabei keine Seltenheit, sondern wurde insbesondere bei großen primären Rotationsrutschungen an Schichtstufenhängen häufig beobachtet (vgl. BIBUS 1999, BIBUS & TERHORST 2001, BEYER & SCHMIDT 1999, BEYER 2002, DIKAU & SCHMIDT 2001). Im vorliegenden Fall unterstreichen die morphologischen Unterschiede einmal mehr die starke Abhängigkeit des Rutschungstyps von der anstehenden Geologie.

10.1.3 Gailnau (Gailnauer Berg)

Am Gailnauer Berg gibt die Morphologie Hinweise auf verschiedene Bewegungsprozesse, die am Hang stattgefunden haben (vgl. Kap. 5.3).

Anhaltende Verwitterung verursachte bereits vor 1958 eine starke Klüftung des am Hang anstehenden Karnium-Sandsteins. GLASER & SPONHOLZ (1993) berichteten von Rissbildungen an der Oberfläche, welche bereits vor der Rutschung die Segmentierung in einzelne Schollen sowie Kriechbewegungen auf den instabilen, liegenden Mergeln verdeutlichen. Auch im Rahmen der jüngsten Kartierungen am Gailnauer Berg wurden Risse an der Erdoberfläche oberhalb der Abrisswand verzeichnet. Das Alter der Risse ist allerdings nicht zweifelsfrei zu bestimmen. Da die Hohlformen mehrheitlich einen eher „wannenartigen" Charakter und keine steil einfallenden Seitenwände besitzen, erscheinen sie eher als ältere Formen (entstanden vor 1958), denn als frisch ausgerissene Narben (entstanden nach 1958), die von rezenten Kriechbewegungen zeugen könnten wie sie u.a. an der Fränkischen Alb mehrfach beschrieben wurden (vgl. u.a. HÜTTEROTH 1994, VON DER HEYDEN 2004).

Im Gegensatz zu zahlreichen Rutschungen an der Juraschichtstufe wurde am Gailnauer Berg, trotz der deutlichen Segmentierung kein ausgeprägtes und kontinuierliches Hangabwärtsdriften der Schollen auf einer veränderlich festen Gesteinsunterlage berichtet (vgl. u.a. HAUNSCHILD 1966, GLASER & SPONHOLZ 1993). Stattdessen zerfielen die zerklüfteten Schollen bei der Rutschung 1958 in einzelne Blöcke. Die Ursache hierfür könnte in abweichenden bodenmechanischen Eigenschaften der mergeligen Estherienschichten liegen, die im Gegensatz zu den Tonen der Fränkischen Alb weniger zu Plastifizierung neigen. Einerseits besitzen die Estherienschichten noch geringe Anteile quellfähiger Tonminerale (Vermikulite, vgl. Kap. 8.2.4, sowie HAMMER 1985) als die Tone des Doggers in der Fränkischen Alb, andererseits waren die Mergellagen zumindest am Gailnauer Berg nicht so stark verwittert, als dass die Schichten keinerlei Zusammenhalt mehr besessen hätten. Beide Faktoren resultierten in einer vergleichsweisen „Stabilität" des Hanges, verglichen mit den Lagen der Juraschichtstufe.

Unterhalb des mächtigen Abrisses wurden Schollen beschrieben, deren Aufbau aus Festgesteinsblöcken sowie Feinmaterial in den Fugen durch die geophysikalischen Sondierungen ermittelt wurde (siehe Kap. 5.3 und 7.3). Obwohl sich diese Schollen hinsichtlich ihres Aufbaus deutlich von den noch im Verbund stehenden Schollen in Ebermannstadt unterscheiden (siehe Kap. 5.1), ist als Entstehungsprozess ebenfalls eine Kippung (*topple* nach DIKAU et al. 1996a) wahrscheinlich (vgl. auch HUTCHINSON 1988, CRUDEN & VARNES 1996, CLAGUE & STEAD 2012)

Hangabwärts des Weges (siehe Abb. 26) dominieren deutlich sanftere morphologische Formen mit Verebnungen und kleinere Hohl- und Vollformen.
GLASER & SPONHOLZ (1993) rekonstruierten anhand einheitlicher Neigungen der Bäume die Vorkommen und Bewegung einzelner zusammenhängender Segmente, stellenweise mit leicht antithetischer Rotation. Morphologisch war diese Ansprache im Rahmen der jüngsten Kartierung nur schwer zu validieren, zumal eine umfassende Entnahme zahlreicher Bäume eine „Hilfestellung" der Vegetation verhinderte.
Die mikromorphologischen Untersuchungen allerdings unterstützen im Rahmen ihrer Möglichkeiten die Beschreibung einer Umlagerung einzelner Segmente anstelle einer tiefgreifenden Durchmischung des Schuttmaterials (vgl. Kap. 9.2). Die Bewegung in diesem unteren Ablagerungsbereich entspräche damit einer stark fragmentierten Translationsbodenrutschung (*translational slab slide*, vgl. DIKAU et al. 1996a), bei der mehrere kleine Schollen (max. 30 m²) auf einer Gleitfläche verlagert wurden. Die Typisierung wird gestützt durch die in Bodenprofilen und einer Substratkartierung vorgefundene Dominanz von Feinmaterial im gesamten Bereich bis zur Rutschungsfront, mit vergleichsweise geringer Einlagerung von Grobschutt aus den Schichten des Abrisses. Diese Zusammensetzung unterscheidet sich zudem deutlich von den heterogenen und stärker durchmischten Schuttmassen von Translationsrutschungen aus der Fränkischen Alb (siehe z.B. Ebermannstadt).

Die Zweiteilung des Rutschgebietes ist nach den Ergebnissen der Geophysik (siehe Kap. 7.3) u.a. auf einen im Untergrund befindlichen „Keil" im Bereich des Weges zurückzuführen. Ob dieser eine Härtlingsbank in den anstehenden Mergeln (Corbula-Bank, vgl. HAUNSCHILD 1966) darstellt oder möglicherweise eine alte Großscholle nachzeichnet, konnte nicht abschließend geklärt werden.
Für den Fall einer im Untergrund vorhandenen Härtlingsbank ist es durchaus vorstellbar, wie diese die Ausbildung einer uniformen Gleitschicht unterbricht und so eine Zweiteilung des Rutschhanges in einen Bereich hangaufwärts und hangabwärts der Bank verursacht. Eine ähnliche Situation war bereits am Hasenberg in Ebermannstadt am Übergang der Ornatentonschichten zu den vergleichsweise härteren und weniger plastischen Aalenium-Sandsteinen im Liegenden beschrieben worden (siehe Kap. 9.1.1.). Die in Gailnau in Frage kommende Härtlingsschicht der Corbula-Bank ist nach Angaben von HAUNSCHILD (1966) im Bereich um Gailnau allerdings ausgedünnt und morphologisch nicht von Bedeutung. Möglicherweise bezieht sich diese Aussage allerdings primär auf die Situation an der Oberfläche und berücksichtigt dabei nicht die (mögliche) Situation im oberflächennahen Untergrund.

Weiterhin könnte der detektierte Keil auch Relikt einer älteren Massenbewegung sein. Nach Angaben von SPONHOLZ (mündl. Mitteilung) waren der Hang wie auch die Nebenbereiche vor der Hangrutschung 1958 durchaus mit Schutt bedeckt, wobei nicht näher bekannt ist, ob es sich um Ablagerungen aus alten Massenbewegungen und/oder periglazialen Lagen handelt. Eine Abrisswand bestand nicht, ältere Massenbewegungen (v.a. Kriech- oder Driftbewegungen) sind aber nicht auszuschließen, wobei morphologische Hinweise fehlten.
Die bereits im Vorfeld der Rutschung von 1958 beschriebenen Oberflächenrisse im Bereich des heutigen Abrisses belegen aber zumindest grundlegende Instabilitäten im liegenden Hangbereich und initiale Bewegungen (Kriech- und/oder Driftprozesse von Sandsteinschollen; vgl. HUTCHINSON, 1988, HUTCHINSON 1988, DIKAU et al. 1996a, CRUDEN & VARNES 1996, HIGHLAND & BOBROWSKY 2008). Unter diesem Hintergrund ist die Präsenz einer Scholle im Hang nicht auszuschließen, wenngleich es auch hierfür keine eindeutigen Belege gibt.
Unabhängig der präzisen Situation im Bereich unterhalb des heutigen Abrisses, kam es zur eigentlichen Rutschung der Sandsteinschollen durch den Stabilitätsverlust der fundamentalen Schichten der Mergel im Liegenden (vgl. Glaser & Sponholz 1993). In diesem Zusammenhang ist davon auszugehen, dass es wie bei der von WALLRAUCH (1969) und GUDEHUS et al. (1985) beschrieben Konstellation, zur Ausbildung einer Gleitzone in Folge des Eindringens hoher Wassermengen in verwittertes, klüftiges Gestein (hier: Mergel) kam.
Zwar neigen die Mergelschichten (im Vergleich zu z.B. Tonlagen) weniger zur Plastifizierung, jedoch führen steigende Porenwasserdrücke in den geklüfteten und entsprechend destabilisierten Schichten rasch zu einem Überschreiten der Scherfestigkeit, was entsprechende Destabilisation zur Folge hat (vgl. u.a. CRUDEN & VARNES 1996, HUTCHINSON 1988). Nach einem initialen Bruch erfolgt, wie am Gailnauer Berg, unmittelbar ein sehr starker Festigkeitsverlust, was eine anhaltende Bewegung zur Folge haben kann (MOSER & RENTSCHLER 1999, vgl. auch DIKAU et al. 1996a, HIGHLAND & BOBROWSKY 2008). Die Präsenz einer alten (pleistozänen) Scholle im Hang könnte in diesem Zusammenhang eine verstärkende Wirkung gehabt haben, da sie zusätzlichen Druck auf die destabilisierten Estherienschichten ausgeübt haben könnte. Aber auch ohne diese mögliche Verstärkung weiteten sich die initiale Bewegungen auf die oberhalb liegenden Sandsteinschollen aus, welche in einer rotierenden Bewegung hangabwärts verlagert wurden und dabei zusammenstürzten. Die Summe der Spannungen initiierte auch im Mittelhang Schuttbewegungen auf den durchfeuchteten und instabilen Mergeln. Im Vergleich zu den Bewegungen am Oberhang waren diese Gleitungen aber weniger tiefgreifend. Im Unterhang kam es, ähnlich wie am Hasenberg in Ebermannstadt, im Zuge der langsamen Ablagerung der Rutschmasse zu einem Auspressen wassergesättigten Feinmaterials an der Front und

daraus resultierenden Fließbewegungen, wie mehrere Loben sowie die homogenisierte Struktur der Sedimente verdeutlichen (vgl. Kap. 5.3 und 9.2).

Unter dem Hintergrund der vielseitigen Prozesse kann die Massenbewegung am Gailnauer Berg im gesamten Kontext als „komplexe Translationsrutschung“ (vgl. DIKAU et al. 1996a, HIGHLAND & BOBROWSKY 2008, CLAGUE & STEAD 2012 HUNGR et al. 2014) klassifiziert werden. Die Zweiteilung der Rutschung beschert dieser Lokalität eine sehr spezielle Morphologie. Die grundsätzlichen Bewegungsmechanismen, ausgehend von einem eher flachgründigen Ansatz auf destabilisierten Schichten im Mittelhang, ähnelt vom Prinzip aber nicht nur den Verhältnissen in Ebermannstadt, sondern auch, wie zuvor beschrieben, einem Großteil der Rutschungen in Schichtstufenlandschaften (vgl. BIBUS 1999, BIBUS & TERHORST 2001, BEYER & SCHMIDT 1999, BEYER 2002, DIKAU & SCHMIDT 2001).

Unter Berücksichtigung der im Details beschriebenen sowie zahlreicher weiterer kartierter Rutschungen zeigte sich, dass rezente Massenbewegungen in Nordbayern, wie auch in anderen deutschen Mittelgebirgen, meist sehr eng an Bereiche mächtiger Lockersedimentablagerungen gekoppelt sind. Fast immer handelt es sich dabei um Standorte älterer Rutschungen (BIBUS 1999) oder mächtiger Hangschuttablagerungen, welche auch im Fränkischen Schichtstufenland weit verbreitet sind (vgl. u.a. HAMMER 1985, KANY & HAMMER 1985, HÜTTEROTH 1994, MOSER & RENTSCHLER 1999, PFEFFER 1990, PFEFFER 20002000, VON DER HEYDEN 2004). In Kombination mit einer hohen Wasserzufuhr kommt es in liegenden Schichten wechselnder Festigkeit zu einer Plastifizierung des Materials. Auflastende Schuttmassen (vgl. Ebermannstadt) und/oder (Festgestein)Schollen (vgl. Gailnau) erzeugen Spannungen in den destabilisierten Schichten, die im Extremfall zum Bruch des Materials, dem Ausbilden einer Gleitschicht und somit zu einer Massenbewegung führen (vgl. WALLRAUCH (1969), GUDEHUS et al. (1985), auch KRAUTER et al. 1996, LANG et al. 2011, PRINZ & STRAUß 2006). Streng genommen handelt es sich dabei fast immer um Remobilisierungen von Sedimenten und damit um Sekundärbewegungen. Allerdings kann auch in ungestörten Hangbereichen hangendes Festgestein zu Spannungen in weniger stabilen Schichten führen und damit neue, „primäre“ Rutschungen auslösen.
Im Gegensatz zur Schwäbischen Alb, für deren Abschnitte zumeist Rotationsrutschungen als vorherrschender Typ der Massenbewegung beschrieben wurden (vgl. u.a. BIBUS 1999), gehen aus morphologischen Forschungsarbeiten an der Fränkischen Alb Translationsrutschungen als charakteristisch für diese Abschnitte der Juraschichtstufe hervor (vgl. u.a. HAMMER 1985, HÜTTEROTH 1994, VON DER HEYDEN 2004; sowie eigene Kartierarbeiten). Zurückzuführen sind diese Unterschiede wahrscheinlich in erster Linie auf abweichende Ausprägungen der

geologischen Schichten. Eine umfassende Analyse zu den Hintergründen der unterschiedlichen Massenbewegungen würde allerdings den Rahmen dieser Arbeit übersteigen.

10.2 Hydrologische Einflüsse auf das Auftreten von Rutschungen

Das Auftreten der Rutschungen in Gailnau, an der Halleite und um Ebermannstadt in jeweils gleichen Zeiträumen im Spätwinter (siehe Kapitel 4.3.1 u. 4.3.3), lassen bereits auf den ersten Blick eine gewisse Anfälligkeit der Hänge für Massenbewegungen im Februar/März vermuten und rücken gleichzeitig klimatische Faktoren als Auslöser in den Fokus. Die den Kapiteln 6.1, 6.2 und 6.3 beschriebenen, vergleichbar hohe Bodenfeuchtigkeiten in diesen Zeiträumen implizieren darüber hinaus einen Zusammenhang mit den hydrologischen Verhältnissen.

Gleichzeitig widerspricht der Verlauf der höchsten Bodenfeuchtigkeiten prinzipiell der Niederschlagsverteilung des kontinental geprägten Klimas in Süddeutschland, welches die höchsten Niederschläge im Sommer aufweist (vgl. u.a. TROLL & PAFFEN 1969). Der saisonal gegenläufige Trend der Bodenfeuchtigkeiten resultiert dabei aus dem im Winter eingeschränkten Wachstum der Vegetation sowie dem nicht vorhandenen Blätterkleid der Bäume. Aufgrund der im Sommer deutlich höheren Interzeption erreicht in der wärmeren Jahreszeit eine wesentlich geringere Niederschlagsmenge überhaupt die Bodenoberfläche. Im Allgemeinen werden die sommerlichen Interzeptionsverluste bei Laubwäldern wie am Gailnauer Berg mit rund 15 bis 25 % beziffert. In der winterlichen Periode hingegen gehen nur 4 bis 7 % des Niederschlags verloren (WARD & ROBINSON 2000). Hinzu kommt, dass im Sommer eine wesentlich höhere Wassermenge für das Vegetationswachstum umgesetzt wird. Vorhandenes Wasser wird somit von den Pflanzen genutzt und trägt weniger zur Durchfeuchtung der Böden bei, als das im Winter der Fall ist. Letztlich führen auch wärmere Temperaturen im Sommer zu einem schnelleren Abtrocknen feuchter Böden, wobei besonders die Daten aus der Fränkischen Alb (Ebermannstadt und Wüstendorf) zeigten, dass dieser Einflussparameter nicht überschätzt werden sollte.

Niederschläge werden in deutschen Mittelgebirgen (vgl. u.a. GRUNERT & HARDENBICKER 1991, SCHMANKE et al. 1996, BIBUS 1999, BEYER 2002, DIKAU & SCHMIDT 2001 KRAUTER et al. 2012) sowie auch speziell in Nordbayern (u.a. HAMMER 1985, HÜTTEROTH 1994, VON DER HEYDEN 2004, KRÖNERT 2013) übereinstimmend als der primäre Auslösungsfaktor für das Auftreten von Rutschungsereignissen beschrieben. So kam es auch im Frühsommer 2013 in Nordbayern sowie in der Schwäbischen Alb zu unterschiedlichen Massenbewegungen infolge starker Niederschläge. In den Monitoringgebieten kam es zwar ebenfalls zu erhöhten

Niederschlägen und Bodenfeuchtigkeiten, jedoch wurden keine weiteren Hangbewegungen ermittelt.

Betrachtet man die lokalen Niederschlagssummen der letzten rund 80 Jahre, werden sensible Unterschiede zwischen Jahren mit und ohne verzeichneten Massenbewegungen deutlich (siehe Abb. 73).

Anhand der Monatssummen der Niederschläge aus Gössweinstein zeigen sich im Vorfeld der Rutschung am Hasenberg bei Ebermannstadt lediglich durchschnittliche Niederschläge für die Monate November, Dezember und Januar. Einzig im Februar selbst fiel rund doppelt so viel Niederschlag wie sonst während dieses Monats (Bemessungsgrundlage: Jahre 1931 – 2011). Eine ähnliche Verteilung ging auch der Rutschung am gegenüberliegenden Einbühl 1961 voraus. Durchschnittlichen bzw. geringfügig erhöhten Niederschlagssummen in den Monaten November bis Januar folgte ein sehr feuchter Februar. Demgegenüber wurden im Vorfeld der Rutschung 1979 von November bis Februar unterdurchschnittliche Niederschlagssummen verzeichnet. Allerdings fällt der Rutschung an der ehemaligen Mülldeponie eine gewisse Sonderstellung zu, da hier dem Faktor Mensch wahrscheinlich eine erhöhte Bedeutung zuzurechnen ist. Auch der Rutschung an der Halleite im März 2008 gingen nur durchschnittlich feuchte Monate Januar und Februar voraus, lediglich im November und Dezember des Vorjahres wurden an der Station Thurnau deutlich höhere Werte als im langjährigen Mittel verzeichnet.

Auf Basis dieser Daten traten die Rutschungen durchaus am Ende von insgesamt jeweils überdurchschnittlich feuchten Winterperioden auf. Die Verteilung der niederschlagsreichsten Monate zeigt dabei allerdings Unterschiede. Auch die Einordnung der Daten in den Gesamtkontext der Aufzeichnungen verdeutlicht, dass in allen drei Fällen keine Extremwerte vorlagen. Sowohl in Ebermannstadt als auch an der Halleite kam es in den Jahren zwischen 1931 und 2012 immer wieder zu deutlich höheren winterlichen Niederschlagssummen (z.B. 1948, 1966, 1988, 1995 oder 2011), ohne dass Rutschungen aus den Regionen berichtet wurden. Dabei sei, gerade im Fall von Ebermannstadt, unterstrichen, dass dies nicht auf etwaige stabilisierende Maßnahmen zurückzuführen ist, da auch vor der Rutschung am Hasenberg ein extrem feuchter Winter 1948 nicht zu einer Massenbewegung geführt hat.

Ebermannstadt

Jahr	Jan.	Feb.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Σ = 879.2	77.9	63.7	64.6	57.9	69.4	86.2	88.6	74.3	66.9	69.6	73.6	86.4
1947	40	66.5	103.6	63.9	38.3	72	90.4	16.2	28	8.3	139.1	229.2
1948	203.4	110.7	39	33.4	41.3	75.1	174.8	71.8	10	27.3	33.9	23.1
1949	49.2	31.4	67.4	71	113.8	44.1	16	40.4	27.2	13.6	45.9	111.1
1956	69.7	36.1	63.4	36.5	50.4	93.2	160.2	145.2	51.3	91.2	76.6	55.4
1957	**77.8**	**125.6**	**74.3**	**23.6**	**81.8**	**58.1**	**88.5**	**92.7**	**179.2**	**10.4**	**10.1**	**77.4**
1958	88.7	130.2	55.3	65.5	73.1	145.6	103.7	97.9	111	83.9	21.5	103.7
1959	75.2	13.1	23	75.4	46.3	50.8	70	94.5	4.3	89.4	51.8	97.3
1960	62.5	35.6	50.6	41.4	80.6	71	89.1	130.3	35.9	211.6	74.5	101.9
1961	**68.4**	**105.9**	**51.7**	**71.8**	**105.6**	**185.9**	**127**	**109.5**	**37.9**	**47.9**	**70.4**	**114**
1962	73	81.4	94.9	92.3	69.4	31.6	79.8	39.1	80.3	9.1	37.3	135.4
1978	55.6	33.3	87.9	17.8	95	47.6	119.7	91.6	83.2	48.2	8	131.4
1979	**40.8**	**57**	**135.2**	**66**	**42.2**	**83.6**	**73.2**	**36.6**	**69.5**	**19.8**	**92.6**	**148.1**
1980	55.6	89.1	59.5	66	37.3	124.3	170.7	49.9	52.4	68.5	48.7	81.2
1981	106.7	57.6	75.9	63.3	109.6	29.6	76.9	65.8	49.5	184.4	106.3	146.3
1982	90.5	21	42.2	54.5	34.2	47.3	78.6	89.4	30.1	115.7	64.2	142
2006	30.5	71.4	100.3	69.7	145.7	42.7	33.9	131.4	18.7	81.2	74.4	43.4
2007	129.1	109.9	64.1	2.4	155.5	88.4	113.9	44.3	123.7	24.8	137.6	83.3
2008	80.8	71.7	147	80.1	17.4	30.1	39.2	68.6	65.2	101.8	47.3	86.5
2009	36.2	76.2	105.3	70.1	96.3	78.9	113.7	25.5	49.3	84.5	103.9	127.2
2010	74.8	51.8	84.6	25.9	128	43.8	80.2	271.6	63.8	34.1	132.4	137.7

Wüstendorf

Jahr	Jan.	Feb.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Σ = 801.4	73.0	57.5	61.3	51.5	62.1	74.8	82.3	67.9	62.7	58.5	66.3	83.5
1947	31.9	47.2	107.7	41.8	23.9	34.3	47.2	18.2	24.2	2.4	112.8	195.7
1948	141	81	39.3	19.4	24.8	85.8	152.6	89.4	11.1	28.7	25.7	20.7
1949	42.6	31.1	72.9	56	118.4	27	24	37.3	46.4	11.2	42.3	87.9
1965	110.7	52.4	106.1	103.2	97.3	126.7	88.4	36.9	57.3	17.6	119.9	179
1966	43.3	61.7	103.3	70.5	70.4	116.3	179.4	71.3	33.5	69.4	84.6	202.5
1967	61.7	70.8	62.4	29.7	99.3	35.4	36.4	42.5	84.8	52.9	42.5	160.9
1968	109.9	53.9	82.8	55.4	56.7	51.7	80	108	152.7	40.9	34.5	44.5
1985	53.9	30.3	26.5	47.8	76.2	83.2	74.4	59.7	42	8.4	76.2	68.8
1986	159.9	12.1	70.9	32.2	81.2	89.6	81.1	85.1	61.4	105.7	37.4	143.6
1987	89.2	66.5	95.8	35.8	100	122.3	106.7	58.9	78.5	42.6	61.8	88.9
1988	88.3	115.8	209.5	45.3	41.8	58.7	73	56.5	104.6	51.2	72.5	140
2007	115.6	78.2	62	5.4	120.9	78.1	108.5	64.7	106.6	16.8	109.9	74.1
2008	53.7	67.8	107.2	86.9	4.6	40.1	57.2	70.5	81	94.7	43.3	65.6
2009	33.7	59	79.7	78.8	69.5	42.3	96.6	26.6	69.8	68.9	102.9	99.2
2010	48.9	47.8	49.2	20.7	106.9	45.6	88.7	225	54.5	27.2	123.5	111.9
2011	98.2	20.7	15.3	20.5	51.8	83	87.9	41	68.8	73.6	1.1	139.2

Gailnau

Jahr	Jan.	Feb.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Σ = 700,4	52.0	48.3	49.8	50.8	66.3	78.4	70.5	67.9	53.7	52.5	53.9	56.4
1957	24.5	35.5	75.5	61.4	40.5	68.3	93.2	1.8	18	4.1	98.9	180.8
1958	**112.6**	**69.8**	**35.6**	**43.1**	**40.5**	**118.9**	**104**	**54.7**	**17.3**	**18.5**	**25.8**	**9.4**
1959	28.6	18	42.6	45.7	91.3	31	13.4	60.9	19.3	14.7	27.5	50
1974	15.6	19.4	59.4	45.7	84.2	48.4	14.1	60.7	48.6	48.1	67.6	22.5
1975	106.3	28.7	97.5	92	111.9	151.8	131.9	47.4	66.9	1.3	90.5	133.2
1976	39.3	56.5	61.6	84.2	66.3	113.6	82.6	170.1	28.2	54.2	50.9	141.8
1993	60.4	45.4	55.5	128	133.2	31.9	22.6	43.4	43.5	26.3	47	31.2
1994	89.2	89	9.5	30.7	111.3	89.1	44.7	41.6	77.3	19.1	32.6	27.3
1995	54.3	25.6	45.6	33	115.8	47.7	49.6	59.8	30.7	3.5	61.8	44.5
2003	46.8	20.3	21.7	25.2	43.4	70.7	88.8	52.2	43.5	80.9	27.5	146.7
2004	61.9	33.9	60.4	127.9	59.9	46.5	54.6	64.5	45.4	37.1	42.1	64.2
2005	101.4	34.8	96.2	31.7	90.7	68.1	68.2	73.6	101.7	26	52.6	51
2011	61.3	55	133.7	63	32.7	75.5	48.5	31.5	100.8	52.5	106	74.4
2012	24.4	111.9	74.2	55.4	104.3	37.1	88.8	60.7	72.2	106.1	120.9	56.2

Abb. 73: Summen der monatlichen Niederschläge in ausgewählten, mehrjährigen Phasen an den Standorten Ebermannstadt, Wüstendorf und Gailnau. (Alle Daten von www.DWD.de)

Auch am Gailnauer Berg stand die Rutschung am Ende einer sehr feuchten Wintersaison. Besonders in den Monaten November bis Januar fielen im nahegelegenen Rothenburg o.d.T. zwei- bis dreimal mehr Niederschlag als gewöhnlich. Zwar nahmen diese Extrema im Februar ab, dennoch lag die Niederschlagshöhe über dem Durchschnitt. Der Vergleich mit den vorliegenden Messdaten von 1941 – 2011 weist diese Monate sogar als feuchteste Wintersaison der Aufzeichnungen aus. Fraglich bleibt dennoch, weshalb die Rutschung erst leicht verzögert im „trockeneren" Februar auftrat und nicht bereits zuvor in der Phase der höchsten Niederschläge.
Möglicherweise spielen hier Witterungseinflüsse eine entscheidende Rolle. Auch ist anzunehmen, dass Schneefälle im Winter zu hohen Niederschlagswerten führen, dem Boden aber nicht unmittelbar als Feuchtigkeit zur Verfügung stehen, sondern erst in Tauphasen zur Durchfeuchtung führen. Folglich können hohe Niederschlagwerte im Winter nicht automatisch mit einer hohen Bodenfeuchtigkeit korreliert werden. Der Einfluss einer möglichen Schneeschmelze kann mit tagesgenauen Daten zu Temperatur und Schneehöhen beschrieben werden.
Im Falle der Rutschungen um Ebermannstadt zeigt sich dabei eine eindeutige Tendenz (siehe Abb. 15 und Abb. 74). Sowohl 1957 wie auch 1961 kam es in den Wochen vor der jeweiligen Rutschung zu einem Anstieg der Temperaturen. Dies führte zu einer Schmelze der zuvor akkumulierten Schneedecke. Im Februar fielen zudem beträchtliche Mengen an Regen. Durch diesen Effekt wurde den Hängen in den Wochen vor den Rutschungen quasi die doppelte Menge an Niederschlag zugeführt, was das Auslösen der Rutschung infolge stark durchnässter Schichten erklärt. Im sehr kalten Winter 1979 akkumulierte sich bis Anfang eine mehrere Dezimeter mächtige Schneedecke an den Hängen (siehe Abb. 74). Deren Tauen verursachte womöglich eine ausreichende Durchfeuchtung der Schichten an der Mülldeponie des nördlichen Hasenbergs, welche durch die Auflast von feuchtem Schnee sowie dem abgelagerten Müll einer zusätzlichen Druckkomponente unterlagen, die in der Folge zur Mobilisierung sämtlicher Ablagerungen führten.

Praktisch das exakte Gegenteil war im feuchten Winter 1948 zu beobachten (siehe Abb. 74). Durchgehend leicht positive Temperaturen verhinderten die Akkumulation einer Schneedecke. Bei den Regenfällen wechselten sich sehr intensive Regentage mit Phasen geringer Niederschläge ab. Es ist davon auszugehen, dass bei den Starkregenereignissen ein Großteil des Wassers oberflächlich abfloss und nicht in den (möglicherweise auch angefrorenen Boden) infiltrierte. Entsprechend kam es hier zu einer weniger nachhaltigen Durchfeuchtung, was keine Rutschung verursachte.

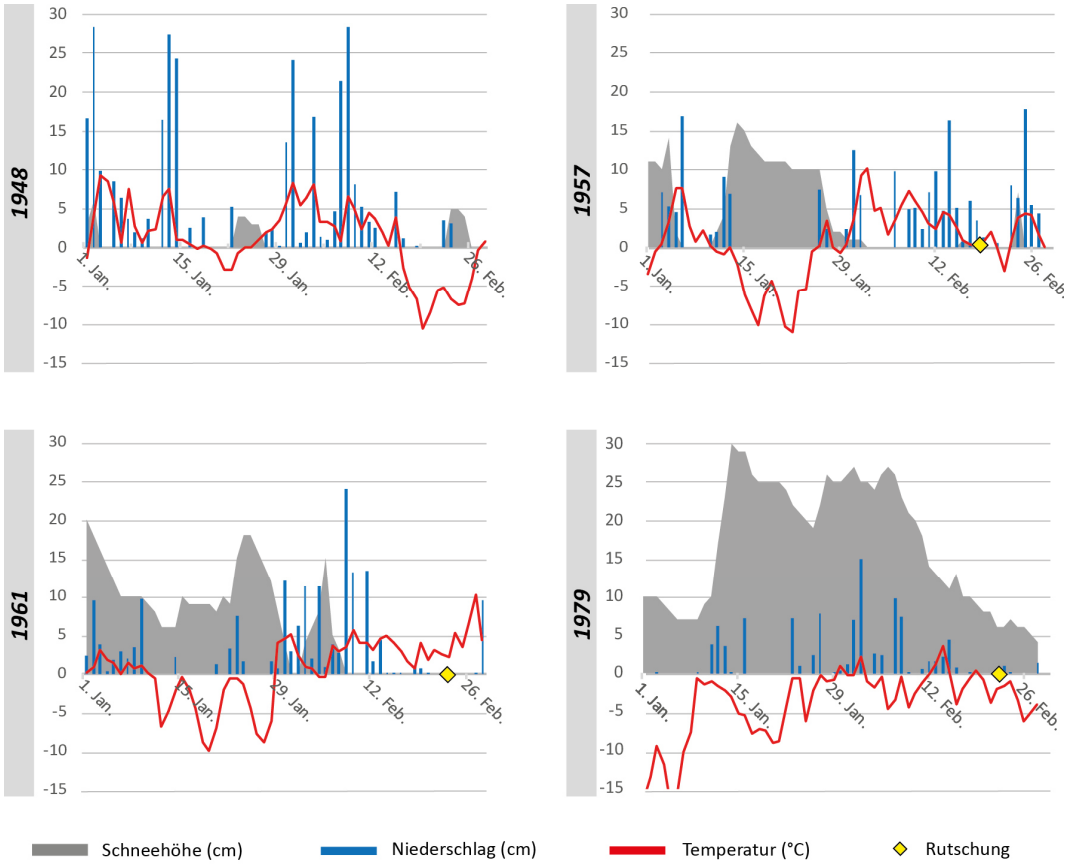


Abb. 74: Schneehöhe, Niederschlag und Temperaturverlauf im Vorfeld der Rutschungen um Ebermannstadt 1957, 1961 und 1979 sowie zum Vergleich im Jahr 1948 (keine Rutschung). Daten aus der Messstation Gößweinstein. (Datenquelle: www. DWD.de)

Ähnliche Niederschlagsverhältnisse zeigt Abbildung 30 in Heinersreuth zu Beginn des Jahres 2008, als es zur Auslösung der Rutschung an der Halleite kam. Besonders unter Berücksichtigung der Daten von 2002 (siehe Abb. 30) überrascht das Auftreten der Massenbewegung erst 6 Jahre später. Eine ausgiebige Schneeschmelze im Januar 2002 sowie nachfolgende Regenfälle bereiteten, in Anlehnung an die vorherigen Beschreibungen aus Ebermannstadt, eigentlich „ideale“ Voraussetzungen für das Auslösen einer Massenbewegung.

Beim Ereignis wenige Jahre später kann ein Durchweichen der Schichten nur durch eine kontinuierliche Wasserzufuhr aus Regenfällen erklärt werden, die bereits in den feuchten Monaten November und Dezember des Vorjahres (in Abb. 75 nicht aufgeführt, siehe dazu Abb. 73) einsetzte. Zu Beginn des Jahres 2008 lagen, wie zuvor beschrieben, lediglich durchschnittliche Niederschläge vor. Die deutlich positiven Temperaturen verhinderten nicht nur vor Ort die Akkumulation einer Schneedecke sondern lassen dies auch für höhere Flächen der Alb als unwahrscheinlich erscheinen.

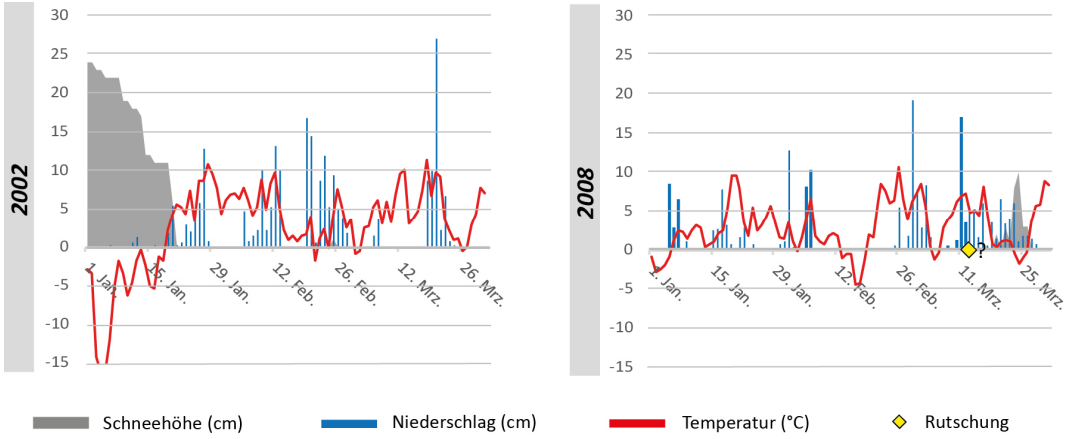


Abb. 75: Schneehöhe, Niederschlag und Temperaturverlauf im Vorfeld der jüngsten Rutschung an der Halleite 2008 sowie zum Vergleich im Jahr 2002 (keine Rutschung). Daten aus der Messstation Heinersreuth. (Datenquelle: www. DWD.de)

Am Gailnauer Berg hingegen unterstützen die Klimadaten aus dem Rutschungsjahr 1958 (vgl. Abb. 76) die Beobachtungen aus Ebermannstadt. Steigende Temperaturen und damit verbundenes Tauwetter Ende Januar, in Verbindung mit kräftigen Niederschlägen im Februar gleichen nahezu den Witterungsverhältnissen, die auch im Vorfeld der Rutschungen am Hasenberg (1957) sowie am benachbarten Einbühl (1961) beschrieben wurden (siehe Abb. 29). Somit lässt sich die Durchfeuchtung der Schichten ein weiteres Mal auf eine Kombination aus Schneeschmelze und Regenfällen zurückführen. Die alleinige Wirkung einer Schneeschmelze führte im Jahr 1968 (siehe Abb. 76) zu keinerlei Massenbewegung.

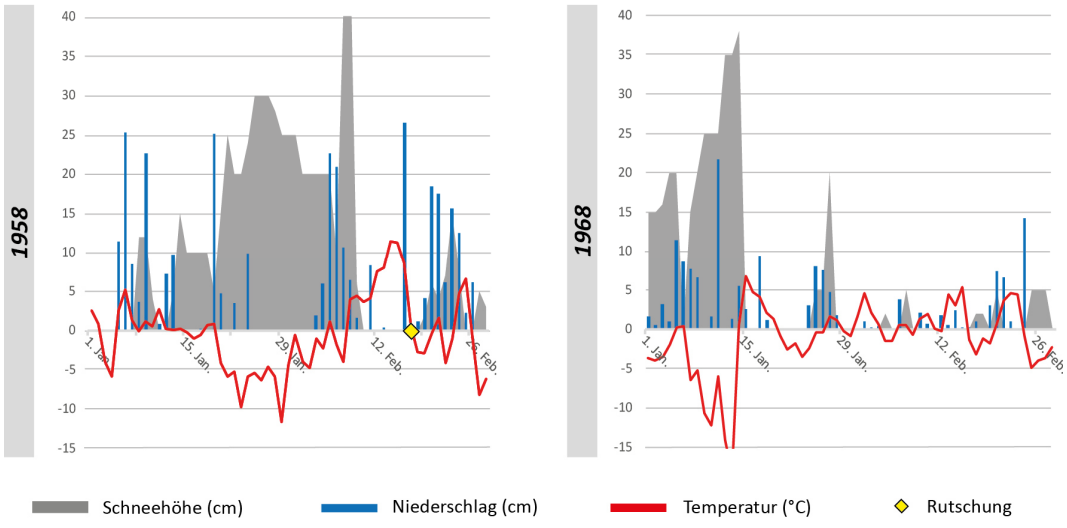


Abb. 76: Schneehöhe, Niederschlag und Temperaturverlauf im Vorfeld der Rutschung am Gailnauer Berg im Jahr 1958 sowie zum Vergleich im Jahr 1968 (keine Rutschung). Daten aus der Messstation Wörnitz. (Datenquelle: www. DWD.de)

Anhand der präsentierten Daten lässt sich somit zumindest ein grundlegender Zusammenhang zwischen aufgetretenen Massenbewegungen und hohen Niederschlägen herstellen. Insbesondere trifft diese These auf die Niederschläge der Wintermonate von November bis Februar zu, deren Summen eine ungleich höhere Bedeutung für die meist im Spätwinter auftretenden Rutschungen besitzen, als dies für die restlichen Monate des Jahres der Fall ist.

Explizit herausgestellt werden muss dabei allerdings der Einfluss der als Schnee gefallenen Niederschläge. Schmilzt eine akkumulierte Schneedecke infolge steigender Temperaturen, wird dem Untergrund kontinuierlich Wasser zugeführt. Wie auch bereits die Daten der Monitoring-Aufzeichnungen zeigten, kommt es auf diese Art und Weise auch an eigentlich niederschlagsfreien Tagen zu einer steigenden Durchfeuchtung der Schichten. In Verbindung mit gleichzeitig auftretenden Niederschlägen entsteht mitunter ein doppelter Eintrag von Wasser, aus dem eine nachhaltige Durchnässung des Untergrundes erfolgen kann.

Neben Regenfällen wird die Schneeschmelze auch in anderen Arbeiten als mögliche Ursache für das Auftreten von Rutschungen beschrieben (vgl. u.a. HAMMER 1985, HÜTTEROTH 1994, KANY & HAMMER 1985, MOSER & RENTSCHLER 1999, PFEFFER 2000, DIKAU & SCHMIDT 2001). Die im Rahmen dieser Arbeiten behandelten Stichproben, besonders aus Ebermannstadt und Gailnau, bestätigen die Bedeutung dieses Faktors zweifellos.

Treten in den Schmelzphasen zusätzliche Regenfälle auf, kommt es vergleichsweise leicht zu einer vollständigen Durchnässung. Bindiges Bodenmaterial wird dadurch plastifiziert und kann (wahrscheinlich) Wassergehalte bis in den Bereich der Fließgrenze erreichen. Von Bedeutung sind dabei nicht nur die im potentiellen Rutschungsareal selbst auftretenden (Schmelz)Wassereinträge, sondern auch die Zuflüsse aus hangenden Schichten, durch die es zu einem wesentlich stärkeren Durchweichen der Hänge kommt (vgl. hierzu auch Modellierungen von TERHORST & KREJA 2009, NEUHÄUSER & TERHORST 2009, THIEBES et al. 2007, NEUHÄUSER 2014).

Die Übersichten der langjährigen Klimadaten dokumentieren zudem, dass Rutschungen zwar häufig erhöhte Niederschlagsmengen vorausgingen (vgl. auch HAMMER 1985, KRÖNERT 2013), diese aber keine Einzelfälle oder Extrema darstellen. Häufig wurden trotz höherer Niederschläge keine Rutschungen verzeichnet. Allein hohe Niederschlagssummen korrelieren demnach nicht automatisch mit dem Auftreten von Rutschungen.

Auch sind es weniger extreme Witterungen (Starkregen oder hohe Schneemengen), welche zu Rutschungen führen. Dies bestätigen auch die meist verhältnismäßig zurückhaltenden

Reaktionen der Bodenfeuchtesensoren, beispielsweise im Falle von Starkregen (siehe Kap. 6.1.1, 6.2.1 u. 6.3.1).

Zusammenfassend sind für das Auslösen von Rutschungen folglich weniger die reinen Niederschlagssummen als vielmehr bestimmte Konstellationen von Bedeutung (vgl. hierzu auch Abb. 73). So kommt es im Sommer ausschließlich bei anhaltenden Niederschlägen zu starker Durchfeuchtung (vgl. Frühsommer 2013). Der gemeinsame Einfluss von Regenfällen *und* Schneeschmelze (vgl. auch KANY & HAMMER 1985, MOSER & RENTSCHLER 1999, JÄGER et al. 2013) wirkt sich allerding besonders nachhaltig auf die Durchfeuchtung des Untergrundes aus. Fallen diese Phasen zeitlich zusammen, genügen mitunter bereits leicht überdurchschnittliche Werte, um eine Durchnässung der Schichten mit potentiell großer Wirkung zu generieren. In ihrer Wirkung übersteigt die Kombination beider Faktoren den Einfluss einzelner Intensivereignisse somit deutlich.

10.3 Der Aufbau und die Stabilität der Rutschmassensedimente

Aufgrund der Beteiligung verschiedener geologischer Schichten in Verbindung mit diversen Bewegungsprozessen (siehe unten sowie Kap. 10.1) entwickeln sich unterschiedliche Rutschmassenablagerungen.

Exemplarisch für die Weißjura-Schichtstufe zeigte sich in Ebermannstadt eine sehr heterogene Mischung aus stark verwittertem, tonigem Feinmaterial der Gleitschicht (Callovium-Tone), welches als Matrixmaterial bzw. „Bindemittel“ in die ansonsten von Oxford-Kalkfragmenten geprägte Rutschmasse eingegliedert wurde. Durch entsprechend große Massenbewegungen wird grober Kalkschutt, welcher vielerorts weite Teile der Oberhänge prägt (vgl. Kap. 4.3), bis in die Unterhangbereiche verlagert (vgl. hierzu auch MOSER & RENTSCHLER 1999, WILDE 2013). Ablagerungsmächtigkeiten von > 10 m, wie am Hasenberg, sind dabei keine Seltenheit (vgl. HAMMER 1985, HÜTTEROTH 1994, VON DER HEYDEN 2004). Der stark heterogene Aufbau der Rutschmassen (vgl. Kap. 0) aus tonig/schluffiger Feinmaterialmatrix (Anteil 50% und mehr) und grobem Schutt wurde auch im Rahmen weiterer Kartierungen in der Fränkischen Alb häufig angetroffen und kann als charakteristisch für Translationsrutschungen in remobilisiertem Material an der Weißjura-Schichtstufe bezeichnet werden.

Klassische Sekundärbewegungen wie Schuttrutschungen setzen an den Rändern (seitlich und frontal) älterer Ablagerungen (auch Schollen) an und verlagern in der Regel deutlich geringere Mengen an Material (vgl. auch BIBUS 1999, DIKAU & SCHMIDT 2001, VON DER

HEYDEN 2004, SCHMIDT & BEYER 2001). Sedimentologisch unterscheiden sie sich von den zuvor beschriebenen Ablagerungen vor allem durch geringere Anteile an groben Bestandteilen, da Blöcke nur vereinzelt verlagert werden. Mit steigendem Wassergehalt kommt es, wie an der Halleite, zu einem tendenziell ausgeprägteren Fließverhalten, so dass sich die sekundären Rutschmassen auf Kosten der Mächtigkeit über ein größeres Areal ablagern. Die meist nur geringen Dichten dieser instabilen Sedimente macht diese potentiell anfällig für weitere Remobilisierungen.

In Gailnau zeigte sich der förderliche Einfluss von Sandbeimischungen auf die Infiltrationskapazität von Lockersedimenten (vgl. hierzu auch STEFAN 2014). Trotz eines Schichtfallens entgegen der Hangoberfläche (vgl. Kap. 4.3.3) kam es am gesamten Hang zu einer fortgeschrittenen Verwitterung der liegenden tonigen Mergel (vgl. GLASER & SPONHOLZ 1993 siehe auch MOSER & RENTSCHLER 1999). Bei den aus der Destabilisierung folgenden Massenbewegungen werden Mergel wie auch Sandsteinfragmente in die Rutschmasse eingegliedert. Dass dies im konkreten Fall nicht in stärkerem Maße gegeben war, liegt in der speziellen, zweigeteilten Bewegung am Gailnauer Berg begründet (siehe Kap. 10.1.3). An anderen Standorten der Keuperstufe wurden heterogenere Rutschmassen mit sandig-schluffiger Feinmatrix und Bruchstücke aus Sandstein und vereinzelten Mergeln vorgefunden.

Ausgehend von einer grundlegenden Kenntnis der vorherrschenden bodenmechanischen und bodenphysikalischen Eigenschaften kann eine grundlegende Bewertung zur Stabilität der untersuchten Rutschmassen gegeben werden. Basierend auf den Kartierungen und Datenaufnahmen von zahlreichen weiteren Rutschungen im Fränkischen Schichtstufenland (siehe *WISL*-Datenbank der Universität Würzburg) können diese Einschätzungen auch auf weitere Teile der nordbayerischen Mittelgebirge übertragen werden.

Hinsichtlich der Stabilität von Schuttmassen an Hängen kommt den unterlagernden Schichten eine entscheidende Bedeutung zu, wobei vor allem die Wasserdurchlässigkeit dieser Lagen im Mittelpunkt steht (vgl. VON DER HEYDEN 2004).

Unter Annahme einer wasserdurchlässigen Schuttmasse besteht nach VON DER HEYDEN (2004) eine erhöhte (Re)Mobilisierungsgefahr besonders bei der Lagerung auf wasserundurchlässigen Schichten. Da diese liegenden Schichten ein tiefreichendes Versickern von Wasser verhindern, kommt es bei entsprechend eingetragenen Wassermengen zur Durchweichung der auflagernden, unkonsolidierten Sedimentmassen.

Wie in Kapitel 5.1 und 10.1.1 beschrieben, führte selbiges Verhalten beispielsweise zum Auslösen der Rutschung am Hasenberg bei Ebermannstadt im Jahre 1957 (vgl. MÜLLER 1957, MOSER & RENTSCHLER 1999). Die Übersichtskartierungen in der Fränkischen Alb

zeigten, dass speziell entlang der Schichtgrenze von Oxford-Kalksteinen zu den liegenden Tonen des Calloviums, zahlreiche Rutschungen auf diese Prozessinitiierung zurückzuführen sein dürften. Besonders auffällig wird dies im Falle großer Rutschmassenakkumulationen (Volumen > 100.000 m³), bei denen der eigentlich obligatorische Abriss fehlt, und die Bewegungen daher mit hoher Wahrscheinlichkeit auf eine solche flachgründige Mobilisierung von Schuttmassen zurückzuführen sind.

Da entsprechende Schuttmassen im Fränkischen Schichtstufenland zwar besonders, aber nicht ausschließlich, auf den Lagen der Callovium-Tone („Ornatenton") vorzufinden sind, sondern auch auf dem Tonen der unteren Aalenuim-Schichten („Opalinuston"), des Rhaetium („Feuerletten") und des Karniums („Estherien- und Myophorienschichten"), können diese Abschnitte ebenfalls als entsprechend anfällig für eine (Re-)Mobilisierung von Schuttmassen angesehen werden (vgl. auch LORENZ 2013). Dies gilt ausdrücklich nicht nur für die Bereiche mit ausgewiesenen Rutschmassenablagerungen, sondern für sämtliche Areale ausgedehnter und mächtiger Hangschuttakkumulationen.

Für den gegenteiligen Fall, der Lagerung von Schuttmassen auf wasserdurchlässigen Schichten im Liegenden, geht VON DER HEYDEN (2004) von einer geringen Gefahr der Lockersedimentmobilisierung aus, da in die Schuttmassen eingetragenes Wasser stets weiter nach unten abgeführt werden kann. Auf Basis der im Rahmen dieser Arbeit vorgenommenen Untersuchungen fällt eine solche Generalisierung allerdings aus mehrfacher Hinsicht schwer: Zum einen bestehen viele der als generell „wasserdurchlässig" angesprochenen Schichten, allen voran die Sandsteine der oberen Aalenium-Schichten („Dogger- oder Eisensandstein"), keinesfalls aus homogenen oder zumindest durchgehend wasserdurchlässigen Gesteinen. Vielmehr sind mehrfach dichtere, tonige Schichten oder im speziellen Fall auch Eisenflöze eingeschaltet, die wasserstauend bzw. rückhaltend wirken (vgl. hierzu MÜLLER 1959 MEYER & SCHMIDT-KALER 1992). Entsprechend ist eine Wirkungsweise ähnlich den oben beschriebenen prominenten Tonlagen nicht auszuschließen.

Handelt es sich bei Schuttmassen um Akkumulationen aus Rutschungen, ist die Annahme einer wasserdurchlässigen Schuttmasse häufig nur bedingt zutreffend, da Rutschmassenablagerungen, wie mehrfach beschrieben, oft hohe Anteile aus bindigem Feinmaterial beinhalten. Dies trifft nicht nur auf Akkumulationen von Massenbewegungen aus Kalksteinlagen (v.a. den Oxford-Schichten) zu, sondern ist auf eine Vielzahl der Rutschungen im Fränkischen Schichtstufenland übertragbar, da bei den allermeisten Bewegung tonigen Schichten aus dem Liegenden („Ornatenton" oder „Opalinuston") in die Rutschmasse mit eingearbeitet wurden (vgl. hierzu auch HAMMER 1985, HÜTTEROTH 1994, VON DER HEYDEN 2004). Wie bereits zuvor beschrieben (siehe Kap. 8.2), besitzen Böden und Sedimentablagerungen bereits bei Feinmaterialgehalten > 20 % deutlich bindige

Eigenschaften (vgl. LANG et al. 2011, PRINZ & STRAUß 2006, GENSKE 2006). Dementsprechend kommt im Hinblick auf eine potentielle Remobilisierung von Rutschmassen dieser veränderlich festen Feinmaterialfraktion in den entsprechenden Sedimenten eine besondere Bedeutung zu (vgl. auch HEITFELD 1985, PRINZ & STRAUß 2006).

Der Eintrag von Wasser kann demnach nicht nur in potentiellen Gleichschichten (siehe oben) zu einer entscheidende Veränderung der Konsistenz führen, sondern wirkt sich auf die gleiche Art und Weise auch auf die bindigen Bestandteile in Rutschmassenablagerungen aus. Grobe Fragmente verringern zudem die Gesamtdichte, womit sie ein Infiltieren des Wassers fördern können. Eine Plastifizierung der Feinbodenanteile, die als Zement die Ablagerungen zusammenhalten, führt zu einem merklichen Stabilitätsverlust der gesamten Masse.

Inwieweit die bindigen Bodenmaterialien ihre Zustandsform verändern, zeigt ein Versuch zur Kalkulation der potentiell instabilsten Zustandsformen, unter Einbeziehung der im Rahmen des Bodenfeuchtemonitorings sowie bei Einzelmessungen aufgezeichneten Höchstwerte der Bodenfeuchte. Anstelle des natürlichen Wassergehalts wurde hierfür der maximale am jeweiligen Standort gemessene Wassergehalt in die Berechnung der Konsistenzzahl I_C (siehe Kap. 2.4.2) eingebaut.

Im Ergebnis (siehe Abb. 77) wird deutlich, dass die ursprünglich meist steifen Bodenmaterialien vom Hasenberg in Ebermannstadt (siehe Kap. 8.2.1) im Falle der feuchtesten gemessenen Wassergehalte durchaus weiche und sehr weiche Zustandsformen erreichen können. Die vergleichsweise geringen Änderungen liegen im ausgeprägt plastischen Verhalten der Tone begründet, die in der Lage sind, eine hohe Menge Wasser zu binden (vgl. PRINZ & STRAUß 2006, BLUME et al. 2010, SCHMIDT et al. 2014). Das gegenteilige Verhalten zeigen die als leicht plastische Tone klassifizierten Proben EBS II-2 sowie GN II-2 und GN III-2. Bereits bei einem Zuwachs von nur rund 10 % Wassergehalt wird aufgrund des Schluff-, Sand und Grusgehaltes anstatt eines halbfesten Zustandes eine sehr weiche (GN III-2) bzw. sogar flüssige Konsistenz (EBS II-2, GN II-2) ermittelt. Folglich ist bei den beiden letztgenannten Proben ein Überschreiten der Fließgrenze nicht auszuschließen. Dies gilt ebenfalls für die Probe HL I3-S1, welche bei der Entnahme als breiig angesprochen wurde. Die Proben HL I3-S3 und HL IV-2 erreichen potentiell sehr weiche bzw. breiige Konsistenz. Einzige kaum veränderliche Probe ist HL V-2, die bei der Probenentnahme mit 29 % einen nur unwesentlich geringeren Wassergehalt hatte als der gemessene Maximalwert (32 %).

Abweichende Werte zwischen der Daten aus Abbildung 58Abb. 58 und den hier beschriebenen Ergebnissen sind auf die Berücksichtigung des Überkornanteils zurückzuführen, welche in die Berechnungen der Zustandsform mit einfließen, während die

Konsistenzgrenzen rein anhand des bindigen Materials ermittelt werden. Besonders bei überkornreichen Bodenmaterialien kann daher ein Wassergehalt, der nach Abbildung 58 nur knapp über der eigentlichen Ausrollgrenze liegt, bereits zu einer flüssigen Konsistenz (= Überschreiten der Fließgrenze) führen. Gleichzeitig wird hierdurch auch deutlich, dass die groben Gemengeteile die plastischen Eigenschaften des Gesamtmaterials deutlich reduzieren.

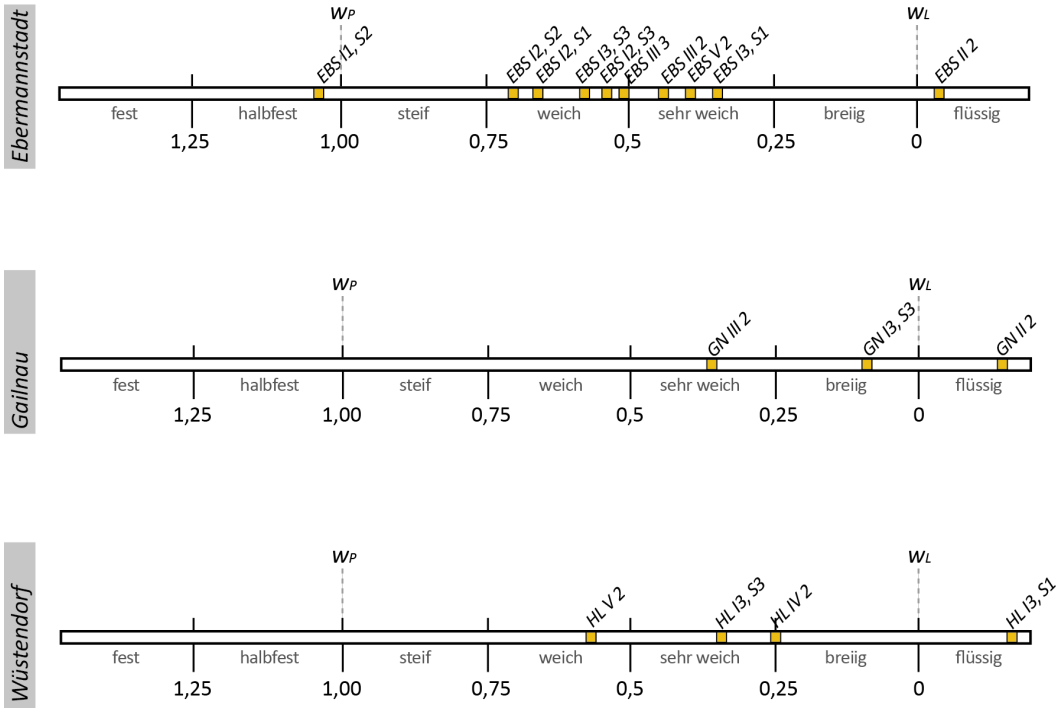


Abb. 77: Potentielle Zustandsformen unter Berücksichtigung der spezifischen, maximalen Wassergehalte

Die Ergebnisse dieses Experimentes verdeutlichen einige interessante Aspekte. Im Untersuchungsgebiet Halleite zeigt sich die hohe Wasseranfälligkeit der Schichten in Profil HL I3, welche deutlich bis zum Überschreiten der Fließgrenze führen kann. Ein entsprechender Prozess, der zur Verflüssigung der Bodenmasse und einer daraus resultierenden Fließbewegung führte, war auch für das Rutschereignis 2009 angenommen worden. Je nach Wassersättigung des Lockermaterials ist dabei u.U. nur kaum weiterer Druckeinfluss als das auflastende Gewicht der hangenden Schichten notwendig, um die Bewegung zu initiieren (vgl. auch MOSER & RENTSCHLER 1999). In Gailnau könnte ein intensiver Wassereintrag rasch zu einem sehr breiigen Zustand sowohl der beschriebenen Rutschmasse wie auch den am Fuß anstehenden tonigen Schichten führen. In Kombination

mit einem Bewegungsimpuls wäre eine Reaktivierung der Rutschmasse nicht auszuschließen. Die Einwirkung von Druck ist auch in Ebermannstadt von zentraler Bedeutung. Die tonigen Schichten am Mittel- und Unterhang (Callovium-Schichten, untere Aalenium-Schichten) dürften zwar auch bei sehr hohem Wassereintrag die Fließgrenze kaum überschreiten. Ihre (sehr) weiche Konsistenz macht sie aber unter Druckeinwirkung (beispielsweise durch auflagernden Malmkalkschutt) dennoch potentiell anfällig für Deformation und Bewegungen.

Schlussendlich besteht daher generell Grund zur Annahme, dass bei Rutsch- oder Hangschuttmassen mit einem mehrheitlichen Massenanteil bindiger Feinsedimente und großen Mächtigkeiten (ca. 10 m und mehr) ein natürlicher, hoher Eintrag von Wasser, unabhängig von der Schicht im Liegenden, zur beschriebenen Prozesskaskade von Durchweichen, Destabilisieren und Remobilisieren der Sedimentmasse führen kann. Von großer Bedeutung dürfte zudem die jeweilige Hangposition sein, da es infolge entsprechender physikalischer Kräfteeinwirkungen an Oberhangbereichen mit steilerem Gefälle eher zu einer Bewegungsinitiierung kommt als an reliefenergiearmen, flachen Unterhangbereichen.
Die Verbreitung dieser speziellen Schuttmassen konzentriert sich im Fränkischen Schichtstufenland primär auf die zuvor aufgeführten tonigen Schichten, allerdings wurden im Rahmen der Übersichtskartierungen und anderer Forschungsarbeiten (vgl. u.a. HAMMER 1985, HÜTTEROTH 1994, VON DER HEYDEN 2004) entsprechende Ablagerungen auch auf „wasserdurchlässigen" Schichten (v.a. obere Aalenium Sandsteine) beschrieben.
Nur im Falle von tatsächlich wasserdurchlässigen Schuttmassen (mit geringen Mengen bindiger Bestandteile), die auf permeablen Schichten im Anstehenden lagern, kann von einer verhältnismäßig stabilen Situation ausgegangen werden. Eingetragenes Wasser kann in diesem Fall nicht nur durch die gesamte Schuttmasse infiltrieren, sondern wird auch in den liegenden geologischen Schichten abgeleitet. Folglich kommt es nicht zur Durchweichung der Schuttmasse und die Stabilität der Sedimente beruht ausschließlich auf der Reibungkohäsion. Die Mächtigkeit der Schuttmassen ist in diesen Fällen von zweitrangiger Bedeutung. Allerdings muss berücksichtigt werden, dass mit steigender Mächtigkeit einer Schuttmasse die Menge des infiltrierten Wassers, welches bis zur Basis der Ablagerung infiltriert, sinkt.

Aus den Kenntnissen der Ablagerungsverhältnisse der Hang- und Rutschmassensedimente lassen sich ferner erste Maßnahmen zu Stabilisierung ableiten. Aufgrund der hohen Bedeutung der Wassers für eine Bewegungsinitiierung stellt das kontrollierte Entwässern

eines potentiell gefährdeten Hanges durch das Fassen von Quellen und eine wirksame Drainage die wohl effektivste Methode zur Stabilisierung dar (vgl. auch KRAUTER et al. 2004, PRINZ & STRAUß 2006).

Die Bepflanzung von Hängen mit Bäumen dürfte hingegen oft nur bedingt wirksamen Schutz bieten. Dies liegt zum einen darin begründet, dass Wurzeln nur bis in eine gewisse Tiefe reichen und damit primär die oberflächigen Lagen stabilisieren, für eine Durchfeuchtung tieferer Schichten allerdings keinen Schutz liefern. Unter Umständen wirken Bäume in diesen Fällen durch ihr zusätzliches Gewicht sogar destabilisierend (DAMM, mündl. Mitteilung).

Wie in Kapitel 4.3 und 10.2 beschrieben, treten in Nordbayern Rutschungen bevorzugt in den Monaten Februar bis April auf. Während dieser Monate nehmen Bäume allerdings nur stark reduzierte Mengen an Wasser aus dem Boden auf. Das fehlende Blattkleid hält zudem keinerlei Niederschläge ab. Entsprechend tragen Bäume in dieser entscheidenden Phase ebenfalls nur wenig zur Hangstabilisierung bei.

Nicht zuletzt reduziert eine falsche Bewirtschaftung die angedachte, positive Wirkungsweise von Bäumen. Am Hasenberg in Ebermannstadt wurden Pappeln gepflanzt, welche durch ihre Herzwurzelsysteme den Hang stabilisieren sollten. Im Laufe der Jahre wurden die Pflanzen jedoch auf Stock gesetzt. Dabei kommt es meist zum Degradieren der tiefreichenden Wurzeln zugunsten von oberflächlichen Wurzeln. Folglich wirken die Bäume weitaus weniger stabilisierend auf die Hänge als sie es könnten. Dieses Phänomen kann auch bei anderen Bäumen (u.a. Birke, Buche) beobachtet werden (mündl. Auskunft C. BARTSCH, Stadtförster Eltmann).

Am Hasenberg belegen Gutachten, dass sowohl eine Drainage, die Fassung von Quellen und die beschriebene Bepflanzung erfolgten. Zwar kam es bis heute (2015) zu keiner weiteren Rutschung, allerdings deuten Risse und Schäden in der hangquerenden Feuersteinstraße auf weiterhin anhaltende Bewegungen hin.

An den Hängen in Wüstendorf und Gailnau sind aufgrund der abgelegenen Lage der Rutschungen, bisher keine nennenswerten Stabilisierungsmaßnahmen durchgeführt worden. Lediglich geschädigte und vom Abbrechen bedrohte Bäume wurden den jeweiligen Wäldern entnommen.

10.4 Die mikromorphologische Reaktion von Sedimentmaterial unter dem Einfluss von Spannungen

Auf Basis der Studien zum Deformationsverhalten von Sedimentmaterial aus verschiedenen Milieus und/oder Massenbewegungen (u.a. FITZPATRICK 1984, BERTRAN 1993, MENZIES 2000, MENZIES & ZANIEWSKI 2003, THELER 2004, VAN DER MEER 2011) sowie den im Rahmen dieser Arbeiten beschriebenen Untersuchungen, kann eine generalisierende Einführung zum Deformationsverhalten von Lockersedimenten bei Hangrutschungen unter dem Einfluss von auftretenden Spannungen gegeben werden. Das Übersichtsdiagramm der Strukturen (Abb. 11) kann als Orientierungshilfe dienen.
Der Begriff „Spannung" wird im Folgenden als vereinfachender Sammelbegriff verwendet und beschreibt die bei einer Rutschung auftretenden Krafteinwirkungen bzw. Belastungen der Sedimente durch Zug-, Druck- und Scherspannungen.

10.4.1 Ausgangssituation und Einflussfaktoren

Naturgemäß und wie in vorangegangenen Kapiteln nachgewiesen, kann das Ausgangsmaterial für Massenbewegungen vollkommen unterschiedlich aufgebaut sein: Von relativ grobblockigem Schutt mit wenig Feinmaterial über ehemalige Rutschmassen und verwittertes Bodenmaterial bestehend aus Blöcken, Steinen und einem großen Anteil an Feinmaterial bis hin zu (fast) ausschließlich aus Feinmaterial bestehenden Ablagerungen. Typischerweise bestehen „klassische" Rutschmassen stets aus einer heterogenen Mischung aller Kornfraktionen (DIKAU et al. 1996a, HIGHLAND & BOBROWSKY 2008, CLAGUE & STEAD 2012, HUNGR et al. 2014 vgl. hierzu auch Kap. 0). Die internen Strukturmuster entstehen durch äußere Einflüsse auf die Sedimentmassen wie z.B. Spannung, Druck, Wasserein- oder -austrag, Bewegung, usw. (vgl. u.a. VAN DER MEER & MENZIES 2011). Dabei sind bei Hangrutschungen, im Gegensatz zu Ablagerungen aus anderen Massenbewegungen oder morphologischen Einflüssen, meistens alle genannten Einflussfaktoren von großer Bedeutung. Aufgrund dieser speziellen Verhältnisse sind Quervergleiche mit anderen Sedimentablagerungen häufig nur ansatzweise übereinstimmend. Bestimmte Formungsfaktoren müssen bei Rutschungen zudem speziell betrachtet werden:

a) Zeit: Die Zeit, verstanden als die Dauer in der sich eine Struktur in einem Sediment bilden kann, ist ein entscheidender Faktor hinsichtlich der Strukturgenese. Im Allgemeinen dauert der Prozess einer Hangrutschung meist nur wenige Tage an (vgl. u.a. Rutschung am Hasenberg, Kap. 4.3.1). Folglich ist auch der Formungszeitraum

für spezifische Deformationsstrukturen deutlich begrenzt. Natürlich können Kriechbewegungen dem Ereignis vorausgehen und/oder weitere kleine Ausgleichsbewegungen im Nachhinein stattfinden, allerdings finden diese meist unter deutlich weniger intensiven Spannungen statt, wodurch andere Strukturen (z.B. *plasmic fabrics*, siehe Kap. 9.1) gebildet werden. Selbst unter Berücksichtigung dieser Bewegungen bleibt der Zeitraum, indem Rutschmassen durch intensive Druckeinwirkungen geprägt werden, insgesamt dennoch relativ kurz (z.B. im Vergleich zu glazialen Sedimenten).

b) Spannung: Hinsichtlich der Spannung sind insbesondere die sehr unterschiedliche Wirkungsweisen und Intensitäten der Spannungen hervorzustellen. Ein typischer Verlauf der Druckverhältnisse und -intensitäten bei Hangrutschungen ist nur schwer zu definieren (vgl. u.a. MOSER & RENTSCHLER 1999, DAMM 2005). Am ehesten beginnt eine Hangrutschung mit langsamen Kriechbewegungen und niedrigem Belastungen für das Sediment. In der Folge intensivieren sich die Spannungen bis hin zur Hochphase, welche aber zumeist nur wenige Stunden anhält (vgl. MÜLLER 1957, HEGENBERGER 1961, MEYER & SCHMIDT-KAHLER 1992, WEN et al. 2004, IVERSON et al. 2015). In der Folge sinken Druck und Stress wieder und laufen schließlich aus. Die unterschiedlichen Arten von Bewegungsprozessen (Fließen, Gleiten, Stürzen, Fallen etc.) und die oftmals verschiedenen Zustände der bewegten Sedimente (nass, feucht, trocken, grob-/ feinkörnig usw.) führen zu mitunter starken Variationen und Abweichungen vom beschriebenen Schema. Außerdem spielen das Volumen, also die Größe der Massenbewegung und die Bewegungsgeschwindigkeit eine wichtige Rolle für die vorherrschenden Spannungsverhältnisse.

c) Wasser: Auch beim Einfluss des Wassers auf Hangrutschungen herrschen beträchtliche Unterschiede. Hervorzuheben sind dabei insbesondere die Differenzen innerhalb einer einzelnen Rutschung. Gerade in größeren und komplexen Hangrutschungen existieren häufig stark durchfeuchtete wie auch relativ trockene Bereiche mitsamt aller dazwischen liegenden Feuchtigkeitsstufen. Je nach Abschnitt der Hangrutschung herrschen somit vollkommen unterschiedliche Feuchtigkeitsmilieus, wobei nur selten typische Muster beschrieben werden können. Eine Ausnahme sind die häufig an der Front der auslaufenden Rutschmasse beschriebenen hohen Wassergehalte, welche in Fließungen (i.w.S.) resultieren (vgl. u.a. MÜLLER 1957, HEGENBERGER 1961 sowie DIKAU et al. 1996, HIGHLAND & BOBROWSKY 2008, CLAGUE & STEAD 2012, HUNGR et al. 2014)

Aufgrund dieser verschiedenen Einflussfaktoren, deren spezifischen Variationen sowie den umfassenden Wechselwirkungen und -beziehungen die sich zudem untereinander beeinflussen, kann für Hangrutschungen bisher kein allgemein gültiges Formungs- und

Belastungsmuster abgeleitet werden. Vielmehr ist mit einer (theoretisch) sehr großen Bandbreite an Formen zu rechnen.

10.4.2 Die Deformation von Sedimentmaterial

Gerät ein Sediment in ein kompressives Spannungsfeld, reagiert das Material allgemein darauf mit verschiedenen Prozessen zur Verminderung des Gesamtvolumens. Anfänglich geschieht diese Reaktion noch in Form von elastischer Deformation. Hierbei werden sämtliche, bereits im Material vorhandene Schwächebereiche (Risse, Bereiche mit geringer Materialdichte bzw. hohem Porenvolumen usw.) genutzt um den auftreffenden Druck zu kompensieren. Hält der Druck weiter an oder verstärkt sich, ist diese Form der Reaktion nicht mehr ausreichend und das Material muss der Kraft zusätzlich durch plastische Deformation nachgeben (vgl. HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003, VAN DER MEER & MENZIES 2011). Im Zuge dieser Deformation kommt es zu verschiedenen Begleitprozessen wie z.B. der Neu- bzw. Umorientierungen von Plasmamaterial (vgl. z.B. Dünnschliffe E-1 (Abb. 59) und E-2 (Abb. 60)) oder der Einregelung von Grobkörnern. Die Bewegungen führen ferner zur Ausbildung verschiedener Strukturen, die ein Resultat aus dem jeweiligen Druck (Stärke, Konstanz, Dauer, Richtung usw.) sowie den vorliegenden Materialverhältnissen sind. Einzelne Strukturen bilden sich dabei verschieden schnell aus und durchlaufen in ihrem Entstehungsprozess unterschiedliche „Entwicklungsstadien“ (vgl. HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003, VAN DER MEER & MENZIES 2011).

Bei anhaltenden und/oder sehr hohen Spannungen ist schließlich auch die plastische Deformation nicht mehr ausreichend als Reaktion und das Material bricht. Die Brüche erfolgen dabei an einer oder mehreren Scherflächen (vgl. BERTRAN & TEXIER 1999, HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003). Werden die Druck- bzw. Spannungsverhältnisse für plastische Deformation überschritten, findet i.d.R. eine teilweise bis vollständige Zerstörung der vorher gebildeten Strukturen statt. Im Extremfall (z.B. bei Fließungen) kommt es sogar zu einer vollständigen Homogenisierung der verschiedenen Materialien, so dass keinerlei Strukturen mehr vorhanden sind (siehe z.B. E-8 und E-9 (Abb. 66 u. Abb. 67) oder G-5 (Abb. 72), vgl. MENZIES & ZANIEWSKI 2003).

Weiterhin zeigen sich auch materialspezifische Reaktionen der einzelnen Sedimentkomponenten, bzw. Kornfraktionen:

Plasma

Unter dem Einfluss von Druck erfolgt eine Neu- oder Umorientierung der Plasma-Partikel, die dabei (teilweise) eine gewisse gleichmäßige Orientierung einnehmen (vgl. E-1 (Abb. 59)

und E-2 (Abb. 60), siehe auch u.a. VAN DER MEER 1996, VAN DER MEER & MENZIES 2011, MENZIES 2000). Dies führt zum Ausbilden der sog. Doppelbrechung, bei der ein auftreffender Lichtstrahl in zwei rechtwinklige zueinander polarisierte Lichtbündel geteilt wird (VAN DER MEER 1996).

Die Art und Weise der Reaktion von Plasma auf auftreffenden Druck ist dabei von spezifischen Materialfaktoren abhängig:

(1) Aufbau des Plasmas: Besteht das Plasma hauptsächlich aus tonigem Material, dauert die Reaktion, bedingt durch die dichtere Lagerung des Materials, vergleichsweise länger als bei schluffigerem Plasma. Die in tonigem Plasma entstandenen Texturen sind allerdings auch deutlich persistenter gegenüber späteren Druckeinflüssen als Texturen in schluffigerem Plasma (VAN DER MEER & MENZIES 2011, MENZIES 2012).

(2) Wassergehalt des Plasmas: Feuchteres Plasma bzw. Plasma nahe der Fließgrenze, reagiert deutlich schneller und konstanter auf den Eintrag von Druck. Die ausgebildeten Formen können bei der Entwässerung allerdings auch wieder entsprechend leichter verändert werden (MENZIES & ZANIEWSKI 2003).

(3) Heterogenität des Ausgangsmaterials: Da besonders Rutschungsmaterial zumeist einen eher heterogenen Aufbau besitzt, wirkt sich auch der Druck nicht gleichmäßig auf die Partikel aus. So kommt es beispielsweise im Luv- und Leebereich von Grobkörnern zu stärkeren oder schwächeren Einflüssen (HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003).

Die Ausbildung einer Plasma-Textur belegt das Auftreten von Spannungen auf eine Sedimentmasse und belegt die duktile Deformation des Materials (VAN DER MEER & MENZIES 2011). Aufgrund der zahlreichen relevanten Einflussfaktoren ist eine generalisierte Beschreibung ihrer Genese nur bedingt möglich. Hinzu kommt v.a. in den späteren Stadien der Ausbildung die Interaktion des Plasmas mit den vorhandenen Körnern und Fragmenten (siehe E-1 (Abb. 59), vgl. VAN DER MEER 1993, VAN DER MEER et al. 2010).

Nach HIEMSTRA & RIJSDIJK (2003) konzentriert sich die bei einsetzendem Druck erfolgende (Neu)Orientierung der Plasmapartikel zunächst vor allem auf einzelne Bereiche (kleine Bänder) im Sediment. Diese Bereiche sind vermutlich relative Schwächezonen resp. Segmente mit geringerer Plasmakonzentration und lockerer Lagerung (vgl. E-2 (Abb. 60)), in denen bereits leichte Druckeinwirkungen zu Partikelbewegungen führen können (HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003). Je länger die Spannungen andauern und je höher deren Intensitäten steigen, desto intensiver ist die Texturbildung (MENZIES 2000). Als Reaktion auf die Spannungseinwirkung konzentriert sich Plasma in bestimmten Zonen bzw. wird teilweise

aktiv dorthin transportiert. Vormals kleine Bänder mit neuorientiertem Plasma weiten sich aus und stellen im idealen Endresultat Zonen mit einer einheitlichen *unistral* Plasma-Textur dar (HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003; vgl. auch E-2 (Abb. 60)), welche durch intensive, konstante und andauernde Drücke aus gleichbleibender Richtung entstehen (VAN DER MEER et al. 2010). Bei zwei unterschiedlichen Druckrichtungen kann sich im Sediment eine sog. *masepic* Plasma-Textur ausbilden z.B. E-4 (Abb. 62), G-3 (Abb. 70)). O*mnisepic* oder *insepic* Plasma-Texturen (z.B. E-3 (Abb. 61)) beschreiben uneinheitlich ausgeprägte Orientierungen der Feinstkörner in verschiedene Richtungen (vgl. u.a. CARR 2004, VAN DER MEER & MENZIES 2011).

Die Orientierung der Texturen kann dabei Aufschluss über die Richtung der einwirkenden Spannungen und ihres Ursprungs geben: Parallel zur Ablagerung (horizontal) orientiertes Gefüge ist meist ein Zeichen für Druck, der v.a. aus der Auflast stammt. Wird allerdings diese horizontale Orientierung durch eine zweite Orientierung geschnitten, hat Scherung stattgefunden bei der der Druck aus einer anderen Richtung stammt (vgl. E-1 und E-2 (Abb. 59 u. Abb. 60)) BORDONAU & VAN DER MEER 1994).

Grobpartikel

Rutschungssedimente bestehen in der Regel aus einer meist großen Menge an Grobpartikeln (im mikromorphologischen Sinne: > 0,03 mm) die nicht selten einen größeren Anteil an der Gesamtmaterialmenge ausmachen als die Anteile des Plasma.

In einer von Spannungen noch unbeeinflussten Lockermaterialablagerung ist hinsichtlich der Verteilung der Grobkörner keinerlei System festzustellen. Da mit der Korngröße auch die Trägheit für Bewegungen zunimmt, reagieren Grobkörner zumeist erst relativ spät auf den Einfluss von Spannungen und sie bewegen sich entsprechend erst nachdem es bereits beim Plasma zu ersten Verlagerungen etc. gekommen ist (vgl. HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003, MENZIES, mündl. Mitteilung). Entsprechend entstehen die ersten Translokationen von Grobkörnern meist weniger durch eigene „aktive" Bewegungen, sondern eher durch Übertragung von Plasmaverschiebungen auf die Kornpartikel.

Je nach Beschaffenheit der Gesamtmasse reagieren die Grobkörner zudem unterschiedlich auf den Einfluss von Druck oder Bewegung. Wie MENZIES & ZANIEWSKI (2003) belegen, neigen Grobkörner in einer plasmareichen, stark durchweichten Masse deutlich schneller zu Rotation, als dies in einer weniger feuchten Masse der Fall ist. Schnellere Bewegungsgeschwindigkeiten fördern tendenziell ebenfalls eher die Rotation, wohingegen bei langsamen Geschwindigkeiten häufiger gleichmäßige Orientierungen der Grobkörner entstehen (vgl. HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003).

Durch Umorientierungen des Plasmas im Zuge der Kompaktion einer Masse, können unregelmäßige Grobkorncluster entstehen, die sich bei anhaltendem bzw. ansteigendem Druck vergrößern. Kommt zum Druck eine Scherkomponente, hervorgerufen durch Relativbewegungen, hinzu, führt das zu eher linienhafter Anordnungen der Fragmente und Körner (vgl. HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003), wohingegen turbulentere Rotationbewegungen entsprechende zirkuläre ausgerichtete Rotationstrukturen zur Folge haben (vgl. HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003, VAN DER MEER & MENZIES 2011, MENZIES 2000). Die beschriebenen Formen bilden sich dabei nahezu ausschließlich nur bei duktilen Verhältnissen und unter der Voraussetzung, dass beide Kornfraktionen (Grob- und Plasmamaterial) in ausgeprägten Anteilen vorhanden sind (VAN DER MEER & MENZIES 2011; vgl. auch G3 und G-4 (Abb. 70 u. Abb. 71)).

Besteht eine Sedimentmasse aus sehr viel mehr Grobkomponenten als Plasma, stellen sich spröde Verhältnisse ein, da Wasser nur schlecht in der Masse gehalten werden kann. Aufgrund der höheren Reibung der Körner untereinander kommt es bei Massenbewegungen deutlich schneller zu Brüchen, anstatt zur Ausbildung von Strukturen unter plastischer Deformation (vgl. BERTRAN & TEXIER 1999, HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003; vgl. auch E-5 (Abb. 63)). Entsprechend sind randliche Fissuren, Risse oder Fragmentierungen an den Grobkörnern typische Erscheinungen. Bei intensiven Bewegungen können mitunter auch ganze Körner zerbrechen.

Risse

Risse können bereits in undeformiertem Material durch unterschiedliches Quell- und Schrumpfverhalten von Tonmineralen oder durch unterschiedliche Reaktionen auf Erwärmung und Abkühlung, zahlreich vorhanden sein. Gemeinsam ist diesen, zumeist sehr kleinen, Rissen ein gezackter Verlauf ohne spezifische Orientierung (HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003).

Langsame Hangbewegungen (z.B. Hangkriechen) können nach HIEMSTRA & RIJSDIJK (2003) dazu führen, dass sich diese Risse zunächst schließen. Bei anhaltenden und intensiveren Bewegungen bilden sich durch Spannungen und Stress aktiv neue Risse. Mit zunehmendem Druck werden die Risse in ihrem Verlauf zunehmend gerichteter und gerader (vgl. z.B. E-4 (Abb. 62)). Die Ränder verlaufen weniger unregelmäßig und fransig sondern ebenfalls gerichteter und annähernd parallel. Unter hohem Druck richten sich (neue) Risse eindeutig rechtwinklig zum auftreffenden Druck ein.

Rissbildung geschieht eher begleitend zu den im Material vorhandenen Strukturen (vgl. HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003, CARR 2004, VAN DER MEER et al. 2010). Nur aufgrund von bestimmten Rissen wird man einem Material keine Druckbeanspruchung zuschreiben. Im

Gesamtkontext allerdings, durch die Betrachtung von Strukturen und den dann ggf. dazu passenden Rissen wird eine vollständige(re) Interpretation der Prozesse möglich.

10.4.2.1 Die Ausbildung komplexer Deformationstrukturen durch die Einwirkungen von Spannungen

Die Genese ausgeprägter Strukturen ist in erster Linie das Ergebnis duktiler Deformation in feuchterem Milieu unter Beteiligung aller Kornfraktionen. Bei tendenziell geringem Feuchtigkeitsgehalt und entsprechend spröderen Deformationsverhältnissen kommt es durch Spannungen und Bewegung eher zum Zerbrechen bzw. Fragmentieren von Material- oder Bodensegmenten, Agglomerationen, usw. Die Folge ist eine hieraus entstandene *brecciated microstructure* (Brekzien-Mikrostruktur) bei der unterschiedliche Material- oder Strukturesegmente in einer Feinmatrix eingebettet sind (BERTRAN & TEXIER 1999, vgl. z.B. E-5 (Abb. 63)).

In einer typischen Rutschmasse mit heterogener Korngrößenzusammensetzung kommt es bei normalen (weder außergewöhnlich trocken noch besonders durchnässten) Feuchteverhältnissen, durch die Bewegung von Plasma bei gleichzeitiger Persistenz der Grobkörnern auf der druckzugewandten Luvseite der Körner häufig zu höheren Plasma-Konzentrationen, im Lee dagegen zu (relativem) Plasma-Mangel. Teilweise besitzt das Plasma in diesen Bereichen leichte Texturen, sichtbar durch eine erhöhte Doppelbrechung im Luv, wohingegen im Lee keine Doppelbrechung und keine Orientierung sichtbar sind (HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003, VAN DER MEER et al. 2010).

Sowohl durch diese Umstrukturierungen im Plasmamaterial, wie auch durch anhaltende bzw. steigende Spannungen übertragen sich die Bewegungen allmählich auch auf die Grobkörner. Die ersten Ansätze von Strukturen aus Grobkörnern und Plasma bei niedrigen Spannungen und duktilen Verhältnissen bilden erste kleine *lineations* (linienhafte Kornreihungen), bei denen mehrere Körner hintereinander angeordnet werden (vgl. z.B. E-5 (Abb. 63), siehe auch VAN DER MEER & MENZIES 2011). Besonders im diesem frühen Stadium ist die lineare Anordnung meist nur in Ansätzen vorhanden. Zwischen den einzelnen Körnern ist i.d.R. immer noch ein relativ großer Abstand, in dem Feinmaterial (oft mit den oben beschriebenen Orientierungen) vorhanden ist (HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003).

Setzt keinerlei Rotation ein, erfolgt bei fortschreitender Einregelung nach und nach die Ausbildung von strukturierteren *grain trains* (Kornreihen) (vgl. VAN DER MEER & MENZIES 2011, HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003). Durch Scherbewegung werden die hintereinander liegenden Körner mitsamt dem sie umgebenden Plasma weiter eingeregelt und immer mehr auf eine Linie gebracht (vgl. z.B. G-4 (Abb. 71)). Die Orientierung ihrer Längsachse erfolgt

dabei parallel zur Scherlinie (HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003). Durch diese Einregelung entlang der Längsachse erliegt fast jedes Korn einer leichten Rotation. Besonders in den Engstellen zwischen zwei Körnern kann es durch die dort herrschenden höheren Drücke bereits teilweise (wenn Zeit und Druck ausreichend sind) zur Ausbildung von unistral Texturen in diesen Bereichen kommen (VAN DER MEER & MENZIES 2011). Auch die Ausbildung der *grain trains* ist eine Tendenz zur Kompaktion der Sedimentmasse. Die Kompaktion findet zudem häufig Ausdruck in der „Einpressung" von Tonplasma in Vertiefungen, Brüchen und Hohlformen an den Rändern der Grobkörnern (HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003; vgl. auch BERTRAN & TEXIER 1999).

Die Endstruktur dieser Entwicklungsreihe sind sog. *lineaments* (Kornketten) (vgl. VAN DER MEER & MENZIES 2011, HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003), bei denen die Körner in einer Linie hintereinander, entlang ihrer Längsachse eingeregelt sind. Meist ist nur noch ein recht geringer Abstand zwischen den Körnern die nun häufig von Plasma mit einer *unistral*-Textur umgeben sind (vgl. HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003). Oftmals ist besonders am nebengelegenen und in Linien angeordneten Feinmaterial der Verlauf der Scherzone zu verfolgen. Die Länge und Ausprägung der Kornkette gibt dabei nicht zwangsweise Aufschluss über die Intensität der aufgetretenen Spannungen (vgl. MENZIES 2012).

Stoßen Körner in solchen *lineaments* aneinander, was besonders in wenig duktilen bzw. fast spröden Verhältnissen und/oder bei sehr hohen Grobkornanteilen häufig der Fall ist, entstehen *grain stacks* (Stoß an Stoß gelagerte Körner), nicht selten mit *edge to edge crushing* (Aneinanderstoßen und randliches Fragmentieren von Körnern) (vgl. HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003, vgl. auch G-4 (Abb. 71)).

Herrschen zu Beginn der Bewegung deutlich feuchtere Verhältnisse vor (beispielsweise nach langanhaltenden Niederschlägen oder Schneeschmelze), kann es bereits in frühen Bewegungsphasen zur Ausbildung von komplexeren Strukturen wie v.a. *flow tails* (Fließschatten)(MENZIES 2000, HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003) kommen. Diese entstehen durch die Bewegung von wasserreichem/-gesättigtem Feinmaterial, welches noch stationäre Grobkörner umfließt. Im Gegensatz zu den Luv-/Lee-Konzentrationsunterschieden die v.a. bei weniger feuchten Verhältnissen vorzufinden sind, tritt hier im Schatten kein Plasmamangel auf, sondern es entsteht eine Art beidseitiger Schweif (HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003). Weitere Formen, die in stark feuchten Verhältnissen bereits bei geringen Spannungen auftreten, sind *flow noses* (Fließnasen), die durch das Eindringen von wassergesättigtem Feinmaterial in ein anderes Milieu entstehen (vgl. u.a. MENZIES & ZANIEWSKI 2003, vgl. u.a. E-3 (Abb. 61), E-4 (Abb. 62) und G-2 (Abb. 69)).

Nach den ersten Plasmaorientierungen kommt es bei entsprechender Feuchtigkeit unter dem Einfluss von steigendem Druck und Scherung nicht selten zu einsetzenden Rotationsbewegungen (vgl. E-4 (Abb. 62)). Diese Bewegungen setzen im Allgemeinen aber erst deutlich nach Einregelungen (siehe oben) und nur bei anhaltenden Spannungseinflüssen ein. Hierbei werden die Luv-/Leeunterschiede allmählich zu Gunsten einer sog. *skelsepic* Textur zerstört (HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003). Im ersten, noch wenig ausgeprägten Stadium ordnen sich lediglich die Plasmabestandteile radial um ein zentrales Grobkorn an (*Pseudoturbate*, vgl. BERTRAN & TEXIER 1999, VAN DER MEER & MENZIES 2011). Sie sind dabei bereits ein erstes Resultat aus der generellen Tendenz zur Kompaktion des Sediments und zeugen meist von lokal inkonstanten und oft auch ungerichteten bzw. abgelenkten Druckeinflüssen (was z.B. bereits durch das Vorhandensein mehrerer Grobkörner geschieht) (HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003).

Weiterhin anhaltende Spannungen führen zu einer Verstärkung des Effekts, d.h. zu weiterer Rotation der Grobfragmente und somit zu einer verstärkten radialen Anordnung des Feinmaterials um diese zentralen Körner herum (HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003, VAN DER MEER & MENZIES 2011; vgl. u.a. E-3 (Abb. 61)). Es ist dabei noch unklar, ob die Rotation der Körner eher wie ein Zahnrad wirkt, welches die Rotation von benachbarten Körner verstärkt oder ob durch die zusätzliche Orientierung des Feinmaterials ein Blockierungseffekt einsetzt, durch den die Rotation eher zum Erliegen kommt. Ebenfalls ist nicht genau geklärt, welche Faktoren für die Richtung der Rotation verantwortlich sind kommt (MENZIES, mündl. Mitteilung, vgl. auch VAN DER MEER & MENZIES 2011). Die verstärkte Rotation führt am Ende zur Ausbildung eine sog. *galaxy-structure* bei der nicht nur das unmittelbar an ein Korn angrenzenden Plasma radial orientiert wird, sondern auch weiteres Feinmaterial (z.B. Schluff und Sand) bis hin zu feinen Grobkörnern (VAN DER MEER & MENZIES 2011, vgl. G-3 (Abb. 70)).

Turbate sind generell typische Formen für sehr aufgeweichte Sedimente, wie sie beispielsweise bei Fließungen vorkommen (MENZIES & ZANIEWSKI 2003, THELER 2004). Häufig ist es in diesen feuchten Massenbewegungen der Fall, dass quantitativ weniger Turbate entstehen, diese dafür aber groß und gut ausgebildet sind (vgl. BERTRAN & TEXIER 1999, HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003). Die Konzentration um die Körner muss je nach Turbulenz nicht zwingend rund um die zentralen Körner orientiert sein sondern kann auch ovale Formen annehmen.

Während Spannungen im Sediment zu Beginn eine Reihe von einzelnen, teilweise isoliert voneinander ablaufenden Bewegungen verursachen, die alle der Kompaktion des Materials dienen, führen anhaltende Spannungen mit der Zeit zur Bildung einer gemeinsam bevorzugten Scherrichtung (HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003). Einzelne Bewegungs- und

Orientierungsrichtungen schließen sich hierbei teilweise zugunsten einer Hauptscherrichtung zusammen, ebenso vereinen sich teilweise ganze Strukturen. Mögliche Folge ist die Bildung von *shear bands* (Scherbändern). Innerhalb der Scherzone können identische Sortierungs- und Orientierungsprozesse ablaufen, wie oben beschrieben wurden (näheres siehe HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003). Die Scherbänder sind eine Art Vorstufe zu einer Scherzone- dem Bereich in dem bei anhaltenden Spannungen einmal die Sedimentmasse zerreißen wird (vgl. HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003).

Neben diesen idealisierten Strukturen beschreiben u.a. MENZIES & ZANIEWSKI (2003) einige eher „chaotische" Strukturen. Diese, zumeist auf eine Kombination verschiedener Prozesse zurückzuführenden Formationen, erscheinen oft vergleichsweise unvollständig ausgebildet, wodurch sie möglicherweise häufig in Sedimenten von Hangrutschungen zu finden sein könnten.

Die einfachste dieser Strukturen ist die sog. *tiled structure* (Girlandenstruktur), die in erster Linie durch das Entweichen von Porenwasser aus einem sehr feuchten und v.a. feinkörnigen Sediment entstanden ist (MENZIES & ZANIEWSKI 2003). Beim Entwässern des Sediments zerbrechen die kleinen tonigen und schluffigen Bänder bzw. Konzentrationen und als Folge bewegten sich immer wieder einzelne kleine Segmente des Materials mehr oder weniger plötzlich und ruckartig. Am Punkt der Ablagerung kommt es so zu kleinen Stauchungen (ähnlich wie abgleitende Schneeschollen auf einer schrägen Fläche, die sich am Fuß akkumulieren) (MENZIES, mündl. Mitteilung). Diese Struktur kommt häufig bei Fließprozessen besonders in feinem Material vor, findet sich stellenweise aber auch in etwas gröberen Sedimenten (MENZIES & ZANIEWSKI 2003, vgl. auch BERTRAN & TEXIER 1999). In den untersuchten Dünnschliffen aus Ebermannstadt und Gailnau wurden keinerlei *tiled structures* beschrieben.

In heterogeneren Ablagerungen (Ton, Schluff, Sand und Grobkörner) kommt es durch dynamische Bewegungen zu einer intensiven Durchmischung bei denen zuvor gebildete Strukturen häufig, mindestens in Ansätzen, zerstört und/oder auseinandergerissen werden und sog. *marbled structures* (marmorierte Strukturen) entstehen (MENZIES & ZANIEWSKI 2003; vgl. E-3 (Abb. 61), in Ansätzen auch E-4 (Abb. 62)). Die Genese dieser Formen basiert auf dem Zerreißen und/oder Fragmentieren von Material- oder Strukturesegmenten, die in der Folge verlagert und andernorts zusammengetragen werden (MENZIES & ZANIEWSKI 2003). Besonders bei der Ablagerung kommt es zur Deformation und Vermischung der einzelnen Bereiche, so dass ehemalige Strukturen (z.B. Plasma-Texturen oder Kleinstrukturen wie Linierungen, kl. Feinmaterialkonzentrationen o.ä.) teilweise nur noch im Ansatz zu erkennen sind. Im Grunde steht der Begriff „*marbled structure*" als eine Art Sammelbegriff für Bereiche in denen gewisse ehemalige Strukturen noch mehr oder weniger schemenhaft zu erkennen

sind, jedoch aufgrund ihres Deformationsgrades nicht mehr auseinandergehalten werden können (MENZIES, mündl. Mitteilung).

Eine vergleichbare Struktur stellen *multiple domains* dar, die sich von den marbled structures vor allem dahingehend unterscheiden, dass sie weniger chaotisch im Aufbau sind und Strukturen, wie z.B. Plasma Texturen, Linierungen, Bänderungen, Flow-noses, o.ä., trotz ihrer Deformation noch erkennbar sind (MENZIES & ZANIEWSKI 2003). Die Entstehung der multiple domains beruht, anders als die der marbled structures, nicht nur auf dem Zusammentragen und der Deformation alter Strukturen und Texturen, sondern beinhaltet teilweise auch den Aufbau neuer Elemente, die vergleichsweise deutlich als solche zu erkennen sind. Entsprechend werden sie seltener als marbled structures in Rutschungssedimenten vermutet.

Vereinfacht gesprochen unterscheiden sich marbled structures und multiple domains v.a. dadurch, dass in ersteren keine einzelnen Formen mehr angesprochen werden können, wohingegen dies bei letzteren möglich ist (MENZIES, mündl. Mitteilung). In den vorgestellten Dünnschliffen fanden sich keinerlei Beispiele für diese Deformationsstruktur.

Auch der Einfluss von Wasser kann entstandene Strukturen im Sediment nachträglich überprägen. Durch Bewegungen kann Porenwasser in Bereiche regelrecht „eingepresst" werden und führt dort zu (kleineren) Deformationen resp. neuen Strukturen (MENZIES & ZANIEWSKI 2003). So können beispielsweise die bereits beschriebenen *flow noses* kleine und gerade verlaufende Bänder konvex deformieren (vgl. MENZIES 2000, MENZIES & ZANIEWSKI 2003). Wasserbewegungen zwischen Grobkörnern können *necking-structures* hinterlassen (MENZIES 2000), mitunter sind in Sedimenten auch größere *Water-escape-Structures* sichtbar, die ehemalige Bewegungsbahnen von Porenwasser, d.h. Kanäle in denen intensiver Transport, v.a. von gesättigtem Feinmaterial stattfand, nachzeichnen (vgl. MENZIES 2000, vgl. E-3 (Abb. 61)).

Wie MENZIES (2012) beschreibt, ist der Aufbau von Sedimentstrukturen generell weder unendlich noch unvergänglich. Vielmehr stellt die Strukturbildung nur die Anpassung der Sedimentmasse an die (neuen) Spannungsverhältnisse dar. Nicht nur plötzlich auftretende Scherspannung kann zum Zerreißen der Sedimentmassen führen sondern genauso anhaltender und stetig ansteigender Druck. Jedes Material hat einen bestimmten Punkt, an dem keinerlei Kompaktion, Neuorientierung oder Deformation mehr ausreicht um die Einwirkung der Spannungen zu dämpfen und an dem sie auseinander reißt (HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003). An diesem Punkt kommt es zum Zerreißen der Granulatverbindungen, wobei sich die Tonbereiche neu orientieren und in der Masse zahlreiche kleine Risse entstehen (BERTRAN & TEXIER 1999, HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003).

Eine Strukturzerstörung anderer Art findet bei (nahezu erreichter) Wassersättigung statt. Durch die sehr hohen Feuchtigkeitsgehalte wird ein fließartiger Prozess eingeleitet. Als Folge der reduzierten Dichte der Sedimentmasse kommt es zu nachhaltigen internen Partikelbewegungen durch die Strukturen zerstört werden und sich die Masse homogenisiert. Je länger die Bewegung dabei andauert, und desto turbulenter sie ist, desto stärker ist der Grad der Homogenisierung. Als Resultat entsteht eine strukturlose, meist gleichmäßig gefärbte, von Plasma dominierte Masse, in die allenfalls noch einzelne Grobfragmente eingliedert sind (vgl. E-6 bis E-9 (Abb. 67) oder G-5 (Abb. 72)).

10.4.3 Charakteristische mikromorphologische Deformationsstrukturen in Rutschmassensedimenten

Bei den beiden Rutschungen aus Ebermannstadt und Gailnau wurden aus mehreren Dünnschliffen unterschiedlich verformte Segmente aus Sediment- oder Bodenmaterial beschrieben, welche im Zuge der Massenbewegung zusammengetragen und abgelagert wurden. Durch plötzliche, intensive Druckeinwirkung kam es zu einem Fragmentieren des vorhandenen Material, wobei dieses entlang vorgegebener Risse oder Schwächezonen zerreißt (BERTRAN & TEXIER (1999) und in der Folge verlagert wird. Bei dynamischen bzw. tiefgreifenden Massenbewegungen kann es an Segmenten zur Deformation und somit zur Entstehung von *marbled structures* kommen. MENZIES & ZANIEWSKI (2003) interpretierten *marbled* wie auch *tiled structures* (marmorierte und gekachelte Strukturen) als diagnostisch für die von ihnen untersuchten Fließungen und Muren. Anhand der Dünnschliffe aus Ebermannstadt (E-3 und E-4) zeigt sich, dass *marbled structures* auch in den Sedimenten von Hangrutschungen auftreten können. Generell lassen *marbled structures* auf eine intensive Deformation ohne ausgeprägte Neustrukturierung (v.a. aufgrund von Zeitmangel) schließen (vgl. MENZIES & ZANIEWSKI 2003, MENZIES 2012). Dies macht die Formen generell für Massenbewegungen charakteristisch, während sie aus anderen Milieus (z.B. bei glazialen Sedimenten) noch nicht beschrieben wurden. Das Beispiel Gailnau zeigt gleichzeitig, dass es bei Massenbewegungen nicht zwingend zur Ausbildung dieser *marbled structures* kommen muss.

Generell beschränken sich bei Massenbewegungen die Phasen mit intensiven Spannungen und hohen Wassergehalten auf vergleichsweise kurze Zeiträume. Dementsprechend kommt es häufig zur Deformationen prä-existenter Strukturen. Im Falle neugebildeter Strukturen dominieren Formen, für deren Genese kurze Zeiträume ausreichen, z.B. *water-escape-structures, flow-noses* oder *lineations* (vgl. HIEMSTRA & RIJSDIJK 2003, MENZIES 2012). Die Ausbildung komplexerer Strukturen (ausgeprägte Rotationsstrukturen, Scherbänder oder *lineaments)* ist

bei Rutschungen aufgrund der speziellen Rahmenbedingungen wahrscheinlich auf große und intensive Bewegungen beschränkt (vgl. BERTRAN & TEXIER 1999, VAN DER MEER & MENZIES 2011). Da auch die Bildung ausgeprägter Plasma-Texturen das Resultat anhaltender Spannungen und Drücke sind, kommt es unter den vorliegenden Verhältnissen lediglich zu unvollständigen und kleinräumig ausgebildeten Neuorientierungen, wie beispielsweise *omnisepic* oder *insepic*-Texturen (vgl. MENZIES 2012).

Am Fuß der Rutschungen kommt es in wassergesättigtem Fließmaterial zu einer Homogenisierung der Sedimentmasse, im Zuge derer alle eventuell vorher vorhandenen Strukturen zerstört werden (vgl. hierzu auch MENZIES & ZANIEWSKI 2003). Die homogenisierten Sedimente (E-6 bis E-9 und G-5) finden sich typischerweise in besagten Frontbereichen der Rutschung. Eine weitere charakteristische Verortung von Deformationsstrukturen in Rutschmassensedimenten dürfte nur schwer realisierbar sein, da unterschiedliche externe Faktoren (Ausgangsgestein, Hanglage usw.) wie auch interne Differenzen (Spannungen, Wassergehalt, etc.) zu stets individuellen Bewegungsformen, Durchmischungen und Deformationen führen.

Zum jetzigen Zeitpunkt konnte (auch unter Berücksichtigung weiterer mikromorphologischer Analysen) noch keine spezielle, diagnostische Struktur für Massenbewegungen definiert werden. Ob sich dies anhand weiterer Studien ändert, ist kaum absehbar. Unter Berücksichtigung der Tatsache, dass Massenbewegungen stets völlig unterschiedliche Ausprägungen ihrer Einflussfaktoren besitzen, erscheint es gleichfalls auch nicht unwahrscheinlich, dass keine solche diagnostische Struktur existiert.

Anhand der aufgeführten Strukturen (*marbled structures,* auf Deformation zurückgehende *water escape structures* sowie zusammengetragene und vermischte *mixed domains*) lassen sich Rutschmassensedimente dennoch von anderen Materialien, z.B. herkömmlichen Böden, unterscheiden.

11 Synthese und Ausblick

Die Massenbewegung am Hasenberg bei Ebermannstadt stellt ein typisches Beispiel für Rutschungen im Fränkischen Schichtstufenland an der Schichtgrenze der hangenden Oxford-Kalke zu den Tonen der Callovium-Schichten dar. Nachhaltige Bedeutung für die Bewegung hatten mehrere Meter mächtige, unkosolidierte Kalkschuttablagerungen, welche die liegenden Tonschichten überdeckten (vgl. auch MOSER & RENTSCHLER 1999, MÜLLER 1957). Die Massenbewegung im Februar 1957 wurde ausgelöst durch Bewegungen im Mittelhang, wo es zur Destabilisierung der locker gelagerten Schuttmassen auf den wasserstauenden Tonen kam (vgl. auch MÜLLER 1957). In der Folge weitete sich die Bewegung aus und betraf letztlich als komplexe Translations(boden)rutschung den gesamten Hang.

Auslöser der Bewegungen war ein erhöhter Zulauf von Wasser in den Wochen zuvor, wobei neben kräftigen Regenfällen vor allem die Schneeschmelze entscheidenden Einfluss hatte und für zusätzliche Durchfeuchtung gesorgt hatte. Durch die Wasserzufuhr kam es zu einem zusätzlichen Plastifizieren der bindigen Sedimente, einerseits in den Schuttmassen, vor allem aber in den bereits stark verwitterten und plastifizierten Tonenschichten (vgl. auch MOSER & RENTSCHLER 1999). Erhöhter Porenwasserdruck sowie der Bodenwasserfluß führten letztlich in Kombination mit Spannungen durch die auflagernde Schuttmasse zum Ausbilden einer oberflächenparallelen Gleitfläche an der Schichtgrenze in wenigen Metern Tiefe und zum Auslösen der Bewegung.

Diese Kaskade stellt eine typische Verkettung mehrerer Prozesse dar, wie sie nicht nur im Raum Ebermannstadt zu mehreren Rutschungen führten, sondern auch bei zahlreichen weiteren Massenbewegungen an der Grenze von „Ornatentonen“ zu den „Malmkalken“ in der Fränkischen Alb vorgefunden wurden (vgl. auch MOSER & RENTSCHLER 1999, HAMMER 1985, HÜTTEROTH 1994, PFEFFER 2000, VON DER HEYDEN 2004).

Wie anhand der Rutschung am Hasenberg nachgewiesen, kommt es neben teilweise turbulentem Translationsgleiten im weiteren Verlauf nicht selten zu weiteren unterschiedlichen Bewegungsprozessen, wie etwa zu tiefgreifenderen Rotationen von Gleitschollen oder zu Fließbewegungen am Unterhang.

Aufgrund der flachen, oberflächenparallelen Gleitschicht besitzen diese Rutschungen, trotz ihrer Größe (häufig > 100.000 m³) nicht selten relativ unauffällige Abrisse, die lediglich als versteilte Hangbereiche hervortreten. Die abgelagerten Rutschmassen am Hasenberg erreichten Mächtigkeiten über 10 m, mit einer sehr heterogenen Zusammensetzung von Ton

und Schluff bis hin zu großen Blöcken. Die hohen Anteile bindigen Materials (> 50%), das je nach Wassergehalt wechselnde Festigkeiten aufweist, macht die Rutschmassen bei entsprechenden Feuchtigkeiten durchaus anfällig für weitere Remobilisierungen. Auch diese Eigenschaften sind auf zahlreiche vergleichbare Massenbewegungen übertragbar.
Die hydrologischen Daten am Hasenberg unterstrichen, dass im Boden durchaus Wassergehalte im Bereich der Fließgrenze erreicht werden können, obwohl in vergangenen Jahren mitunter deutlich feuchtere Witterungsverhältnisse verzeichnet wurden als während des Monitorings. Die höchsten Feuchtigkeiten liesen sich beim Zusammenfallen von Regenfällen und Schneeschmelze im Spätwinter feststellen (vgl. auch HAMMER 1985, VON DER HEYDEN 2004). Dabei ist generell zu beachten, dass gerade an der Schichtgrenze der Oxford-Kalke zu den liegenden Tonschichten nicht nur die unmittelbar vor Ort gefallenen Niederschläge zur Bodefeuchtung beitragen, sondern in besonderem Maße auch die Zuflüsse aus Versickerung der hangenden Schichten. Dies gilt an ostexponierten Hängen wie dem Hasenberg in ganz besonderer Form, da hier das Schichtfallen synthetisch zum Hang verläuft (vgl. auch Müller 1957), was folglich zu einem verstärkten Austreten von Sickerwasser am Häng führt und auf diese Weise die Durchnässung der Sedimente fördert.
Dementsprechend ist es bei intensiver Schneeschmelze und Niederschlägen nicht auszuschließen, dass es über einen längeren Zeitraum zu feuchten und damit instabilen Bedingungen am Hang kommen kann, welche zu einer erneuten Remobilisierung des Materials auf Basis einer Plastifizierung der bindigen Bestandteile, führen könnten. Besonders anfällig dürften hierfür die steilen Bereiche am Oberhang sein, wobei speziell am Hasenberg nur noch vergleichsweise geringe Schuttmassen in diesen Abschnitten vorliegen. Die größeren Mengen potentiell remobilisierbaren Materials lagern am Mittel- und Unterhang in flacheren Bereichen, was sich positiv auf deren Stabilität auswirkt.

Ein Beispiel für die Remobilisierung von Rutschmassen stellt die sekundäre Massenbewegung an der Halleite bei Wüstendorf dar. Ihre spezielle Lage am seitlichen Rand eines alten Rutschhanges wurde ebenso wie frontal an einer Rutschmasse ansetzende Sekundärbewegungen im gesamten Fränkischen Schichtstufenland häufig beobachtet. Der Ansatz an den Rändern ist insofern typisch, da sich hier hanginterne Abflusslinien konzentrieren und es so nicht nur zu einem erhöhten Wassereintrag, sondern auch zu einem verstärkten Bodenwasserfluß kommt, welcher besonders bei kleinen, flachgründigeren Rutschungen bewegungsfördernd wirkt (vgl. auch BIBUS 1999, VAN ASCH et al. 1999).
An der Halleite bestanden die Sedimente vorwiegend aus feinkörnigem, bindigem Material der untereren Aalenium-Schichten („Opalinuston“) sowie nur untergeordneten Anteilen von Sand und Steinen und Blöcken aus den hangenden Schichten des Aalenium-Sandsteins

(„Doggersandstein“). Durch den hohen Anteil bindiger Bestandteile war besonders das weniger verfestigte Material bis in max. 5 m Tiefe anfällig für einen Wassereintrag und die damit verbundene Prozesskaskade aus Duchfeuchtung, Plastifizierung, Destabilisierung und letztlich (Re)Mobilisierung.
Bei der jüngsten Bewegung an der Halleite kam es dabei gar zu einer Fließbewegung, wohingegen benachbarte Sekundärbewegungen vorwiegend als Schuttrutschungen klassifiziert wurden. Besonders letztere sind darüberhinaus im Fränkischen Schichtstufenland fast unabhängig von Geologie und Exposition an zahlreichen älteren Großrutschungen als Sekundärrutschung zu beobachen.
Im Vergleich zu Ebermannstadt und Gailnau wurden im Vorfeld der Rutschung „nur“ erhöhte Niederschläge (keine besonderes hohen Regenfälle, keine Schneeschmelze) festgestellt. Die rekonstrierte Fließbewegung und die auch heute noch messbare starke Durchfeuchtung der Schichten lässt dennoch erneut die Wasserzufuhr als Auslöser für die Massenbewegung erscheinen, wobei den Zuflüssen aus hangenden Schichten die entscheidende Rolle zukam. Dass die Bewegung trotz der nur überdurchschnittlichen Niederschläge zustande kam zeigt, wie wie sensibel manche unsanierten Schuttablagerungen auf den Eintrag von Wasser reagieren und wie mitunter leicht sich Rutschungen lösen können. Zwar stellen die meist kleinen Sekundärbewegungen keinerlei katastrophalen Ereignisse dar, dennoch können sie durchaus zu Schäden an Nutzflächen, Infrastruktur oder Gebäuden führen.

An der Keuperschichtstufe steht die Rutschung am Gailnauer Berg beispielhaft für Massenbewegungen an der Schichtgrenze der mergelig ausgebildeten unteren Karnium-Schichten („Estherienschichten“) zum hangenden Sandstein der mittleren Karnium-Schichten („Schilfsandstein“). Wie in Gailnau, so wurden auch an mehreren Lokalitäten entlang der Keuperstufe Risse und größere Klüfte im Schilfsandstein kartiert, was einerseits auf dessen (lokal) fortgeschrittene Verwitterung und andererseits initiale Kriechbewegungen auf den liegenden mergeligen Estherienschichten hindeutet. Die im Vergleich zu den Tonlagen in der Fränkischen Alb deutlich weniger stark verwitterten Mergel verdeutlichen die Auslösung von Rutschungen auch in stabilieren Lagen (vgl. EINSELE 1983, EINSELE et al. 1985, vgl. MOSER & RENTSCHLER 1999).
Hinsichtlich der Ursachen kann erneut eine hohe Wasserzufuhr, infolge des Zusammenspiels aus ergiebiger Schneeschmelze und intensiven Regenfällen in den Wochen vor der Rutschung im Februar 1958, als wahrscheinlichste Auslöser angeführt werden. Die Klüfte im hangenden Sandstein bewirkten dabei eine verstärkte Zuleitung zu den mergeligen Schichten

(vgl. GLASER & SPONHOLZ 1993) wo es v.a. infolge erhöhter Porenwasserdrücke zu einem Verlust der Stabilität und somit der Bewegungsinitiierung kam.
Anhand der unterschiedlichen Bewegungen im Ober- und Mittel-/Unterhang unterstreicht die Rutschung in besonderer Weise die Vielfalt der Bewegungsprozesse innerhalb einer Rutschung. So kam es nahe dem Abriss zu zahlreichen Kippungen von Blöcken, teilweise mit Rotation. Demgegenüber herrschte am Mittelhang eine wenig turbulente Bewegung von Boden, bzw. Sedimentsegmenten, die am Unterhang schließlich in eine Fließung mündete. Entsprechend dieser Vielzahl an Prozessen wird die gesamte Rutschung ebenfalls als komplexe Translationsrutschung beschrieben.
Die mäßig konsolidierte, mehrere Meter mächtige Rutschmasse am Gailnauer Berg lässt prinzipiell weitere Remobilisierungen nicht ausschließen. Aufgrund eines fließenden Überganges zwischen Rutschmasse und unterlagernden Estherien- bzw. Myophorienschichten dürfte zugeführtes Wasser allerdings meist rasch abgeleitet werden. Instabilitäten sind daher nur bei anhaltenden, sehr feuchten Verhältnissen zu erwarten. Unter Berücksichtigung der eher flachen Hangneigungen im Mittel- und Unterhang dürfte insgesamt keine erhöhte Gefährdung vorliegen. Auch hangaufwärts sowie regional betrachtet sind eher diejenigen Bereiche gefährdet, in denen die Estherienschichten (noch) nicht freigelegt sind, so dass sich bei entsprechendem Zufluss eher ein hoher Porenwasserdruck aufbauen kann, welcher wiederum Instabilitäten zur Folge haben kann.

Neben den standortspezifischen Untersuchungen zum Aufbau und der Stabilität der Rutschmssenablagerungen, der Bedeutung von Witterungseinflüssen auf die Hanghydrologie und als Auslöser für Massenbewegungen sowie die Differenzierung unterschiedlicher Bewegungsprozesse, zielte die Arbeit an charakteristischen Rutschungen in Nordbayern auch auf eine vielfältige Weiterentwicklung der Regionalkenntnisse bzgl. Massenbewegungen.
Dabei wurden bewusst ältere Studien als Anknüpfungspunkte gewählt und diese Arbeiten unter Verwendung moderner Methoden weitergeführt, auch mit dem Ziel neue Anknüpfungspunkte für zukünftige Untersuchungen zu schaffen. Weiterführende Studien aus dem Bereich der angewandten Geomorphologie und/oder Ingenieurgeologie besitzen dabei besonders unter dem Aspekt der zunehmenden Bebauung von Hangbereichen und der damit zwingend notwendigen Kenntnis der physikalischen und mechanischen Hangverhältnisse eine hohe Bedeutung. Wichtige Elemente solcher Untersuchungen sind u.a. geophysikalische Untersuchungen, die, wie auch in dieser Arbeit gezeigt, entscheidend dazu beitragen können, die dreidimensionale Lage von Rutschungsscholle zu bestimmen oder die Ausdehnung und den Aufbau unkonsolidierter Rutschmassen präzise zu beschreiben. In dieser Hinsicht ergänzen sie klassische geomorphologische Kartierungen um

eine bedeutende Komponente, so dass bereits durch die Kombination dieser beiden Methoden auf eine zuverlässigere Art und Weise die Vorkommen potentiell remobilisierbarer Sedimentmassen an einem Hang auf ausgewiesen werden können. Weiterführende Kenntnisse über grundlegende bodenphysikalische Eigenschaften der Sedimente erlauben eine daran ansetzende Präzisierung der Aussagen zur Stabilität verschiedener Ablagerungen.

In dieser Hinsicht produzierten besonders die durchgeführten Analysen zu den Sedimentkonsistenzen in Verbindung mit dem Monitoring der natürlichen Bodenwassergehalte aussagekräftige Ergebnisse. Anknüpfend an die die Korngrößenanalysen, welche nicht nur in den drei detailiert untersuchten Gebieten sondern auch bei weiteren Übersichtskartierungen hohe Anteile bindigen Materials in den Rutschmassen auswiesen, dokumentierten sie die unterschiedlichen Ausprägungen der Plastizität des „Zements" der Rutschmassen. Durch Kenntnis der Bodenwassergehalte über einen längeren Messzeitraum, konnten zudem die potentiell maximalen Plastizitätsgrade kalkuliert werden. Hierbei wurde deutlich, dass die nachhaltige Plastifizierung durchaus häufig auftritt und bisweilen sogar das Erreichen eines flüssigen, fließfähigen Materialzustandes durch natürliche, überdurchschnittliche Niederschläge möglich ist. Dieses Ergebnis verdeutlicht eine grundsätzliche Rutschanfälligkeit und besitzt sicherlich nicht nur für die drei untersuchten Rutschmassen Gültigkeit.

Weitere, vor allem räumlich ergänzende Untersuchungen zum Aufbau der Sedimente, ihrer (potentiellen) Konsistenzen und weiterer Eigenschaften können helfen, letzte Unsicherheiten in dieser Hinsicht zu minimieren. In gesellschaftlich besonders relevanten Hanglagen (z.B. in Siedlungsnähe) und bei deutlich homogeneren Sedimentverhältnissen können auch Scherversuche die grundlegenden Einschätzungen weiter vertiefen, wobei insbesondere Aufschluss über die Veränderung der Sedimentstabilität bei unterschiedlichen Wassergehalten von großem Interesse wäre.

Auf Basis des hydrologischen Monitorings und der Analyse der langjährigen Niederschlagsdaten konnten in den drei Untersuchungsstandorten zudem Zusammenhänge zwischen Niederschlägen und dem Auftreten von Rutschungen aufgezeigt werden. Dabei konnten einerseits ältere Aussagen, wonach Rutschungen praktisch immer mit hohen Niederschlagsmengen zusmmenfallen grundsätzlich bestätigt werden. Andererseits zeigten sich auch deutlich diffizilere Zusammenhänge, u.a. was das Zusammenfallen von Regen und Schneeschmelze angeht, oder auch die Tatsache, dass auch bei stark erhöhten Niederschlagsmengen, nicht zwangsläufig Rutschungen als Folge verzeichnet werden. In zukünftigen Arbeiten wäre vor allem die Validierung der formulierten Zusammenhänge durch weitere Vergleichsstudien von vordergründigem Interesse. Weiterhin könnten breit angelegte Studien zur Erforschung einer möglichen Korrelation zwischen historischen

Massenbewegungen und vorangegangenen Atmosphärenzuständen die Erfassung typischer, im Hinblick auf Massenbewegung besonders relevanter Witterungslagen erreichen.

Auch die mikromorphologischen Untersuchungen lieferten aussagekräftige Ergebnisse, die eine deutliche Erweiterung des Kenntnisstanden der untersuchten Rutschungen ermöglichten. Aufgrund der insgesamt aber sehr geringen Menge vergleichbarer Analysen sind übertragbare Aussagen (noch) nur in begrenztem Rahmen und auf grundlegender Ebene möglich. Entsprechend bedarf besonders das bisher noch sehr wenig erforschte Gebiet der Mikromorphologie von Rutschmassen zunächst primär weiteren Untersuchungen um eine insgesamt breitere Datenbasis für sämtliche Erkenntnisse zu erlangen. Anhand deskriptiver Untersuchungen können weitere Deformationsstrukturen identifiziert werden, wobei, wie in dieser Arbeit, ein besonderes Augenmerk auf der Zuordnung dieser Strukturen zu spezifischen Bewegungsprozessen im Vordergrund steht. Durch Gegenüberstellungen von Proben aus Rutschmassen und anderen Milieus (z.B. glazialen Sedimenten), können möglicherweise Formen, deren Genese spezielle auf Rutschungen zurückzuführen sind, eindeutig ausgewiesen werden. Die Kenntnis über diagnostische Deformationsstrukturen könnte mittelfristig auch in morphologisch unauffälligen Sedimenten (z.B. älteren Rutschmassenablagerungen oder Kriechmaterial) die Identifikation und möglicherweise gar Rekonstruktion von Bewegungsprozessen ermöglichen.

In ihrer Gesamtheit helfen die gesammelten Daten und Eindrücke einen Teil der größten Schwachstelle vieler Modellierungsansätze zu beheben, welche mitunter auf ungenauen Annahmen über die lokalen Verhältnisse beruhen. Hervorzuheben sind hier beispielsweise die Bereiche der Schuttmassenablagerungen, welche die anstehenden Geologie teilweise vollkommen bedecken, so dass für die Modellierung flachgründiger Massenbewegungen weniger die Kennwerte der geologischen Schicht als vielmehr des Schutt von vorrangiger Bedeutung sind. Die Arbeit zeigt, wie auf Basis unterschiedlicher Methoden die Geländekentnisse in verschiedenen Bereichen essentiell erweitert werden können, um wesentlich realitätsnähere Annahmen für die Modellareale generieren zu können. Auf diese Weise wird den unterschiedlichen Hangstabilitätsmodellierungsansätzen erlaubt, wesentlich belastbarere Ergebnisse zu produzieren und gefährdete Hangbereiche zuverlässiger ausweisen.

Neben diesen beschriebenen Anknüpfungspunkten, die sich natürlich besonders auf die im Rahmen dieser Arbeit behandelten Fragestellungen und Methoden konzentrieren, existiert im Bereich der Hangstabilitätsforschung aber eine beinahe unerschöpfliche Menge an

Forschungsfragen, die zu einer verbesserten Einschätzung der Hangverhältnisse beiträgt und damit hilft, eine falsche Nutzung gefährdeter Bereiche vorzubeugen, bzw. entsprechende Schutz-/Stabilisierungskonzepte zu erschaffen.

Literaturverzeichnis

Abramson, L.W., Lee, T.S., Sharma, S., Boyce, G.M. (2002): Slope stability and stabilization methods, Wiley, New York, 736

Ackermann, K. (1958): Bergstürze und Schuttströme an der Wellenkalk-Schichtstufe Mitteldeutschlands in Gegenwart und Vergangenheit. Natur und Volk, 88, S. 35-48.

Ackermann, K. (1959): Die Abtragungsmechanismen bei Massenverlagerungen an der Wellenkalk-Schichtstufe. Zeitschrift für Geomorphologie, 3, S. 193-226.

Ad-Hoc AG Boden (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung (5. Aufl.). Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe Hannover.

Agnesi, V., Camardo, M., Conoscenti, C., Dimaggio, C., Diliberto, I.S., Madinoa, P., Rotigliano, E. (2005): A multidisciplinary approach to the evaluation of the mechanism that triggered the Cerda landslide (Sicily, Italy). Geomorphology, 65, S. 100-116.

Aleotti, P. (2004): A warning system for rainfall-induced shallow failures. Engineering Geology, 73, S. 247-265.

Alonso, E., Pinyol, N. (2015): Slope stability in slightly fissured claystones and marls. Landslides 12, S. 643-656.

Altemüller, H.-J. (1974): Mokroskopie der Böden mit Hilfe von Dünnschliffen. In: H. Freund: Handbuch der Mikroskopie in der Technik. Umschau Verlag, Frankfurt, S. 309-367.

Angeli, M.-G., Pasuto, A., Silvano, S. (2000): A critical review of landslide monitoring experiences. Engineering Geology, 55, S. 133-147.

Arbeitskreis KLIWA (2006): Regionale Klimaszenarien für Süddeutschland. KLIWA-Bericht Heft 9, 100 S.

Arbeitskreis KLIWA (2009): Klimawandel in Süddeutschland. Monitoringbericht 2008, 24 S.

Bachmann, J., Horn, R., Peth, S. (2014): Hartge/Horn: Einführung in die Bodenphysik (4. Auflage), Schweizerbart, Stuttgart, 372

Barnikel, F., Becht, M. (2004): Möglichkeiten einer Bewertung des regionalen Gefährdungspotentials auf der Basis historischer Naturgefahrenforschungen. Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd., 135, S. 1-10.

Barsch, H., Billwitz, K., Bork, H.-R. (2000): Arbeitsmethoden der Physiogeographie und Geoökologie, Klett-Perthes, Stuttgart, 612 S.

Baum, I., Schmidt, K.-H. (2001): Temporal classification of mass movements on the Wellenkalk-scarp in Thuringia and northern Hesse – possibilities and limitations. Zeitschrift für Geomorphologie (Supplementbände), 125, S. 25-41.

Baum, R.L., Godt, J.E. (2010): Early warning of rainfall-induced shallow landslides and debris flows in the USA. Landslides, 7, S. 259-272.

Bayerisches Geologisches Landesamt (1995): Nördliche Frankenalb - Hydrogeologie, Bayerisches Geologisches Landesamt, München, 119 S.

Becht, M., Damm, B. (2004): Geomorphologische und hydrologische Naturgefahren in Mitteleuropa. Zeitschrift für Geomorphologie (Supplementbände), 135, S. 180.

Bell, R. (2007): Lokale und regionale Gefahren- und Risikoanalyse gravitativer Massenbewegungen an der Schwäbischen Alb. Dissertation, Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn, Bonn, 303 S.

Bell, R., Kruse, J.-E., Garcia, A., Glade, T., Hördt, A. (2006): Subsurface investigations of landslides using geophysical methods : geoelectrical applications in the Swabian Alb (Germany). Geographica Helvetica, 61, S. 201-208.

Bell, R., Wiebe, H., Krummel, H., Camek, T., Becker, R., Öhl, S., Aslan, A.M., Burghaus, A., Li, L., Schauerte, W., Kuhlmann, H., Thiebes, B. (2010): Monitoring. In: R. Bell, J.

Mayer, J. Pohl, S. Greiving, T. Glade: Integrative Frühwarnsysteme für gravitative Massenbewegungen (ILEWS). Monitoring, Modellierung, Implementierung. Klartext Verlag, Essen, S. 62-130.

Benda, F., Daffner, F., Ernst, D., Gülden, T., Jost, J., Knauff, M., Kreuzer, B., Müller-Koch, K., Poitner, E., Scheichenzuber, J., J., S., Strobl, C. (2005): Fachbericht Nr. 25: Bodeninformationssystem Bayern, Bayerisches Geologisches Landesamt, München, 232 S.

Bertran, P. (1993): Deformation-induced microstructures in soils affected by mass movements. Earth Surface Process Landforms, 18, S. 645-660.

Bertran, P., Texier, J.-P. (1999): Facies and microfacies of slope deposits. Catena, 35, S. 99-121.

Berz, G. (2004): Naturkatastrophen und Klimaänderung – Befürchtungen und Handlungsoptionen der Versicherungswirtschaft. Zeitschrift für Geomorphologie (Supplementbände), 123, S. 167-180.

Beyer, I. (2002): Massenverlagerungen an der Wellenkalk-Schichtstufe im Thüringer Becken und ihre Abhängigkeit von morphometrischen Steuerungsfaktoren. Trierer Geographische Studien, 25, S. 143-160.

Beyer, I., Schmidt, K.-H. (1999): Untersuchungen zur Verbreitung und Morphometrie von Massenverlagerungen an der Wellenkalk-Schichtstufe im Raum nördlich von Rudolstadt (Thüringer Becken). Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, S. 67-82.

Bibus, E. (1986): Die Bedeutung periglazialer Deckschichten für Bodenprofil, Standort und junge Reliefentwicklung im Schönbuch bei Tübingen.: Das landschaftsökologische Forschungsprojekt Naturpark Schönbuch (Forschungsbericht). VCH-Verlag, Weinheim, S. 27-57.

Bibus, E. (1999): Vorzeitige, rezente und potentielle Massenbewegungen in SW-Deutschland - Sythese des Tübinger Beitrages zum MABIS Projekt. In: E. Bibus, B. Terhorst: Angewandte Studien zu Massenbewegungen. Tübinger Geographische Arbeiten, Tübingen, S. 1-58.

Bibus, E., Terhorst, B. (2001): Mass Movements in Southwest Germany, Analyses and Results from the Tübingen Work Group of the MABIS Project. Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd., 125, S. 93-103.

Bibus, E., Terhorst, B., Kallnich, J. (2001): Dating methods of mass movements in the MABIS-project. Zeitschrift für Geomorphologie (Supplementbände), 125, S. 153-162.

Bichler, A., Bobrowsky, P., Best, M., Douma, M., Hunter, J., Calvert, T., Bums, R. (2004): Three-dimensional mapping of a landslide using a multi-geophysical approach: the Quesnel Forks landslide. Landslides, 1, S. 29-40.

Bièvre, G., Jongmans, D., Goutaland, D., Pathier, E., Zumbo, V. (2015): Geophysical characterization of the lithological control on the kinematic pattern in a large clayey landslide (Avingnonet, Frech Alps). Landslides, S. 10.1007/s10346-10015-10579-10340, 10314 p. .

Birzer, F. (1952): Rutschneigung und Wasseraufnahme einiger nordbayerischer Tone. Geologische Blätter für Nordost-Bayern, 2, S. 142-149.

Blume, H.-P., Stahr, K. (2011): Bodenkundliches Praktikum, Spektrum, Heidelberg, 255 S.

Blume, H.-P., W., B.G., Horn, R., Kandeler, E., Kögel-Knabner, I., Kretzschmar, R., Stahr, K., Wilke, B.-M. (2010): Scheffer/Schachtschabel: Lehrbuch der Bodenkunde (16. Auflage), Spektrum, Heidelberg, 569 S.

Bogena, H.R., Huisman, J.A., Oberdörster, C., Vereecken, H. (2007): Evaluation of a low-cost soil water content sensor for wireless network application. Journal of Hydrology, 344, S. 32-42.

Bogoslovsky, V., Ogilvy, A. (1977): Geophysical methods for the investigation of landslides. Geophysics, 42, S. 562-571.

Boley, C. (2012): Handbuch Geotechnik, Vieweg & Teubner, Wiesbaden, 1034 S.

Bordonau, J., van der Meer, J.J.M. (1994): An example of a kinking microfabric in Upper Pleistocene glaciolacustrine deposits from Llavorsi (central southern Pyrenees, Spain). Geologie en Mijnbouw, 73, S. 23-30.

Borg, E., Krauter, E. (1995): Hangrutschungen: Beobachtung und Indikation des Risikopotentials. In: R. Backhaus, A. Grunwald: Umwelt und Fernerkundung. Wichmann, Heidelberg, S. 211-226.

Brewer, R. (1976): Fabric and mineral analysis of soils, Krieger, Huntington, 482 S.

Brinkmann, A. (2002): Untersuchungen zu mechanischen Verhalten von ton-zementgebundenem Dichtwandmaterial für das Zweiphasen-Verfahren. Dissertation, Eidgenössische Technische Hochschule Zürich, Zürich, 184 S.

Bruno, F., Martillier, F. (2000): Test Of High-Resolution Seismic Reflection And Other Geophysical Techniques On The Boup Landslide In The Swiss Alps. Surveys in Geophysics, 21, S. 335-350.

Brunsden, D., Prior, D.B. (1984): Slope Instability, Wiley, Chinchester, 620

Bullock, P.F., N.; Jongerius, A.; Stoops, G.; Tursina, T.; Babel, U. (1985): Handbook for soil thin section description, Waine Research Publications, Wolverhampton, 152

Burger, H.R., Sheehan, A.F., Jones, C.H. (2006): Introduction into Applied Geophysics - Exploring the shallow subsurface, W. W. Norton & Company, New York, 552 S.

Carr, S.J. (2004): Micro-Scale features and structures. In: J. Evans, Benn, D.I.: A Practical Guide to the Study of Glacial Sediments. Hodder, London, S. 115-144.

Casagli, N., Dapporto, S., Ibsen, M.L., Tofani, V., Vannocci, P. (2006): Analysis of the landslide triggering mechanism during the storm of 20th–21st November 2000, in Northern Tuscany. Landslides, 3, S. 13-21.

Casagrande, A. (1932): Research on the Atterberg limits of Soils. Public Roads, 13, S. 121-136.

Casagrande, A. (1936): Characteristics of cohesionless soils affecting the stability of slopes and earth fills. Journal of the Boston Society of Civil Engineers, 23, S. 13-32.

Caspary, H.J. (2004): Verschärfung des Hochwasserrisikos in Südwestdeutschland infolge eines veränderten Winterklimas. In: P. Fuhrmann, C.-P. Hutter: Klimaschutz und Hochwasservorsorge – Zusammenhänge und Konsequenzen für die kommunale Planungspraxis. Wissenschaftliche Verlagsgesellschaft, Stuttgart, S. 51-71.

Catt, J.A. (1988): Quaternary Geology for Scientists and Engineers, Ellis Horwood Series in Applied Geology, Chinchester, 340

Christian, J.T., Ladd, C.C., Beacher, G.B. (1994): Reliability applied to slope stability analysis. Journal of Geotechnical Engineering, 120, S. 2180-2207.

Chung, C.-J.F., Fabbri, A. (2005): Systematic procedures of landslide hazards mapping for risk assessment using spatial prediction models. In: T. Glade, M.G. Anderson, M.J. Crozier: Landslide Hazard and Risk. Wiley, Chinchester, S. 139-174.

Clague, J.J., Stead, D. (2012): Landslides - Types, Mechanisms and Modeling, Cambridge University Press, New York, 436 S.

Clark, A.R., Moore, R., J.S., P. (1996): Slope monitoring and early warning system: application to coastal landslides on the south and east coast of England, UK. . In: Proceedings of the Seventh International Symposium on Landslides, Trondheim, Norway, S. 1531-1538.

Coe, J.A., Godt, J.W. (2012): Review of approaches for assessing the impact of climate Change on landslide hazards. . In: E. Eberhardt, C. Froese, A.K. Turner, S. Leroueil: Landslides and Engineered Slopes, Protecting Society Through Improved Understanding: Proceedings oft he 11th International and 2nd North American Symposium on Landslides and Engineered Slopes, Banff, Canada. Taylor & Francis Group, London, S. 371-377.

Collins, B., Znidarcic, D. (2004): Stability Analyses of Rainfall Induced Landslides. Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, 130, S. 362-372.

Creighton, R. (2006): The Irish landslide database. In: R. Creighton: Landslides in Ireland Geological Survey of Ireland, Irish Landslides Working Group, Dublin, S. 9-22.

Crosta, G., Frattini, P. (2008): Rainfall-induced landslides and debris flows. Hydrological Processes, 22, S. 473-477.
Crosta, G.B., Agliardi, F. (2002): How to obtain alert velocity thresholds for large rockslides. Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C, 27, S. 1557-1565.
Crozier, M.J. (1986): Landslides. Causes Consequences and Environment, Croom Helm, London, 245 S.
Crozier, M.J. (2010): Deciphering the effect of climate change on landslide activity: a review. . Geomorphology, 124, S. 260-267.
Crozier, M.J., Glade, T. (2005): Landslide hazard and risk: issues, concepts and approach. In: T. Glade, M. Anderson, M.J. Crozier: Landslide Hazard and Risk. Wiley, Chinchester, S. 1-39.
Cruden, D.M., Varnes, D.J. (1996): Landslide types and processes. In: A.K. Turner, L.R. Schuster: Transportation Research Board Special Report, Washington DC, S. 36-75.
Damm, B. (2000): Hangrutschungen im Mittelgebirgsraum - Verdrängte "Naturgefahr"? Zeitschrift für Geomorphologie, 24, S. 27-34.
Damm, B. (2004): Schadensfälle durch Massenbewegungen im Kontext von Raumnutzungsentscheidungen und einer vereinfachten Genehmigungspraxis im Öffentlichen Baurecht der BRD. In: C. Felgentreff, T. Glade: Von der Analyse natürlicher Prozesse zur gesellschaftlichen Praxis: Praxis Kultur- und Sozialgeographie. Universität Potsdam Verlag, Potsdam, S. 109-125.
Damm, B. (2005): Gravitative Massenbewegungen in Südniedersachsen. Die Altmündener Wand - Analyse und Bewertung eines Rutschungsstandortes. Zeitschrift für Geomorphologie (Supplementbände), 138, S. 189-209.
Damm, B. (2006): Simplified Planning Regulations in Germany and the Effects of Landslides. Journal of Environmental Planning and Management 49, S. 777-790.
Damm, B., Klose, M. (2015): The Landslide Database for Germany: Closing the Gap at National Level. Geomorphology, 249, S. 82-93.
Damm, B., Pflum, S. (2004): Geomorphologische Naturgefahren und Raumplanung – Bewertungsprobleme am Beispiel von Rutschgefahren in Südniedersachsen. Zeitschrift für Geomorphologie (Supplementbände), 135, S. 127-146.
Damm, B., Terhorst, B. (2007): Quaternary slope formation and landslide susceptibility in the Flysch Zone of the Vienna Forest (Austria). In: I.U. Press, Gemorphology for the Future, Innsbruck, S. 89-96.
Damm, B., Terhorst, B., Köttrisch, E., Ottner, F., Mayerhofer, M. (2008): Zum Einfluss bodenphysikalischer und bodenmechanischer Parameter in quartären Deckschichten auf Massenbewegungen im Wienerwald. In: J. Reitner, M. Fiebig, C. Neugebauer-Maresch, M. Pacher, V. Winiwarter: Veränderter Lebensraum - gestern, heute und morgen. Abhandlungen der geologischen Bundesanstalt, Wien, S. 33-37.
Deutsche Stratigraphische Kommission (2002): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002, Potsdam.
Deutsches Institut für Normung (1997): DIN 18122-1: Baugrund, Untersuchung von Bodenproben - Zustandsgrenzen (Konsistenzgrenzen)- Bestimmung der Fließ- und Ausrollgrenze, Beuth, Berlin, 7 S.
Deutsches Institut für Normung (2002): DIN ISO 11277: Bodenbeschaffenheit - Bestimmung der Partikelgrößenverteilung in Mineralböden - Verfahren mittels Siebung und Sedimentation, Beuth, Berlin, 39 S.
Deutsches Institut für Normung (2011a): DIN 18123: Baugrund, Untersuchung von Bodenproben - Bestimmung der Korngrößenverteilung, Beuth, Berlin, 24 S.
Deutsches Institut für Normung (2011b): DIN 18125-2: Baugrund, Untersuchung von Bodenproben - Bestimmung der Dichte des Bodens - Teil 2: Feldversuche, Beuth, Berlin, 26 S.
Deutsches Institut für Normung (2011c): DIN 18196: Erd- und Grundbau - Bodenklassifikation für bautechnische Zwecke, Beuth, Berlin, 9 S.

Deutsches Institut für Normung (2012): DIN 18121: Baugrund, Untersuchung von Bodenproben - Wassergehalt - Teil 2: Bestimmung durch Schnellverfahren, Beuth, Berlin, 15 S.

Deutsches Institut für Normung (2013): DIN EN ISO 14688-1: Geotechnische Erkundung und Untersuchung - Benennung, Beschreibung und Klassifizierung von Boden - Teil 1: Benennung und Beschreibung, Beuth, Berlin, 15 S.

Devices, D. (2014): 10HS Soil Moisture Sensor (Product Manual), S. 21.

Dikau, R., Brunsden, D., Schrott, L., Ibsen, M.-L. (1996a): Landslide Recognition: Identification, Movement and Causes, John Wiley & Sons, Chichester, 274 S.

Dikau, R., Cavallin, A., Jäger, S. (1996b): Databases and GIS for landslide research in Europe. Geomorphology, 15, S. 227-239.

Dikau, R., Schmidt, K.-H. (2001): Mass movements in South, West and Central Germany. Objectives and Main Results of the MABIS project. In: R. Dikau, K.-H. Schmidt: Mass movements in South, West and Central Germany. Schweizerbart, Stuttgart, S. 12.

Dirksen, C., Kool, J.B., Koorevaer, P., van Genuchten, M.T. (1993): Simulation Model of hysteric water and slute transport in the root zone. In: D. Russo, G. Dagan: Waterflow and solute Transport in Soils. Development and Applications. Springer, Berlin, S. 99-122.

Dorn, C. (1920): Bergstürze im Gebiet der Wiesentalb. Die Fränksiche Alb, 6, S. 18-20.

Ebner von Eschenbach, H., Klengel, K.-J. (1980): Fachbereichstandard „Felsböschungen" der Deutschen Reichsbahn. Zeitschrift für Angewandte Geologie, 26, S. 144-150.

Einsele, G. (1983): Mechanismus und Tiefgang der verwitterung bei mesozoischen Ton- und Mergelgesteinen. Zeitschrift der deutschen Geologischen Gesellschaft, 134, S. 289-315.

Einsele, G., Heitfeld, K.-H., Lemp, C., Schelelig, K. (1985): Auflockerung und Verwitterung in der Ingenieurgeologie: Übersicht, Feldansprache, Klassifikation (Verwitterungsprofile) - Einleitender Beitrag. In: K.H. Heitfeld: Ingenieurgeologische Probleme im Grenzbereich zwischen Locker- und Festgesteinen. Springer-Verlag, Berlin, S. 2 - 23.

Emmert, U., Bader, K., Diez, T., Frank, H., Schneider, G., Streit, R. (1977): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000 - Blatt 6035 Bayreuth, Bayerisches Geologisches Landesamt, München, 190 S.

Fell, R., Corominas, J., Bonnard, C., Cascini, L., Leroi, E., Savage, W.Z. (2008): Guidelines for landslide susceptibility, hazard and risk zoning for land use planning. Engineering Geology, 102, S. 85-98.

Fitzpatrick, E.A. (1984): Micromorphology of Soils, Capman and Hall, London, 433

Foster, C., Pennington, C.V.L., Culshaw, M.G., Lawrie, K. (2012): The national landslide database of Great Britain: Development, evolution and applications. Environmental Earth Sciences, 66, S. 941-953.

Friedel, S., Thielen, A., Springman, S.M. (2006): Investigation of a slope endangered by rainfall-induced landslides using 3D resistivity tomography and geotechnical testing. Journal of Applied Geophysics, 60, S. 100-114.

Fröhlich, B., Jehle, R., Krauter, E. (2003): Systematische Bestandsaufnahme des Gefährdungspotentials an Bahnstrecken durch Steinschlag, Felssturz und Hangrutsch im Mittelrhein-, Mosel- und Lahngebiet. 14. Tagung für Ingenieurgeologie, Kiel, S. 281-286.

Galli, M., Ardizzone, F., Cardinali, M., Guzzetti, F., Reichenbach, P. (2008): Comparing landslide inventory maps. Geomorphology, 94, S. 268-289.

Genske, D. (2006): Ingenieurgeologie, Springer, Heidelberg, 588 S.

Geyer, G., Schmidt-Kaler, H. (2009): Den Main entlang durch das Fränkische Schichtstufenland. Wanderungen in die Erdgeschichte, F. Pfeil, München, 208 S.

Gilbert, R. (1999): A Handbook of Geophysical Techniques for Geomorphic and Environmental Research, Geological Survey of Canada, Open File, Ottawa, 125

Gili, J.A., Corominas, J., Rius, J. (200): Using Global Positioning System techniques in landslide monitoring. Engineering Geology, 55, S. 167-192.
Glade, T., Kadereit, A., Dikau, R. (2001): Landslides at the Tertiary escarpment in Rheinhessen, Southwest Germany. Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd., 125, S. 65-92.
Glade, T., Stark, P., Dikau, R. (2005): Determination of potential landslide shear plane using seismic refraction - a case stidy in Rheinhessen, Germany. Bulletin of engineering geology and the environment, 64, S. 151-158.
Glaser, R., Sponholz, B. (1993): Erste Untersuchungen von Hangrutschungen an der Frankenhöhe. Würzburger geographische Arbeiten 87, S. 339-354.
Glenn, N.F., Streutker, D.R., Chadwick, D.J., Thackray, G.D., Dorsch, S.J. (2006): Analysis of LiDAR-derived topographic information on characterizing and differentiating landslide morphology and activity. Geomorphology, 73, S. 131-148.
Godt, J.W., Coe, J.A., Baum, R.L., Highland, L.M., Keaton, J.R., Roth, J.R.J. (2012): Prototype landslide hazard maps of the conterminous United States. In: E. Eberhardt, C. Froese, A.K. Turner, S. Leroueil: Landslides and Engineered Slopes, Protecting Society Through Improved Understanding: Proceedings of the 11th International and 2nd North American Symposium on Landslides and Engineered Slopes, Banff, Canada. Taylor & Francis Group, London, S. 245-250.
Greiving, S., Mayer, J., J., P., Seiffert, P., Bell, R. (2011): Kooperation zwischen Raumforschung und Raumplanungspraxis Hangrutschungsgefährdungen im Regionalplan Neckar-Alb. RaumPlanung, 158/159, S. 274-281.
Grimm, M. (2012): Bodenverbreitung an einem Rutschhang an der Fränkischen Alb. Bachelor, Julius-Maximilians-Universität Würzburg, Würzburg, 39 S.
Grunert, J. (2009): Landslides in the Upper Middle Rhine valley and in Rheinhesse as indicators for climate change?, Proceedings of the Conference on Landslide Processes: from Geomorphologic Mapping to Dynamic Modelling, Straßbourg, S. 51-55.
Grunert, J., Hardenbicker, U. (1991): Hangrutschungen im Bonner Raum - Ihre Genese und Kartierung für Planungszwecke. Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd., 89, S. 35-48.
Grunert, J., Schäfer, D. (2007): Klimawandel und Hangstabilität – mit Beispielen aus dem Oberen Mittelrheintal und Rheinhessen. In: E. Krauter, M. Lauterbach, Weiterbildungsseminar VII der Forschungsstelle Rutschungen (FSR) an der Universität Mainz, Mainz, S. 12-37.
Grunert, J., Schmanke, V. (1997): Hangstabilität im Südwesten Bonns, Erstellung einer Stabilitätskarte mit Hilfe eines GIS. Geographische Rundschau, 49, S. 584-590.
Gudehus, G., Goldscheider, M., Lippomann, R. (1985): Ingenieurgeologische und bodenmechanische Untersuchungen an Kriechhängen. In: K.-H. Heitfeld: Ingenieurgeologische Probleme im Grenzbereich zwischen Locker- und Festgesteinen. Springer, Berlin, S. 316-335.
Günther, A., Hervás, J., Van Den Eeckhaut, M., Malet, J.-P., Reichenbach, P. (2014): Synoptic pan-European landslide susceptibility assessment: The ELSUS 1000 v1 map. . In: K. Sassa, P. Canuti, Y. Yin: Landslide Science for a Safer Geoenvironment. Springer, Berlin, S. 117-122.
Günther, A., Reichenbach, P., Malet, J.-P., van den Eeckhaut, M., Hevás, J., Dashwood, C., Guzetti, F. (2012): Tier-based approaches for landslide susceptibility assessment in Europe. Landslides, DOI: 10.1007/s10346-012-0349-1.
Guzzetti, F., Cardinali, M., Reichenbach, P. (1994): The AVI Project: A Bibliographical and Archive Inventory of Landslides and Floods in Italy. Environmental Management, 18, S. 623-633.
Guzzetti, F., Mondini, A.C., Cardinali, M., Fiorucci, F., Santangelo, M., Chang, C. (2012): Landslide inventory maps: New tools for an old problem. Earth-Science Reviews 112, S. 42-66.

Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M., Stark, C.P. (2007): Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe. Meteorology and Atmospheric Physics 98, S. 239-267.

Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M., Stark, C.P. (2008): The rainfall intensity–duration control of shallow landslides and debris flows: an update. Landslides (submitted), 5, S. 3-17.

Guzzetti, F., Reichenbach, P., Ardizzone, F., Cardinali, M., Galli, M. (2006): Estimating the quality of landslide susceptibility models. Geomorphology, 81, S. 166-184.

Habbe, K.A. (1989): Der Karst der Fränkischen Alb. Formen, Prozesse, Datierungsprobleme. In: T. F., R. Gömmel: Die Fränkische Alb. Schriften des Zentralistituts für Fränkische Landeskunde und Allgemeine regionalforschung an der Universität Erlangen-Nürnberg, Neustadt an der Aisch, S. 35-76.

Hack, R. (2000): Geophysics for slope stability. Surveys in Geophysics, 21, S. 423-448.

Hallbauer, C. (1986): Beitrag zum Absturzverhalten von Felsmassen. Zeitschrift für Angewandte Geologie, 32, S. 39-42.

Hammer, H. (1985): Systematische ingenieurgeologische Untersuchung von Hangrutschungen im Nordbayerischen Deckgebirge, Eigenverlag der Landesgewerbeanstalt, Nürnberg, 103 S.

Haneberg, W.C., onder Gocke, A. (1994): Rapid water level fluctuations in a thin colluvium landslide west of Cincinnati, Ohio. US Geological Survey Bulletin, 2059 C, S. 1-16.

Hansen, A. (1984): Landslide hazard analysis. In: D. Brunsden, D.B. Prior: Slope Instability. Wiley, New York, S. 523-602.

Hardenbicker, U., Grunert, J. (2001): Temporal occurence of mass movements in the Bonn area. Zeitschrift für Geomorphologie (Supplementbände), 125, S. 13-24.

Hardenbicker, U., Grunert, J., Skowronek, A. (1992): Bodenumlagerungen infolge von Hangrutschungen im Bonner Raum. Mitteilungen der deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 68, S. 165-168.

Harris, C., Ellis, S. (1980): Micromorphology of soils in soliflucted materials, Okstindan; Northern Norway. Geoderma, 23, S. 11-29.

Harris, C., Lewkowicz, A.G. (1993): Form and internal structure of active-layer detachment slides, Forsheim Peninsula, Ellesmere Island, Northwest Territories, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences 30, S. 1708-1714.

Hauck, C., Kneisel, C. (2008): Applied Geophysics in Periglacial Environments, Cambridge University Press, Cambridge, 240

Haunschild, H. (1966): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25000 - Blatt 6727 Schillingsfürst, Bayerisches Geologisches Landesamt München, 88 S.

Hegenberger, W. (1961): Der Bergrutsch von Einbühl bei Ebermannstadt. Geologische Blätter für Nordost-Bayern, 11,H3, S. 148-155.

Heim, A. (1932): Bergsturz und Menschenleben. Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft Zürich, Fretz & Wasmuth, Zürich, 219

Heitfeld, K.H. (1985): Ingenieurgeologie Probleme zwischen Locker- und Festgestein, Springer, Berlin, 695 S.

Hervás, J., Günther, A., Reichenbach, P., Malet, J.P., van den Eeckhaut, M. (2010): Harmonised approaches for landslide susceptibility mapping in Europe. In: J.-P. Malet, T. Glade, N. Casagli: Mountain Risks: Bringing Science to Society - Proceedings of the Mountain Risk International Conference, Straßbourg, S. 501-505.

Hiemstra, J., Rijsdijk, K. (2003): Observing artificially induced strain: implications for subglacial deformation. Journal of Quaternary Science, 18, S. 373-383.

Highland, L.M., Bobrowsky, P. (2008): The landslide handbook - A guide to understand landslides, U.S. Geological Survey Circular, Reston, Virginia, 129 S.

Hölder, H. (1953): Erosionsformen am Trauf der Schwäbischen Alb. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläonthologie Abhandlungen, 97, S. 345-378.

Hungr, O., Evans, S.G., Bovis, M.J., Hutchinson, J.N. (2001): A review of the classification of landslides of the flow type. Environmental & Engineering Geoscience, 7, S. 221-238.

Hungr, O., Leroueil, S., Picarelli, L. (2014): The Varnes classification of landslide types, an update. Landslides, 11, S. 167-194.

Hungr, O., Salgado, F.M., Byrne, P.M. (1989): Evaluation of a three-dimensional method of slope stability analysis. Canadian Geotechnical Journal, 26, S. 679-686.

Husaini, O., Ratnasamy, M. (2000): An early warning system for active landslides. Quarterly Journal of the Engineering Geology and Hydrogeology, 84, S. 299-305.

Hutchinson, J.N. (1988): Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. Landslides, Proceedings 5th International Symposium on Landslides, S. 3-35.

Hutchinson, J.N. (1991): Periglacial and Slope Processes. In: A.C. Forster, M.G.; Cripps, J.C.; Little, J.A.; Moon, C.F.: Quaternary Engineering Geology. Geological Society, London, S. 283-331.

Hutchinson, J.N. (1995): Landslide hazard assessment. In: D.H. Bell, Proceedings of the VI International Symposium on Landslides, Christchurch, New Zealand, S. 1805-1841.

Hütteroth, W. (1994): Bergrutsche an der nördlichen Fränkischen Alb. Mitteilungen der Fränkischen Geographischen Gesellschaft, 41, S. 182-204.

Iverson, R.M. (2000): Landslide triggering by rain infiltration. Water Resources Research, 36, S. 1897-1910.

Iverson, R.M., George, D.L., Allstadt, K., Reid, M.E., Collins, B.D., Vallance, J.W., Schilling, S.P., Godt, J.W., Cannon, C.M., Magirl, C.S., Baum, R.L., Coe, J.A., Schulz, W.H., Bower, J.B. (2015): Landslide mobility and hazards: implications of the 2014 Oso disaster. Earth and Planetary Science Letters 412, S. 197-208.

Jäger, D., Kreuzer, T., Wilde, M., Bemm, S., Terhorst, B. (2015): A spatial database for landslides in northern Bavaria: A methodological approach. Geomorphology, doi:10.1016/j.geomorph.2015.10.008.

Jäger, D., Sandmeier, C., Schwindt, D., Terhorst, B. (2013): Geomorphological and geophysical analyses in a landslide area near Ebermannstadt, Northern Bavaria. E&G Quaternary Science Journal, 62, S. 150-161.

Jäger, D., Sandmeier, C., Terhorst, B. (2012): Landslides and slope stability on the Franconian Alb, northern Bavaria. In: G. Koboltschnig, J. Hübl, J. Braun, Interpraevent extended abtracts, 12th congress Interpraevent. International Research society Interpraevent, Grenoble, S. 186-187.

Jäger, S., Dikau, R. (1994): The temporal occurrence of landslides in south Germany. In: R. Casale, R. Fantechi, J.C. Flageollet: The temporal occurrence and forecasting of landslides in the European Community. Commission of the European Community Programme EPOCH, Contract 90 0025, Final Report, Vol. II, Brüssel, S. 509-559.

Jakob, M., Lambert, S. (2009): Climate Change effects on landslides along the southwest coast of British Columbia. Geomorphology, 107, S. 275-284.

Jelínek, R., Maitan, S., Omura, H. (2001): Slope movements in Slovakia– Geographic and geological characteristics. Journal of the Faculty of Agriculture, Kyushu University, 45, S. 589-600.

Johnsen, G., Klengel, K.J. (1973): Blockbewegungen an der Wellenkalksteilstufe Thüringens aus ingenieurgeologischer Sicht. Engineering Geology, 7, S. 231-257.

Jongmans, D., Garambois, S. (2007): Geophysical investigation of landslides : a review. Bulletin de la Societe Geologique de France, 178, S. 101-112.

Kany, M., Hammer, H. (1985): Statistische Untersuchungen von Rutschungen im Nordbayerischen Deckgebirge. In: K.H. Heitfeld: Ingenieurgeologische Probleme im Grenzbereich zwischen Locker- und Festgesteinen. Springer, Berlin, S. 256-265.

Katzenbach, R., Krauter, E., Lauterbach, M. (2001): Möglichkeiten und Grenzen der Beobachtungsmethode bei labilen Gebirgsverhältnissen. In: R.A. Herrmann: Messtechnik im Erd- und Grundbau. 1. Siegener Symposium, Siegen, S. 125-132.

Kearey, P., Brooks, M., Hill, I. (2002): An Introduction into Geophysical Exploration, Blackwell Science, Oxford, 281 S.

Kirschbaum, D.B., Adler, R., Hong, Y., Hill, S., Lerner-Lam, A. (2010): A global landslide catalog for hazard applications: method, results, and limitations. Nat Hazards, 52, S. 561-575.

Klawa, M., Ulbrich, U. (2003): A Model for the estimation of storm losses and the identification of severe winter storms in Germany. Natural Hazards and Earth System Science, 3, S. 725-732.

Klinkenberg, M. (2008): Einfluss des Mikrogefüges auf ausgewählte petrophysikalische Eigenschaften von Tongesteinen und Bentoniten Dissertation, Georg August Universität Göttingen, Göttingen, 144 S.

Klose, M. (2015): Landslide Databases as Tools for Integrated Assessment of Landslide Risk. Springer Theses - Recognizing Outstanding Ph.D. Research, Springer, Berlin, 156

Klose, M., Damm, B., Gerold, G. (2012): Analysis of Landslide Activity and Soil Moisture in Hillslope Sediments Using a Landslide Database and a Soil Water Balance Model. GEO-ÖKO, 33, S. 204-231.

Klose, M., Gruber, D., Damm, B., Gerold, G. (2014): Landslide Susceptibility Modeling on Regional Scales: The Case of Lower Saxony, NW Germany. In: K. Sassa, P. Canuti, Y. Yin: Landslide Science for a Safer Geoenvironment. . Springer, Berlin, S. 437-442.

Kneisel, C. (2003): Electrical resistivity tomography as a tool for geomorphological investigations - some case studies. Zeitschrift für Geomorphologie (Supplementbände), 132, S. 37-49.

Kneisel, C., Hauck, C. (2003): Multi-method geophysical investigation of sporadic permafrost occurence. Zeitschrift für Geomorphologie (Supplementbände), 132, S. 145-159.

Knödel, K., Krumme, H., Lange, G. (2005): Geophysik. Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten, Springer, Berlin, 1102 S.

Komac, M., Fajfar, D., Ravnik, D., Ribicic, M. (2007): Slovenian national landslide database– A promising approach to slope mass movement prevention plan. Geologija, 50, S. 393-402.

Korup, O. (2004): Landslide-induced river channel avulsions in mountains catchments of southwest New Zealand. Geomorphology, 63, S. 57-80.

Kraut, C. (1995): Der Einfluss verschiedener Geofaktoren auf die Rutschempfindlichkeit an der Schichtstufe der Schwäbischen Alb. Auswertung vorhandener Literatur- und Kartenbefunde mit Hilfe eines Datenbanksystems. Diplomarbeit, Eberhard-Karls-Universität Tübingen, Tübingen, 109 S.

Krautblatter, M., Hauck, C. (2007): Electrical resistivity tomography monitoring of permafrost in solid rock walls. Journal of Geophysical Research-Earth Surface, 112, S. 14.

Krauter, E. (1992): Hangrutschungen - ein Umweltproblem. Ingenieurvermessung, Dümmler, Bonn, V 4/1-V4/12

Krauter, E. (1994): Hangrutschungen und deren Gefährdungspotential für Siedlungen. Geographische Rundschau 46, S. 422-428.

Krauter, E. (1995): Böschungsrutschungen im Rheinischen Schiefergebirge, u.a. am Beispiel des Autobahnabschnittes an der A 61 bei Bengen, Bergisch-Gladbach.

Krauter, E. (1998): Rutschungen unter Kontrolle? Monitoring und Stabilisierung von Massenbewegungen. Geospektrum, 4, S. 20-24.

Krauter, E., Feuerbach, J., Lauterbach, M. (2004): Risikoabschätzung von Hangbewegungen und Schutzkonzepte, 9th Congress Interpreavent, Riva del Garda, S. 113-124.

Krauter, E., Kerzan, K., Hofmann, G. (1988): Deformationen von Felshängen und ihre Abhängigkeit vom geologischen Aufbau im Bereich des Straßennetzes im Rheinischen Schiefergebirge. In: A.S.H. Bundesministerium für Verkehr: Straßenbau und Straßenverkehrstechnik, Bonn-Bad Godesberg, S. 1-315.

Krauter, E., Köster, M. (1991): Stabilitätsprobleme an Felsböschungen im Rheinischen Schiefergebirge. Geotechnik, Sonderheft 1991, S. 22-37.
Krauter, E., Kumerics, C., Feuerbach, J., Lauterbach, M. (2012): Abschätzung der Risiken von Hang- und Böschungsrutschungen durch die Zunahme von Extremwetterereignissen. Berichte der Bundesanstalt für Straßenwesen und Straßenbau, 75, S. 1-61.
Krauter, E., Lauterbach, M. (2001): Ingenieurgeologische Untersuchungen von Großrutschungen in der Pfalz. . Geo-Tagung der Pfälzischen Gesellschaft zur Förderung der Wissenschaften, 9
Krauter, E., Lippomann, R., Moser, M., Müller, B., Prinz, H. (1996): Kinematical-geotechnical aspects of landslides in Germany, 7th international Symposium on landslides Trondheim, S. 251-257.
Krauter, E., Von Platen, H., Queisser, A., Steingötter, K. (1985): Hangstabilitäten im Mainzer Becken. In: K.-H. Heitfeld: Ingenieurgeologische Probleme im Grenzbereich zwischen Locker- und Festgesteinen. Springer, Berlin, S. 281-295.
Kromp-Kolb, H., Formayer, H. (2005): Schwarzbuch Klimawandel, Ecowin/Herold, Salzburg, 222 S.
Krönert, F. (2013): Der Einfluss von Niederschlag auf gravitative Massenbewegungen an der Fränkischen Alb. unveröffentlichte Zulassungsarbeit, Julius-Maximilians-Universität Würzburg, Würzburg, 74 S.
Kubiena, W. (1938): Micropedology, Collegiate Press, Ames, 243 S.
Lang, H.J., Huder, J., Amann, P., Puzrin, A.M. (2011): Bodenmechanik und Grundbau, Springer, Heidelberg, 336 S.
Lapenna, V., Lorenzo, P., Perrone, A., Piscitelli, S., Rizzo, E., Sdao, F. (2005): 2D electrical resistivity imaging of some complex landslides in Lucanian Apennine chain, southern Italy. Geophysics, 70, S. B11-B18.
Lee, E.M. (2001): Geomorphological Mapping. In: J.S. Griffiths: Land Surface Evaluation for Engeneering Practice. Geological Society, London, S. 53-56.
Lehmann, O. (1942): Über Böschungswinkel und Böschungshöhen im Hinblick auf den Bergsturz von Goldau. Eclogae Geologicae Helvetiae, 35, S. 55-65.
Leser, H., Stäblein, G. (1978): Legende der geomorphologischen Karte 1:25000 (GMK 25): 3. Fassungen im GMK Schwerpunktprogramm, Berlin, S. 79-90.
Leung, A., Wang Wai Ng, C. (2015): Field investigation of deformation characteristics and stress mobilization of a soil slope. Landslides, 12, S. 1-12.
Loew, S., Isching, V., Moore, J.R., Keller-Signer, A. (2012): Monitoring of potentially catastrophic rockslides. In: E. Eberhardt, C. Froese, A.K. Turner, S. Leroueil: Landslides and Engineered Slopes, Protecting Society Through Improved Understanding: Proceedings of the 11th International and 2nd North American Symposium on Landslides and Engineered Slopes, Banff, Canada. Taylor & Francis Group, London, S. 98-108.
Loke, M.H. (2010): Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys, 129
Loke, M.H., Barker, R.D. (1995): Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections. Geophysics, 60, S. 1682-1690.
Lorenz, M. (2013): Modellierung der Hangstabilität im Gebiet Ebermannstadt. unveröffentlichte Diplomarbeit, Julius-Maximilians-Universität Würzburg, Würzburg, 114 S.
Major, J.J. (2000): Gravity-driven consolidation of granular slurries: implications for debris-flow depesition and depostit characteristics. Journal of Sedimentary Research, 70, S. 64-83.
Malamud, B.D., Turcotte, D.L., Guzzetti, F., Reichenbach, P. (2004): Landslide inventories and their statistical properties. Earth Surface Processes and Landforms, 29, S. 687-711.

Malet, J.P., Maquaire, O., Calais, E. (2002): The use of Global Positioning System techniques for the continous monitoring of landslides: application to the Super.Sauze earthflow (Alpes-de-haute-Provence, France). Geomorphology, 43, S. 33-54.

Maltman, A.J. (1988): The importance of shear zones in naturally deformed wet sediments. Tectonophysics, 145, S. 163-175.

Mauritsch, H.J., Seiberl, W., Arndt, R., Römer, A., Schneiderbauer, K., Sendlhofer, G.P. (2000): Geophysical investigations of large landslides in the Carnic Region of southern Austria. Engeneering Geology, 56, S. 373-388.

McCann, D.M., Forster, A. (1990): Reconnaissance geophysical methods in landslide investigations. Engineering Geology, 29, S. 59-78.

McConnell, R.G., Brock, R.W. (1904): Report on the great landslide at Frank, Alberta, Canada, Canadian Department of the Interior, Ottawa, Ottawa, 17

McKean, J., Roering, J. (2004): Objective landslide detection and surface morphology mapping using high-resolution airborne laser altimetry. Geomorphology, 57, S. 331-351.

Menzies, J. (2000): Micromorphological analyses of microfabrics and microstructures, indicative of deformation processes. In: A.J.H. Maltman, B.; Hambrey, M.J.: Deformations of Glacial Materials. Geological Society, London, S. 245-258.

Menzies, J. (2012): Strain pathways, till internal architecture and microstructures - perspectives on a general kinematic model - a "blueprint" for till development. Quaternary Science Reviews, 50, S. 105-124.

Menzies, J., Ellwanger, D. (2012): Micromorphology of the Mannheim Formation taken from the UniNord Core, Heidelberg Basin Depocentre, Upper Rhine Graben. LGRB-Informationen, 26, S. 87-106.

Menzies, J., Zaniewski, K. (2003): Microstructures within a modern debris flow deposit derived from Quaternary glacial diamiction - a comparative micromorphological study. Sedimentary Geology, 157, S. 31-48.

Merklein-Lempp, I. (1985): Ursachen und Mechanismen des Trocknungs-Befeuchtungs-Zerfalls überkonsolidierter Pelite. In: K.H. Heitfeld: Ingenieurgeologische Probleme im Grenzbereich zwischen Locker- und Festgestein. Springer, Berlin, S. 59-74.

Meyer, R.K.F., Schmidt-Kaler, H. (1992): Durch die Fränkische Schweiz. Wanderungen in die Erdgeschichte, F.Pfeil, München, 167 S.

Meyer, R.K.F., Viohl, G., Zorn, H. (1972): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000 - Blatt Nr. 5933 Weismain, Bayerisches Geologisches Landesamt, München, 160 S.

Michoud, C., Bazin, S., Blikra, L.H., Derron, M.H., Jaboyedoff, M. (2013): Experiences from site-specific landslide early warning systems. Natural Hazards and Earth Systems, 13, S. 2659-2673.

Miller, J.D., Gaskin, G.J. (1996): The development and application of the ThetaProbe soil water sensor. MLURI Technical Note, Maculay Land Use Research Institute, Aberdeen, 15

Minar, J., Evans, I.S. (2008): Elementary forms for land surface segmentation: The theoretical basis of terrain analysis and geomorphological mapping. Geomorphology, 95, S. 236-259.

Mittelbach, H., Lehner, I., Seneviratne, S.I. (2012): Comparison of four soil moisture sensor types under field conditions in Switzerland. Hydrology, 430-431, S. 39-49.

Möller, R., Glade, T., Dikau, R. (2001): Application of Soil Mechanical Response Units (SMRU) in regional landslide hazard assessment. Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd., 125, S. 139-159.

Montadon, F. (1933): Chronologie des grands eboulements alpins du debut de l'ere chretienne a nos jours. Materiaux pour l'Etude des Calamities, 32, S. 272-340.

Montgomery, D.R., Schmidt, K.M., Greenberg, H.M., Dietrich, W.E. (2000): Forest clearing and regional landsliding. Geology, 28, S. 311-314.

Moser, M., Rentschler, K. (1999): Geotechnik der Kriech- und Gleitprozesse im Bereich des Juras der Frankenalb. In: E. Bibus, B. Terhorst: Angewandte Studien zu Massenbewegungen, Tübingen, S. 193-212.

Mücher, H.J., de Ploey, J. (1977): Experimental and micromorphological investigation of erosion and redeposition of loess by water. Earth Surface Processes, 2, S. 117-124.

Müller, K.W. (1957): Der Bergrutsch bei Ebermannstadt (Fränk. Alb) vom 18./19. Februar 1957. Geologische Blätter für Nordost-Bayern, 7, S. 119-124.

Müller, K.W. (1959): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000 - Blatt Nr. 6233 Ebermannstadt, Bayerisches Geologisches Landesamt, München, 58 S.

Müller, L. (1964): The rock slide in the Vaiont valley. Felsmechanik und Ingenieurgeologie, 2, S. 148-212.

Nay, K. (1807): Goldau und seine Gegend, wie sie war und was sie geworden, Orell Füssli, Zürich, 390

Neuhäuser, B. (2005): Probabilistische Beurteilung der Rutschanfälligkeit zur Einschätzung der Gefährdung durch Hangrutschungen am Beispiel Schwäbische Alb, AGIT 2005, Symposium und Fachmesse für Angewandte GeoInformatik, Salzburg, S. 129-137.

Neuhäuser, B. (2014): Landslide Susceptibility and Climate Change Scenarios in Flysch Areas of the Eastern Alps. Dissertation, Julius-Maximilians-Universität Würzburg, Würzburg, 208 S.

Neuhäuser, B., Terhorst, B. (2007): Landslide susceptibility assessment using "weights-of-evidence" applied to a study area at the Jurassic escarpment (SW-Germany). Geomorphology, 86, S. 12-24.

Neuhäuser, B., Terhorst, B. (2009): Assessment of the Landslide Susceptibility at the Jurassic Escarpment of the Swabian Alb by Means of GIS-based Statistical-probabilistic Evaluation. PFG Photogrammetrie, Fernerkundung, Geoinformation, 2009, S. 143-160.

Nüesch, R. (1991): Tongesteine als Barriere für Deponien und ihre Eignung. In: B. Schwaighofer, H.W. Müller: Tonminerale und Geotechnik. Mitteilungen des Instituts für Bodenforschung und Baugeologie, Universität für Bodenkultur Wien, Wien, S. 17-25.

Otto, J.-C., Sass, O. (2006): Comparing geophysical methods for talus slope investigations in the Turtmann valley (Swiss Alps). Geomorphology, 76, S. 257-272.

Perrone, A., Iannuzzi, A., Lapenna, V., Lorenzo, P., Piscitelli, S., Rizzo, E., Sdao, F. (2004): High-resolution electrical imaging of the Varco d'Izzo earthflow (southern Italy). Journal of Applied Geophysics, 56, S. 17-29.

Perrone, A., Piscitelli, S., Lapenna, V. (2012): Electrical resistivity tomographies for landslide monitoring: A Review. Berichte Geologische Bundesanstalt, 93, S. 129-134.

Petley, D.N. (2010): On the impact of climte change and population growth on the occurrence of fatal landslides in South, East and SE Asia. Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology, 43, S. 487-496.

Petschko, H., Bell, R., Glade, T. (2015): Effectiveness of visually analyzing LiDAR DTM derivates for earth and debris slide inventory mapping for statistical susceptibility modelling. Landslides (submitted), DOI 10.1007/s10346-015-0622-1, S. 16.

Pfeffer, K.-H. (1990): Relief- und Reliefgenese - wichtige Parameter im Geoökosystem der Frankenalb. Tübinger Geographische Studien, 105, S. 247-266.

Pfeffer, K.-H. (2000): Zur Entstehung der Oberflächenformen der nördlichen Frankenalb. Bamberger Geographische Schriften, Sonderfolge 6, S. 109-125.

Phillips, E.R.A., C.A. (2000): Micromorphological evidence for polyphase deformation of glaciolacustrine sediments from Strathspey, Scotland. In: A.J.H. Maltman, B.; Hambrey, M.J.: Deformation of glacial materials. Geological Society, London, S. 279-292.

Prestinizini, A., Bianchi-Fasani, G., Bozzano, F., Esposito, C., Martino, S., Mazzanti, P., Scarascia-Mugnozza, G. (2012): From the refinement of geological models to risk management: the role of landslide monitoring In: E. Eberhardt, C. Froese, A.K.

Turner, S. Leroueil: Protecting Society Through Improved Understanding: Proceedings of the 11th International and 2nd North American Symposium on Landslides and Engineered Slopes, Banff, Canada. Taylor & Francis Group, London, S. 1883-1887.
Prinz, H., Strauß, R. (2006): Ingenieurgeologie, Spektrum, Heidelberg, 738
Prokeskova, R., Medvedova, A., Taborik, P., Snopkova, Z. (2013): Towards hydrological triggering mechanisms of large deep-seated landslides. Landslides, 10, S. 239-254.
Pusch, R. (1999): Experience from preperation and investigation of clay microstructure. Engineering Geology, 54, S. 187-194.
Radbruch-Hall, D. (1978): Gravitational creep of rock masses on slopes. In: B. Voight: Rockslides and Avalanches Natural Phenomena. Elsevier, Amsterdam, S. 608-657.
Ray, R., Jacobs, J.M., Ballestero, T.P. (2011): Regional landslide susceptibility: spatiotemporal variations under dynamic soil moisture conditions. Nat Hazards, 59, S. 1317-1337.
Razizadeh, F.B. (1980): Ingenieurgeologische und bodenmechanische Charakteristika überkonsolidierter jurassischer Tone (am Beispiel des Opalinustons) mit besonderer Berücksichtigung der Gliederung des Verwitterungsprofils. Dissertation, Friedrich-Alexander-Universität Erlangen, Erlangen, 200 S.
Reichenbach, P., Carrara, A. & Guzetti, F. (2002): Preface - Assessing and mapping landslide hazards and risk. Natural Hazards and Earth System Science, 2, S. 1-2.
Reid, M.E. (1994): A pore pressure diffusion model for estimating landslide inducing rainfall. Journal of Geology, 102, S. 709-717.
Renger, M., Bohne, K., Facklam, M., Harrach, T., Riek, W., Schäfer, W., Wessolek, G., Zacharias, S. (2009): Bodenpyhsikalische Kennwerte und Berechnungsverfahren für die Praxis - Teil I: Ergebnisse und Vorschläge der DBG-Arbeitsgruppe "Kennwerte des Bodengefüges" zur Schätzung bodenphysikalischer Kennwerte. Bodenökologie und Bodengenese, TU Berlin, Berlin, 80 S.
Reynolds, J.M. (2011): An Introduction to Applied and Environmental Geophysics, John Wiley & Sons, Chincester, 785
Rice, J.M., Paulen, R.C., Menzies, J., McClenaghan, M.B. (2014): Micromorphological descriptions of till from pit K-62, Pine Point mining district, Northwest Territories. Geological Survey of Canada, Open File 7526, S. 1-30.
Robinson, D.A., Campbell, C.S., Hopmans, J.W., Hornbuckle, B.K., Jones, S.B., Knight, R., Ogden, F., Selker, J., Wendroth, O. (2008): Soil moisture measurements for ecological and hydrological watershed scale observatories: A review. Vadose Zone Journal, 7, S. 358-389.
Rogers, D., Tsirkunov, V. (2010): Costs and benefits of early warning systems.
Salger, M. (1979): Die Bohrungen Neudorf b. Luhe A und B: Mineralogische Untersuchungsergebnisse. Geologische Blätter für Nordost-Bayern, 29, S. 167-170.
Sass, O., Bell, R., Glade, T. (2008): Comparison of GPR, 2D-resistivity and traditional techniques for the subsurface exploration of the Öschingen landslide, Swabian Alb (Germany). Geomorphology, 93, S. 89-103.
Scherzer, J., Schaaf, W., Hüttl, R.F. (1996): Eignung von FDR- und TDR-Sonden zur Erfassung der Bodenfeuchte in Kippsubstraten mit erhöhter elektrischer Leitfähigkeit. Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 80, S. 279-282.
Schmanke, V., Kirschhausen, D., Grunert, J. (1996): Bodengefährdung durch Hangrutschungen. Mitteilungen der deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 79, S. 427-430.
Schmidt, H.-H., Buchmaier, R.F., Vogt-Breyer, C. (2014): Grundlagen der Geotechnik, Springer, Wiesbaden, 779 S.
Schmidt, J., Dikau, R. (2004): Modelling historical climate variability and slope stability. Geomorphology, 60, S. 433-447.

Schmidt, K.-H., Beyer, I. (2001): Factors controlling mass movement susceptibility on the Wellenkalk-scarp in Hesse and Thuringia. Zeitschrift für Geomorphologie (Supplementbände), 125, S. 43-63.
Schmidt, K.-H., Beyer, I. (2003): High-magnitude landslide events on a limestone-scarp in central Germany: morphometric characteristics and climatic controls. Geomorphology, 49, S. 323 - 342.
Schrott, L., Hoffmann, T. (2008): Refraction Seismics. In: C. Hauck, C. Kneisel: Applied Geophysics in Periglacial Environments. Cambridge University Press, Cambridge, S. 57-80.
Schrott, L., Otto, J.-C., Götz, J., Geilhausen, M. (2013): Fundamental Classic and Modern Field Techniques in Geomorphology: an Overview. In: J.F. Shroder: Treatise on Geomorphology. Academic Press, San Diego, S. 6-21.
Schrott, L., Sass, O. (2008): Application of field geophysics in geomorphology: Advances and limitations exemplified by case studies. Geomorphology, 93, S. 55-73.
Schulz, W.H., McKenna, J.P., Kibler, J.D., Biavati, G. (2009): Relations between hydrology and velocity of a continuously moving landslide - evidence of pore-pressure feedback regulating landslide motion? Landslides, 6, S. 181-190.
Schwindt, D. (2013): Permafrost in ventilated talus slopes below the timberline. Dissertation, Julius-Maximilians-Universität Würzburg, Würzburg, 350 S.
Sharpe, C.F.S. (1938): Landslides and related Phenomena, Columbia University Press, New York, 137
Skempton, A.W. (1953): The colloidal Activity of Clays. Proceedings of the Third International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engeneering, S. 57-61.
Smith-Rose, R.L. (1993): The electrical Properties of Soil for Alternating Currents at Radio Frequencies. Proceedings of the Royal Socienty of London, 140, S. 359-377.
Socco, L.V., Jongmans, D., Boiero, D., Stocco, S., Maraschini, M., Tokeshi, K., Hantz, D. (2010): Geophysical investigation of the Sandalp rock avalanche deposits. Journal of Applied Geophysics, 70, S. 277-291.
Soldati, M., Corsini, A., Pastuto, A. (2004): Landslides and climate change in the Italian Dolomites since the late glacial. Catena, 55, S. 141-161.
Spectrum Technologies (2009): TDR 100 soil Moisture Meter (Product Manual), S. 20.
Stefan, S. (2014): Infiltrationsmessungen auf Böden und Sedimenten der Rutschung bei Obergailnau (Frankenhöhe). unveröffentlichte Bachelorarbeit, Julius-Maximilians-Universität Würzburg, Würzburg, 51 S.
Stoops, G. (2003): Guidelines for analysis and description of soils and regolith thin sections, Soil Science Society of America Madison, 184 S.
Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E. (1990): Applied Geophysics, Cambridge University Press, Cambridge, 751
Terhorst, B. (1997): Formenschatz, Alter und Ursachenkomplexe von Massenverlagerungen an der schwäbischen Juraschichtstufe unter besonderer Berücksichtigung von Boden- und Deckschichtenentwicklung. Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Geographisches Institut der Universität Tübingen, Tübingen, 212 S.
Terhorst, B. (2001): Mass movements of various ages on the Swabian Jurassic escarpment: geomorphologic processes and their causes. Zeitschrift für Geomorphologie (Supplementbände), 125, S. 105-127.
Terhorst, B., Jäger, D. (2014): GIS-basierte Analyse von Rutschungen an der Schwäbischen und Fränkischen Alb. In: E. Krauter, J. Feuerbach, M. Lauterbach, Fachtagung Rutschungen, Folgen – Forschung – Praxis, 14. Weiterbildungsseminar der Forschungsstelle Rutschungen, Mainz, S. 19-22.
Terhorst, B., Kreja, R. (2009): Slope stability modelling with SINMAP in a settlement area of the Swabian Alb. Landslides, 6, S. 309-319.
Terlien, M.J.M., De Louw, P.G.B., van Asch, T., Hetterschijt, R.A.A. (1996): The assessment and modelling of hydrological failure conditions of landslides in the Puriscal area

(Costa Rica) and the Manizalis Region (Colombia). In: M.G. Anderson, S.M. Brooks: Advances in Hillslope Processes. Wiley, Chinchester, S. 837-855.
Terzaghi, K. (1950): Mechanism of Landslides. Application of Geology to Engeneering Practice, S. 83-123.
Terzaghi, K. (1962): Stability of slopes in hard unweathered rock. Geotechnique, 12, S. 251-272.
Terzaghi, K., Peck, R.B. (1948): Soil Mechanics in Engineering Practice, Wiley, New York, 566
The Canadian Geotechnical Society (1993): Multilingual Glossary for Landslides, The International Geotechnical Societies' UNESCO Working Party for World Landslide Inventory. BiTech Publishers Ltd, S. 32.
Thein, S. (1997): Massenverlagerungen an der Schwäbischen Alb – Modellierung und Gefährdungskarten unter Anwendung eines Geographischen Informationssystems. Dissertation, Eberhard-Karls-Universität Tübingen, Tübingen, 187 S.
Thein, S. (2000): Massenverlagerungen an der Schwäbischen Alb: statistische Vorhersagemodelle und regionale Gefährdungskarten unter Anwendung eines Geographischen Informationssystemen. Tübinger Geowissenschafliche Arbeiten, 187 S.
Theler, C. (2004): Micromorphology and debris flows. Diplom (unveröffentlicht), École Polytechnique Fédérale de Lausanne Lausanne.
Thiebes, B., Bell, R., Glade, T. (2007): Determinitische Analyse flachgründiger Hangrutschungen mit SINMAP - Fallstudie an der Schwaebischen Alb Geomorphology for the Future (Conference Proceedings), Obergurgl, S. 177-184.
Thuro, K., Singer, J., Festl, J. (2013): A geosensor network based monitoring and early warning systems for landslides. In: C. Margottini, P. Cantuni, K. Sassa: Landslide Science and practice. Springer, Berlin.
Topp, G.C., Davis, J.L., Annan, A.P. (1980): Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. Water Resources Research, 16, S. 574-582.
Traveletti, J., Delacourt, C., Allemand, P., Malet, J.P., Schmittbuhl, J., Toussaint, R., Bastard, M. (2012): Correlation of multi-temporal ground based optical images for landslide monitoring: Application, potential and limitations. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, 70, S. 39-55.
Troll, C., Paffen, K.H. (1969): Karte der Jahreszeitenklimate der Erde. Erdkunde: Archiv für wissenschaftliche Geographie, 18, S. 5-28.
v. Freyberg, B. (1966): Der Faziesverband im unteren Malm Frankens. Ergebnisse der Stromatometrie. Erlanger Geologische Abhandlungen, 62, S. 112.
van Asch, T., Sukmantalya, I.N. (1993): The modeling of soil slip erosion in the upper Komering area, South Sumatra Province, Indonesia. Geografica fisica e Dimamica Quaternaria, 16, S. 81-86.
van Asch, T.W.J., Buma, J., van Beek, L.P.H. (1999): A view on some hydrological triggerings systems in landslides. Geomorphology, 30, S. 25-32.
van den Eeckhaut, M., Hervás, J. (2012a): Landslide inventories in Europe and policy ecommendations for their interoperability and harmonisation, Ispra, Italy.
van den Eeckhaut, M., Hervás, J. (2012b): State of the art of national landslide databases in Europe and their potential for assessing landslide susceptibility, hazard and risk. Geomorphology, 139–140, S. 545-558.
van der Meer, J.J.M. (1993): Microscopic evidence of subglacial deformation. Quaternary Science Reviews, 12, S. 553-587.
van der Meer, J.J.M. (1996): Micromorphology. In: J. Menzies: Glacial Environments. Butterworth & Heinemann, Oxford, S. 335-355.
van der Meer, J.J.M., Menzies, J. (2011): The micromorphology of unconsolidated sediments. Sedimentary Geology, 238, S. 213-232.

van der Meer, J.J.M., Menzies, J., Rose, J. (2003): Till, the deformable glacier bed. Quaternary Science Reviews, 22, S. 1659-1685.
van der Meer, J.J.M., Menzies, J., Rose, J. (2010): Handbook of the 7th International Workshop: Micromorpology of Glacial Sediments, Queen Mary University, London,
van Fliet-Lanoe, B. (2010): Frost action. In: G.M. Stoops, V.; Mees, F. : Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths. Elsevier, Amsterdam, S. 81-108.
van Westen, C.J. (2000): The modeling of landslide hazards using GIS. Surveys in Geophysics 21, S. 241-255.
van Westen, C.J. (2013): Remote Sensing and GIS for Natural Hazards Assessment and Disaster Risk Management. Treatise on Geomorphology, 3, S. 259-298.
van Westen, C.J., Castellanos, E., Kuriakose, S.L. (2008): Spatial data for landslide susceptibility, hazard, and vulnerability assessment: An overview. Engineering Geology, 102, S. 112-131.
van Westen, C.J., Rengers, N., Soeters, R. (2003): Use of Geomorphological Information in Indirect Landslide Susceptibility Assessment. Nat Hazards, 30, S. 399-419.
van Westen, C.J., Van Asch, T., Soeters, R. (2006): Landslide hazard and risk zonation - why is it still so difficult? Bulletin of Engeneering Geology and the Environment, 65, S. 167-184.
Varga, K., Becht, M., Damm, B. (2006): Ansätze der GIS-gestützten räumlichen Modellierung von Rutschgefahren in Buntsandsteingebieten Nordhessens und Südniedersachsens (BRD). Angewandte Geoinformatik, 2006, S. 679-684.
Varnes, D.J. (1978): Slope movement types and processes. In: R.L. Schuster, Krizek, R.J.: Special Report 176: Landslide Analysis and Control. Transportation Research Council. National Academy of Science, Wahington D.C., S. 11-33.
Varnes, D.J. (1984): Landslide hazard zonation: A review of principles and practice, United Nations, Paris, 63
Veder, C. (1979): Rutschungen und ihre Sanierung, Springer, Wien / New York, 232 S.
Vereecken, H., Kollet, S., Simmer, C. (2010): Patterns in soil-vegetation-atmosphere systems: monitoring, modeling and data-assimilation. Vadose Zone Journal, 9, S. 821-827.
Vinnikov, K.Y., Robock, A., Speranskaya, N.A., Schlosser, A. (1996): Scales of temporal and spatial variabilitiy of midlatitude soil moisture Journal of geophysical Research Atmospheres, 101 (D3), S. 7163-7174.
von der Heyden, D. (2004): Rutschungen an den Malmschichtstufen der nordwestlichen Frankenalb: Untersuchungen zu Formenschatz, Alter und Ursachen, WiKu, Stuttgart / Berlin, 137 S.
von der Heyden, D., Garleff, K., Buschsiewecke, P. (1993): Hangrutschungen um die Altenburg bei Bamberg. Berichte der Naturforschenden Gesellschaft Bamberg, 68, S. 33-43.
von der Mühll, D., Hauck, C., Gubler, H. (2002): Mapping of mountain permafrost using geophysical methods. Progress in Physical Geography, 26, S. 643-660.
von Freyberg, B. (1961): Das Bild des Bergrutsches 1961 vom Einbühl bei Ebermannstadt. Geologische Blätter für Nordost-Bayern, 11, S. 155-161.
von Moos, A. (1950): Konsistenzgrenzen scheizerischer bindiger Lockergesteine. Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen, 30, S. 311-321.
Wallrauch, E. (1969): Verwitterung und Entspannung bei überkonsolidierten tonig-schluffigen Gesteinen Südwest-Deutschlands. Dissertation, Eberhard-Karls-Universiät Tübingen, Tübingen, 184 S.
Ward, R.C., Robinson, M. (2000): Principles of Hydrology, McGraw-Hill, Maidenhead, 450 S.
Wen, B., Wang, S., Wang, E., Zhang, J. (2004): Characteristics of rapid giant landslides in China. Landslides, 1.
Wenzel, B. (1994): Zur Lithostratigraphie und Sedimentologie des Röt und zu den Massenverlagerungen an der Röt-/Muschelkalkgrenze in Nordosthessen. Gießener Geologische Schriften 53, S. 379.

Wetzel, K.-F., Sass, O., von Restorff, C. (2006): Mass movement processes in unconsolidated Pleistocene sediments - a multi-method investigation at the "Hochgraden" (Jenbach/Upper Bavaria). Erdkunde, 60, S. 246-260.

Wiedenmann, J., Rohn, J., Moser, M. (2013): Systematische Untersuchungen von Hangbewegungen im Nordbayerischen Raum. In: K. Thuro, 19.Tagung für Ingenieurgeologie, München, S. 6.

Wilde, M. (2013): Geomorphologische und pedologische Analysen der Rutschungen an der Druidenleite bei Ebermannstadt. unveröffentlichte Diplomarbeit, Julius-Maximilians-Universität Würzburg, Würzburg, 107 S.

Xie, M., Esaki, T., Zhou, G., Mitani, Y. (2003): Geographic Information Systems-Based Three-Dimensional Critical Slope Stability Analysis and Landslide Hazard Assessment. Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, 129, S. 1109-1118.

Yeh, H.-F., Lee, C.-H. (2013): Soil water balance model for precipitation-induced shallow landslides. Environmental Earth Sciences, 70, S. 2691-2701.

Zaniewski, K. (2001): Plasmic fabric analyses of glacial sediments using quantitative image analysis methods and GIS techniques. Dissertation, Universiteit van Amsterdam, Amsterdam, 219 S.

Zaruba, Q., Mencl, V.E. (1969): Landslides and their control, Elsevier, Amsterdam, 324

Zêzere, L., Vaz, T., Pereira, S., Oliveira, S.C., Marques, R., Garcia, R.A.C. (2015): Rainfall thresholds for landslide activity in Portugal: a state of the art. Environmental Earth Sciences, 73, S. 2917-2936.

Zürl, K. (1980): Rutschungen im Ornatenton der Frankenalb. LGA Rundschau, 80-1, S. 4-19.

Internetquellen

- www.LfU.Bayern.de; Homepage des Bayerischen Landesamts für Umwelt. (letzter Zugriff: 21.6.2015)

- www.DWD.de/webwerdis; Online Plattform für meteorologische Daten und Produkte des Deutschen Wetterdienstes (DWD). (letzter Zugriff: 16.4.2015)

- geoportal.bayern.de; BayernAtlas des Bayerischen Staatsministeriums der Finanzen für Landesentwicklung und Heimat (letzter Zugriff: 22.8.2015)

Versicherung an Eides Statt

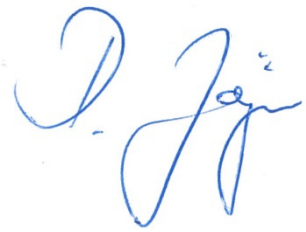
Ich, Daniel Jäger, wohnhaft in der Weingartenstraße 8 in 97072 Würzburg (Matrikel-Nr. 1357277), versichere an Eides Statt durch meine Unterschrift, dass ich die Dissertation mit dem Titel „Steuerungsfaktoren der Hangstabilität an Massenbewegungen im Fränkischen Schichtstufenland“ selbstständig und ohne fremde Hilfe angefertigt, alle Stellen, die ich wörtlich oder im Sinne nach aus Veröffentlichungen entnommen habe, als solche kenntlich gemacht und ich auch keine anderen als die von mir angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt habe.

Ich versichere an Eides Statt durch meine Unterschrift, dass ich die Regeln der Universität Würzburg über gute wissenschaftliche Praxis eingehalten habe, insbesondere, dass ich die Gelegenheit zum Promotionsvorhaben nicht kommerziell vermittelt bekommen und insbesondere nicht eine Person oder Organisation eingeschaltet habe, die gegen Entgelt Betreuer, bzw. Betreuerinnen für die Anfertigung von Dissertationen sucht.

Ich versichere an Eides Statt, dass ich die vorgenannten Angaben nach bestem Wissen und Gewissen gemacht habe und dass die Angaben der Wahrheit entsprechen und ich nichts verschwiegen habe.

Die Strafbarkeit einer falschen eidesstattlichen Versicherung ist mir bekannt, namentlich die Strafandrohung gemäß § 156 StGB bis zu drei Jahren Freiheitsstrafe oder Geldstrafe bei vorsätzlicher Begehung der Tat gemäß § 161 Abs. 1 StGB bis zu einem Jahr Freiheitsstrafe oder Geldstrafe bei fahrlässiger Begehung.

Würzburg, den 3. Oktober 2016



Daniel Jäger