

Seismische Untersuchung von Lockergesteins- Hangrutschungen und ihr Beitrag zum ganzheitlichen Verständnis der Hangdynamik

Von der Fakultät für Bau- und Umweltingenieurwissenschaften
der Universität Stuttgart zur Erlangung der Würde eines
Doktor-Ingenieurs (Dr.-Ing.) genehmigte Abhandlung

Vorgelegt von
Marco Walter
aus Leipzig

Hauptberichter: Prof. Dr. rer. nat. Manfred Joswig
Mitberichter: Prof. Dr.-Ing. habil. Christian Moormann

Tag der mündlichen Prüfung: 16.11.2012

Institut für Geophysik der Universität Stuttgart

2013

“Das Gefühl des ehrfürchtigen Staunens, das uns die Naturwissenschaft vermitteln kann, gehört zu den erhabensten Erlebnissen, deren die menschliche Seele fähig ist. Es ist eine tiefe ästhetische Empfindung, gleichrangig mit dem Schönsten, das Dichtung und Musik uns geben können. Es gehört zu den Dingen, die das Leben lebenswert machen, und am meisten gilt das gerade dann, wenn es in uns die Überzeugung weckt, dass unsere Lebenszeit endlich ist.”

Richard Dawkins

Der entzauberte Regenbogen - Wissenschaft, Aberglaube und die Kraft der Phantasie

Danksagung

Zum Gelingen dieser Arbeit haben mehrere Personen, mehr oder weniger offensichtlich, beigetragen. Allen Beteiligten, auch den nicht namentlich erwähnten, möchte ich meinen herzlichen Dank aussprechen. Mein besonderer Dank gilt:

Prof. Manfred Joswig für die wissenschaftliche Betreuung dieser Arbeit, das in mich gesetzte Vertrauen und den Freiraum zum selbstständigen Arbeiten.

Prof. Christian Moormann für die Übernahme der Mitberichterstattung der vorliegenden Arbeit.

Patrick Blascheck, Eberhard Claar, Benjamin Sick, Uwe Niethammer, Ulrich Schwaderer, Sabrina Rothmund und Rolf Häfner für die Unterstützung bei den Messkampagnen und der Hilfe bei der Auswertung seismischer Daten.

Maria Walser für die Durchführung der refraktionsseismischen Untersuchungen am Heumöser Hang im Rahmen ihrer Diplomarbeit.

Bernadette Heinze und Martina Gassenmeier, die als wissenschaftliche Hilfskräfte seismische Daten prozessierten und Feldkampagnen unterstützten.

Dr. Rudolf Widmer-Schnidrig für die wissenschaftlichen Diskussionen und die Unterstützung bei der Visualisierung seismischer Daten.

Olaf Walter für die Hilfe bei elektrotechnischen Fragestellungen.

Dr. Martin Häge für die wissenschaftlichen Diskussionen.

Den Kollegen der Forschergruppe *Großhang* für das zur Verfügung stellen relevanter Referenzdaten des Heumöser Hangs und für die hilfreichen Diskussionen.

Sabrina Rothmund für die visuelle Darstellung von Ergebnissen in Geoinformationssystemen.

Jean-Philippe Malet für das zur Verfügung stellen relevanter Referenzdaten des Schlammstroms in Super-Sauze und die hilfreichen wissenschaftlichen Diskussionen.

Rebecca Werner für das Korrigieren englischer Textpassagen.

Der lokalen Bevölkerung in den Untersuchungsgebieten für ihre Unterstützung, vor allem Claude Chardenal, Norbert Peter, Wolfgang Peter, Albrecht Wörz und den Mitgliedern des Skiclubs Mühlebach.

Den Mitarbeitern des Instituts für Geophysik der Universität Stuttgart für die fruchtbare Zusammenarbeit und die angenehme Arbeitsatmosphäre.

Meiner Frau Claudia Walter und meinen Eltern für die Unterstützung während meines Studiums und meiner Promotion.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die Förderung meiner Arbeit im Rahmen der Forschergruppe *Großhang*.

Kurzfassung

Der seit Jahren zu verzeichnende Klimawandel verursacht im immer zunehmenden Maße Massenbewegungen an Berghängen mit katastrophalen Folgen für die Bevölkerung, die Umwelt und die Natur. Neben den immensen wirtschaftlichen Schäden stellen derartige Hangbewegungen eine starke Bedrohung der in den betroffenen Regionen lebenden Menschen dar. Aus diesen Gründen werden die Erforschung derartiger Massenbewegungen und die Betrachtung aller relevanten Faktoren und Prozesse immer wichtiger, um zu einem umfassenden Verständnis dieser Bewegungsphänomene zu gelangen.

Die eine Hangrutschung begünstigenden und auslösenden Prozesse werden dabei durch die Wechselwirkung hydrologischer, hydraulischer und bodenmechanischer Einflüsse auf unterschiedlichsten Zeit- und Raumskalen gesteuert. Im Rahmen der DFG-Forschergruppe „Kopplung von Strömungs- und Deformationsprozessen zur Modellierung von Großhangbewegungen“ wird in der vorliegenden Arbeit unter Anwendung des Verfahrens *Nanoseismic Monitoring* das raum-zeitliche Auftreten seismisch erfassbarer Deformationsprozesse an Lockergesteins-Hangrutschungen untersucht. Die Untersuchungen wurden exemplarisch am Heumöser Kriechhang in Österreich und am Schlammstrom in Super-Sauze, Frankreich, im Rahmen einzelner Messkampagnen und durch Langzeitmonitoring durchgeführt. Dabei konnten unterschiedliche Prozesse seismisch erfasst und identifiziert werden: rutschungsinduzierte Bruchprozesse, Felsstürze, Signale durch Rissentwicklung und Frostbrüche.

Der Fokus dieser Arbeit liegt im Wesentlichen in der Analyse von Bruchprozessen mit Magnituden von $M_L < 0.0$, die in beiden Untersuchungsgebieten observiert werden konnten. Die synoptische Interpretation zeigt, dass deren Generierung maßgeblich von der jeweiligen Untergrundtopographie beeinflusst wird. Am Heumöser Hang häufen sich die Bruchprozesse in einem Hangbereich, der die geringsten Bewegungsraten an der Oberfläche zeigt, wohingegen am Schlammstrom in Super-Sauze die Mehrheit der Bruchprozesse in einem Hangbereich auftreten, in dem die höchsten Bewegungsraten an der Oberfläche observiert wurden. Die unterschiedlichen Beobachtungen können durch das Einbeziehen der jeweiligen Topographie des basalen Festgesteins begründet werden. In Super-Sauze wird die Untergrundtopographie von Festgesteinskämmen charakterisiert, die in Bewegungsrichtung des Hanges orientiert sind und das gesamte Hangmaterial kanalisieren. Im Gegensatz dazu befindet sich im Untergrund des mittleren Bereichs des Heumöser Hanges eine signifikante Festgesteinserhöhung, die mit Hilfe refraktionsseismischer Verfahren aufgelöst werden konnte. Diese Erhebung im Untergrund fungiert als eine Art Barriere, die das Hangmaterial akkumulieren lässt und somit zum einen für die geringen Bewegungsraten an der Oberfläche, als auch für die räumliche Häufung von Bruchprozessen in diesem Hangbereich verantwortlich ist. Am Schlammstrom in Super-Sauze wird diese Interpretation zusätzlich durch das verstärkte Auftreten von Rissstrukturen an der Hangoberfläche in Bereichen, wo die basalen Festgesteinskämme liegen, gestützt. Die Beobachtungen am Heumöser Hang und am Schlammstrom in Super-Sauze zeigt durch den synoptischen Vergleich mit Studien bzgl.

der seismischen Erfassung von Bruchprozessen an der Slumgullion Hangrutschung (Colorado, USA), dass die Generierung von Bruchprozessen wesentlich von der Untergrundtopographie bzw. der lateralen Hangbegrenzungen beeinflusst wird.

Das zeitliche Auftreten der beobachteten Hangprozesse steht dabei in keinem allgemeingültigem Zusammenhang mit hydrologischen und geohydraulischen Einflüssen auf den jeweiligen Hangkörper. In einzelnen Messkampagnen zeigt sich zwar, dass z.B. Starkregen Hangprozesse vermehrt auslösen können, dies konnte allerdings nicht statistisch belastbar beobachtet werden. Dennoch werden im Rahmen dieser Arbeit mögliche Triggermechanismen analysiert und umfassend diskutiert.

Zusätzlich zu den bisher beschriebenen Hangprozessen konnten sowohl in Super-Sauze als auch am Heumöser Hang Signale beobachtet werden, die Felsstürzen zugeordnet werden konnten. Bei dem zerstörerischen Felssturzereignis am 10.05.2011 in der Nähe des Heumöser Hanges, wo sich ein geschätztes Volumen von 15.000 m³ aus dem massiven Felsverband löste, konnte mehrere Stunden vor dem Hauptereignis in dem Quellgebiet einzelne Signale beobachtet werden, die, vergleichbar mit den rutschungsinduzierten Bruchprozessen, als Spannungsabbauprozesse und somit als ‚Vorläuferereignisse‘ interpretiert wurden. Auch bei diesem großräumigen Ereignis sind die Faktoren, die letztlich den Felssturz ausgelöst haben, derzeit unbekannt.

Neben diesen hangrelevanten Prozessen konnten zusätzlich Signale beobachtet und durch zusätzliche Feldexperimente identifiziert werden, die im obersten Bereich der Sedimente durch Frostverwitterung generiert wurden. Inwiefern diese Prozesse die Stabilität eines Hanges beeinflussen können, wird ebenso umfassend diskutiert.

Da die Hangrutschungen in beiden Untersuchungsgebieten aus Lockersedimenten aufgebaut sind, können die seismisch beobachteten Deformationsprozesse nur in Abhängigkeit der Wassersättigung des jeweiligen Hangmaterials auftreten. In der vorliegenden Arbeit werden daher neben der Beschreibung des angewandten Verfahrens *Nanoseismic Monitoring*, der Signalklassifizierung und -identifizierung und dem raum-zeitlichen Auftreten der beschriebenen Hangprozesse, mögliche Herdmechanismen ausführlich erläutert und diskutiert.

Abstract

The climate change is causing an increasing amount of mass movements on hillslopes with catastrophic consequences for populations, the environment and nature. Besides the ecological damages, these slope movements pose a huge threat for the people living in the affected areas. For these reasons, the research of such mass movements and the consideration of all relevant parameters and processes are becoming increasingly important in order to get a comprehensive understanding of these movement phenomena.

Generally, the landslides promoting and triggering processes are controlled by the interaction of hydrological, hydraulic and soil-mechanical influences on varying scales in space and time. This study describes the analysis of the spatio-temporal occurrence of deformation processes on softrock-landslides by applying the method *Nanoseismic Monitoring*. The study was conducted within the DFG-research unit „Coupling of flow and deformation processes for modelling the movement of natural slopes“. The investigations were exemplarily carried out on the creeping Heumoes slope in Austria and the mudslide in Super-Sauze, France, by several field campaigns and long term measurements. During these campaigns, different processes were recorded and identified: slide-induced fracture processes, i.e. slidequakes, rockfalls, signals caused by fissure development and frost weathering processes.

The focus of this work is basically the analysis of slidequakes with magnitudes of $M_L < 0.0$, which were observed at both study areas. The synoptic interpretation shows that their generation is significantly controlled by the respective bedrock topography. At Heumoes slope, the slidequakes are clustered in a slope area where the lowest displacement rates at the surface were observed. By contrast, at the mudslide in Super-Sauze, the majority of slidequakes occur in the slope area with the highest average displacements at the surface. The different observations can be explained by the inclusion of the respective bedrock topography. In Super-Sauze, the bedrock is characterized by in-situ crests which are orientated in the direction of movement and channelize the sliding material. By contrast, the basal bedrock of the Heumoes slope shows a significant bulge which was observed by refraction seismics. This specific slope area is dominated by significant and abrupt changes of the bedrock topography, orientated more or less perpendicular to the movement direction of the entire slope that cause stresses to accumulate within the unstable material. Therefore, this barrier causes the lower displacement rates at the slope's surface and the spatial cluster of observed slidequakes. At Super-Sauze, this interpretation is supported by the increased occurrence of fissure patterns at the slope's surface in slope areas where the hidden in-situ crests control the slope's behaviour significantly. Additionally, the comparison of the joint observations at Heumoes slope and at the mudslide in Super-Sauze with a study dealing with seismic investigations of slidequakes at the Slumgullion landslide (Colorado, USA), shows that the generation of slidequakes seems to be significantly controlled by the bedrock topography and the lateral boundaries in general. The temporal occurrence of the observed slope-related processes is not generally associated with hydrological and hydraulic influences to the respective investigated landslide. The

influence of strong rain events to the slope stability was observed in single field campaigns, but could not be proven statistically. However, possible trigger mechanisms to slidequake generation are comprehensively analysed and discussed in this study.

In addition to the described slope-related deformation processes, signals caused by rockfalls were observed and identified at Heumoes slope as well as at the mudslide in Super-Sauze. On May 10 2011, a destructive rockfall event with an estimated rock volume of approximately 15,000 m³ occurred in the vicinity of the Heumoes slope. Several hours before the event occurred, discrete signals located in the source area of the rockfall were observed, which show remarkable similarities to the slope-related slidequakes. Therefore, these signals were interpreted as precursory stress relief processes of the main event. Even on this large-scale event, the factors which finally caused the massive rockfall are currently unidentified.

In addition to these slope-related processes, seismic signals caused by frost weathering of the top layer were observed in the field, and were identified by supplementary field experiments. To what extent these processes could influence the stability of landslides is equally discussed. As the investigated landslides in both study areas consist of soft sediments, the seismically observed deformation processes can only be generated in dependence on the water saturation of the respective slope material. Consequently, besides the description of the applied method *Nanoseismic Monitoring*, the signal classification and –identification and the spatio-temporal occurrence of the mentioned slope processes, possible source processes of the observed signals are explained and discussed in detail in this study.

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	15
Tabellenverzeichnis	19
Abkürzungsverzeichnis	21
1 Einleitung	23
1.1 Motivation	23
1.2 Gliederung der Arbeit	24
2 Hangverformungen und Methoden zur Untersuchung ihrer Dynamik	27
2.1 Klassifizierung von Hangverformungen	27
2.2 Hangverformungen begünstigende und auslösende Faktoren	30
2.3 Methoden zur Untersuchung von Hangrutschungen	31
3 Untersuchungsgebiete und Besonderheiten ihrer jeweiligen Dynamik	39
3.1 Heumöser Kriechhang (Vorarlberger Alpen)	39
3.1.1 Geologie	40
3.1.2 Darstellung des aktuellen Verständnisses der Hangdynamik	41
3.2 Schlammstrom in Super-Sauze (Französische Alpen)	45
3.2.1 Geologie	46
3.2.2 Darstellung des aktuellen Verständnisses der Hangdynamik	49
4 Nanoseismic Monitoring	53
4.1 Die Methode <i>Nanoseismic Monitoring</i>	53
4.1.1 Abgrenzung zu anderen seismischen Monitoringverfahren	54
4.1.2 Anwendungsgebiete für <i>Nanoseismic Monitoring</i>	56
4.2 Die Softwares <i>SonoView</i> und <i>HypoLine</i>	57
4.2.1 Klassifizierungskriterien registrierter Signale	57
4.2.2 Sonogramme	61
4.2.3 Daten Screening und Signalklassifizierung mit der Software <i>SonoView</i>	65
4.2.4 Lokalisierung von seismischen Ereignissen mit der Software <i>HypoLine</i>	69

5	Hangprozesse und ihre seismischen Signale	75
5.1	Tektonische Seismizität	75
5.2	Rutschungsinduzierte Bruchprozesse	79
5.2.1	Gewählte Untergrundmodelle zur Lokalisierung von Bruchprozessen	80
5.2.2	Lokalisierung von Bruchprozessen in Lockersedimenten	82
5.3	Entwicklung von Rissen	83
5.4	Lokale Felsstürze	85
5.5	Frostbrüche	87
5.6	Anthropogene und natürliche Störsignale	89
6	Ergebnisse und Interpretation der seismischen Untersuchung von Hangprozessen	97
6.1	Heumöser Kriechhang	97
6.1.1	Erstbeobachtung von rutschungsinduzierten Bruchprozessen	97
6.1.2	Indizien für Triggerung von Bruchprozessen durch Lokalbeben	99
6.1.3	Permanente seismische Überwachung 2009-2011	100
6.1.4	Felssturzereignis in der Rappenlochschlucht	107
6.2	Schlammstrom in Super-Sauze	109
6.2.1	Seismische Observierung diverser Hangprozesse	109
6.2.2	Analyse seismischer Signale durch Rissentwicklung	112
7	Synoptische Analyse und Interpretation	115
7.1	Räumliches Auftreten der Bruchprozesse	115
7.2	Zeitliches Auftreten der Bruchprozesse am Heumöser Hang	118
7.3	Mögliche Herdmechanismen der untersuchten Bruchprozesse	121
7.3.1	Seismologische Interpretation	121
7.3.2	Abschätzung der Herdfläche observierter Bruchprozesse	126
7.3.3	Deformation von Lockersedimenten	127
7.4	Analogien zur globalen Plattentektonik?	130
8	Zusammenfassung und Ausblick	133
9	Literaturverzeichnis	137

Anhang

- A1** WALTER, M. & JOSWIG, M. 2008. Seismic monitoring of fracture processes generated by a creeping landslide in the Vorarlberg Alps. *First Break*. 26, 131-135.
- A2** WALTER, M., NIETHAMMER, U., ROTHMUND, S. & JOSWIG, M. 2009. Joint analysis of the Super-Sauze (French Alps) mudslide by nanoseismic monitoring and UAV-based remote sensing. *First Break*. 27(8), 75-82.
- A3** WALTER, M., WALSER, M. & JOSWIG, M. 2011. Mapping Rainfall-Triggered Slidequakes and Seismic Landslide-Volume Estimation at Heumoes slope. *Vadose Zone Journal*. 10(2), 487-495.
- A4** WALTER, M., ARNHARDT, C. & JOSWIG, M. 2012. Seismic monitoring of rockfalls, slide quakes, and fissure development at the Super-Sauze mudslide, French Alps. *Engineering Geology*. 128, 12-22.
- A5** WALTER, M., SCHWADERER, U. & JOSWIG, M. Seismic monitoring of precursory fracture signals from a destructive rockfall in the Vorarlberg Alps, Austria. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 12, 3545-3555. doi:10.5194/nhess-12-3545-2012.

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 2.1:	Klassifizierung von Massenbewegungen anhand der materialabhängigen Art und Weise ihrer Bewegung (CRUDEN & VARNES 1996)	28
Abbildung 2.2:	Klassifizierung von Massenbewegungen anhand ihrer Bewegungsgeschwindigkeit und des Wassergehalts (ZEPP 2008)	29
Abbildung 3.1:	Geografie der Alpen und Lokationen der untersuchten Hangrutschungen	39
Abbildung 3.2:	Geologie des Heumöser Hanges (verändert nach SCHWENK 1999)	40
Abbildung 3.3:	Lage relevanter Instrumentierungen und ermittelte Bewegungsraten des Heumöser Hanges (verändert nach LINDENMAIER et al. 2005)	41
Abbildung 3.4:	Geologisches Profil und Inklinometermessungen in den Bohrlöchern KB3 und HH4 (WIENHÖFER et al. 2009a)	42
Abbildung 3.5:	Porenwasserdruckänderungen in verschiedenen Tiefen in der Bohrung KB3 in Abhängigkeit des Niederschlags (LINDENMAIER et al. 2005)	43
Abbildung 3.6:	Abgrenzung verschiedener Hydrotope am Heumöser Hang (LINDENMAIER et al. 2005)	44
Abbildung 3.7:	<i>ALS (Airborne Laserscan)</i> -Höhenmodell (2002-2005) des Heumöser Hanges mit vergrößerter Darstellung einzelner Rotationsrutschungen im östlichen Hangbereich (mit freundlicher Genehmigung vom Landesvermessungsamt Vorarlberg)	44
Abbildung 3.8:	Blick auf den Schlammstrom in Super-Sauze (Foto: Jean-Philippe Malet (2006))	45
Abbildung 3.9:	Spaltenförmige Verwitterung der schwarzen Mergel in Super-Sauze	46
Abbildung 3.10:	Geologie des Beckens von Barcelonnette mit aktiven und inaktiven Hanginstabilitäten (Quelle: http://eost.u-strasbg.fr/omiv/)	47
Abbildung 3.11:	Geologischer und geomorphologischer Aufbau des Schlammstroms in Super-Sauze (DE MONTETY et al. 2007)	48
Abbildung 3.12:	Durchschnittliche Geschwindigkeiten des Schlammstroms in Super-Sauze (nach AMITRANO et al. 2007) auf einem Luftbild von 2007 (mit freundlicher Genehmigung von Jean-Philippe Malet)	50
Abbildung 3.13:	Hydrologische Regimes des Schlammstroms in Super-Sauze (KRZEMINSKA et al. submitted.)	52
Abbildung 4.1:	Benötigtes Equipment eines SNS (Foto: Manfred Joswig (2005))	54

Abbildung 4.2:	Schrittweise Sonogrammgenerierung anhand zweier Registrierungen eines schwachen Lokalbebens bei schlechten und guten Bodenunruheverhältnissen.....	64
Abbildung 4.3:	Generierung der Supersonogramme anhand der Registrierungen eines schwachen Lokalbebens	66
Abbildung 4.4:	Screenshot der Software <i>SonoView</i> : 44 Minuten kontinuierlich registrierte Daten mit 3 SNS	68
Abbildung 4.5:	Screenshot der Software <i>HypoLine</i> im Array-Modus. Bestimmung des Rückazimuts und der Scheingeschwindigkeit eines schwachen Lokalbebens durch die kohärente Überlagerung der P- und S-Phase.....	72
Abbildung 4.6:	Screenshot der Software <i>HypoLine</i> im Netzwerk-Modus. Lokalisierung eines schwachen Lokalbebens ($M_L = 0,9$ in 6,0 km Tiefe) durch die Überlagerung der Richtstrahlen, des t_S-t_P -Kreises und der Tripelpunkte der Hyperbeln eines SNS	74
Abbildung 5.1:	Seismogramme und Sonogramme des Signals des teleseismischen Ereignisses des Sendai-Bebens ($M_W = 9,0$), registriert am Heumöser Hang	76
Abbildung 5.2:	Seismogramme und Sonogramme des Signals eines Regionalbebens ($M_L = 3,5$ in ~250 km Entfernung), registriert am Heumöser Hang.....	77
Abbildung 5.3:	Seismogrammem und Sonogramme des Signals eines Lokalbebens ($M_L = 1,4$ in ~14 km Entfernung), registriert am Heumöser Hang.....	78
Abbildung 5.4:	Seismogramme und Sonogramme typischer Signale von Bruchprozessen: (a) am Heumöser Hang, (b) am Schlammstrom in Super-Sauze, (c) Vorläuferereignis des Felssturzes in der Rappenlochschlucht	80
Abbildung 5.5:	Supersonogramme verschiedener Signale zur Verdeutlichung des Einflusses von Lockersedimenten auf die Signalregistrierung	83
Abbildung 5.6:	Seismogramme und Sonogramme des Signals durch Rissentwicklung, registriert am Schlammstrom in Super-Sauze.....	84
Abbildung 5.7:	Seismogramme und Sonogramme des Signals eines Felssturzes, registriert am Schlammstrom in Super-Sauze.....	86
Abbildung 5.8:	Seismogramme und Sonogramme des Signals des Felssturzes in der Rappenlochschlucht am 10.05.2011, registriert am Heumöser Hang.....	87
Abbildung 5.9:	Seismogramme und Sonogramme des Signals eines Frostbruchs, registriert am Heumöser Hang	88
Abbildung 5.10:	Seismogramme und Sonogramme anthropogener Schallsignale am Heumöser Hang.....	90

Abbildung 5.11: Seismogramme und Sonogramme des anthropogenen Störsignals einer Wasserpumpe, registriert am Heumöser Hang.....	91
Abbildung 5.12: Seismogramme und Sonogramme des periodischen, anthropogenen Störsignal eines Skilifts, registriert am Heumöser Hang.....	92
Abbildung 5.13: Seismogramme und Sonogramme des Signals einer vorbeifahrenden Pistenraupe, registriert am Heumöser Hang.....	93
Abbildung 5.14: Seismogramme und Sonogramme des Schallsignals von Donner eines Unwetters, registriert am Heumöser Hang.....	94
Abbildung 6.1: Zeitliche Abfolge der am Heumöser Hang und am Schlammstrom in Super-Sauze durchgeführten seismischen Untersuchungen.....	97
Abbildung 6.2: Lokationen der seismischen Stationen und der Epizentren der lokalisierten Bruchereignisse am Heumöser Hang im Messzeitraum vom 08.09.2005 - 14.09.2005	98
Abbildung 6.3: Niederschlagsintensität im September 2005 (unten) und Anzahl von observierten Bruchprozessen pro Tag während der Messzeiträume im September 2005 am Heumöser Hang	98
Abbildung 6.4: Lokationen der Bruchprozesse, die während der Messkampagnen zwischen 2005 - 2008 am Heumöser Hang registriert wurden	100
Abbildung 6.5: Epizentren der während der permanenten seismischen Überwachung des Heumöser Hanges (2009 - 2011) lokalisierten Lokalbeben	101
Abbildung 6.6: Lokationen der 83 während der permanenten seismischen Überwachung (2009 - 2011) am Heumöser Hang registrierten Bruchprozesse.....	102
Abbildung 6.7: Zeitliches Auftreten der 83 während der permanenten seismischen Überwachung (2009 - 2011) am Heumöser Hang registrierten Bruchprozesse	103
Abbildung 6.8: Lufttemperatur, Niederschlagsintensität, Schneehöhe, Grundwasserpegel und Anzahl der observierten Bruchprozesse pro Tag während der permanenten seismischen Überwachung des Heumöser Hanges (2009 - 2011).....	105
Abbildung 6.9: Zeitliches Auftreten der 33 Episoden von Frostbrüchen während der permanenten seismischen Überwachung des Heumöser Hanges (2009 - 2011) sowie die im gleichen Zeitraum registrierte Lufttemperatur.....	106
Abbildung 6.10: Geografischer Überblick der Region der Rappenlochschlucht, Lokation relevanter hydrologischer und meteorologischer Stationen und Umriss des Heumöser Hanges; geplottet auf einem Airborne Laser Scan (2002 - 2005, vom Land Vorarlberg freundlicherweise zur Verfügung gestellt) .	107

Abbildung 6.11: Zeitliches Auftreten der observierten Felsstürze und Bruchereignisse am 10.05.2011 in der Rappenlochschlucht in Abhängigkeit ihrer Magnituden.....	108
Abbildung 6.12: Epizentren der im Juli 2008 am Schlammstrom in Super-Sauze lokalisierten Bruchprozesse. Links: Geplottet auf die durchschnittlichen Bewegungsraten nach AMITRANO et al. (2007); rechts: Geplottet auf ein Luftbild aus dem Jahr 1956 (zur Verfügung gestellt vom Institut Geographique National, Kampagne F3139–3639)	109
Abbildung 6.13: Anzahl der während der Messkampagne im Juli 2008 in Super-Sauze registrierten Signale, die durch Rissentwicklung generiert wurden, geplottet auf die durchschnittlichen Bewegungsraten nach AMITRANO et al. (2007)	111
Abbildung 6.14: Aufbau des Feldexperiments am Schlammstrom in Super-Sauze zur Observierung der Entwicklung von Rissen mit Hilfe von seismischen und geotechnischen Messungen.....	112
Abbildung 6.15: Grundwasserpegel, kumulative Darstellung der mit der <i>GPS</i> -Station registrierten Bewegungen, kumulative Darstellung der mit dem Extensometer registrierten Bewegungen sowie die kumulative Darstellung der Anzahl registrierter seismischer Ereignisse während des Feldexperiments in Super-Sauze vom 13.07. - 25.07.2009	113
Abbildung 6.16: Seismogramm und Sonogramm des Signals eines Felssturzes und des Signals durch Rissentwicklung, registriert am Schlammstrom in Super-Sauze.....	114
Abbildung 7.1: Epizentren der zwischen 2005 und 2011 am Heumöser Hang observierten Bruchprozesse.....	115
Abbildung 7.2: Schematische Darstellung der vorrangigen Generierung von Bruchprozessen am Heumöser Hang an der Erhöhung der basalen Festgesteinstopographie (Untergrundtopographie verändert nach WALSER 2008)	116
Abbildung 7.3: Schematische Darstellung der vorrangigen Generierung von Bruchprozessen am Schlammstrom in Super-Sauze an der Grenze zwischen Hangmaterial und Festgesteinskämmen (Untergrundtopographie verändert nach AMITRANO et al. 2007)	117
Abbildung 7.4: Schematische Darstellung der vorrangigen Generierung von Bruchprozessen an der Slumgullion Hangrutschung entlang der Grenze zwischen Hangmaterial und der lateralen Festgesteinsbegrenzung (Untergrundtopographie verändert nach FLEMING et al. 1999).....	118
Abbildung 7.5: Tägliche Niederschlagsmenge am Heumöser Hang von Januar 2005 bis Mai 2011	119

Abbildung 7.6:	Lokationen einzelner Rotationsrutschungen in der Nähe des Heumöser Hanges als Folge des Starkregenereignisses vom 23. August 2005, geplottet auf ein Luftbild des Jahres 2006 (vom Land Vorarlberg freundlicherweise zur Verfügung gestellt)	120
Abbildung 7.7:	Magnituden-Häufigkeits Beziehung, Abschätzung der Vollständigkeitsmagnitude und <i>b</i> -Wert Bestimmung der observierten Bruchprozesse am Heumöser Hang und am Schlammstrom in Super-Sauze.....	122
Abbildung 7.8:	Die drei Moden von Bruchprozessen (MARTEL 2004).....	123
Abbildung 7.9:	Epizentren der Bruchprozesse, die während der permanenten seismischen Überwachung des Heumöser Hanges (2009 - 2011) innerhalb der Stationsauslage lokalisiert wurden.....	124
Abbildung 7.10:	Ersteinsätze eines innerhalb des Netzwerks am Heumöser Hang (2009 - 2011) lokalisierten Bruchprozesses	125
Abbildung 7.11:	Zusammenhang zwischen Momentenmagnitude und Bruchfläche für verschiedene tektonische Regimes (WELLS & COPPERSMITH 1994)	126
Abbildung 7.12:	Kohäsion und Reibungswinkel in Abhängigkeit der Wassersättigung des Materials dreier Lockergesteins-Hangrutschungen der französischen Alpen	128
Abbildung 7.13:	Verlauf der Scherfestigkeit, des Karbonatgehalts, des Wassergehalts und der Konsistenzgrenzen über die Tiefe der Bohrung HH4 am Heumöser Hang (LINDENMAIER, persönliche Mitteilung).....	129
Abbildung 7.14:	Lokationen der während der permanenten seismischen Überwachung des Heumöser Hanges (2009 - 2011) observierten Bruchprozesse, geplottet auf die Kartierung dessen ökologischer Feuchte (nach LINDENMAIER et al. 2005)	129

Tabellenverzeichnis

Tabelle 4.1:	Eigenschaften von mikroseismischen Netzwerken, <i>Nanoseismic Monitoring</i> (grau hervorgehoben) und <i>Passive Seismic Emission Tomography</i> (verändert nach JOSWIG (2008)).....	56
Tabelle 4.2:	Klassifizierungskriterien zur Unterscheidung von Signalen, die durch anthropogene Aktivitäten, tektonische Seismizität oder Hangprozessen generiert wurden.....	60

Abkürzungsverzeichnis

a	Seismizitätsrate
$A(\omega, t)$	Amplitude der spektralen Leistungsdichte der STFT eines Signals
α	Rückazimut
b	b-Wert, tektonischer Parameter
b_{err}	Fehlerabschätzung der b-Wert Bestimmung
$D(\omega, t)$	Funktion der Rauschanpassung
Δt_{ij}	Laufzeitdifferenz eines Signals zwischen den Stationen s_i und s_j
H	Anzahl von Hyperbeln
λ	Wellenlänge
M	Magnitude
M_C	Vollständigkeitsmagnitude
M_L	Lokalmagnitude
$M_{L,eq}$	äquivalente Lokalmagnitude
M_W	Momentenmagnitude
$M(\omega)$	Median des Rauschens
$\mu(\omega)$	arithmetisches Mittel des Rauschens
N	Anzahl von Erdbeben
$N_D(\omega)$	logarithmische Varianz des Rauschens
n	Anzahl von Phaseneinsätzen
s	Herddistanz eines Erdbebens
s_i	einzelne seismische Stationen
s'_i	Projektion der Station s_i auf den Richtstrahl
$\sin^2(\tau)$	Fensterfunktion zur Berechnung der FFT bzw. STFT eines Signals
$S(\omega)$	Standardabweichung des Rauschens
$SONO(\omega, t)$	Sonogramm eines Signals
$\sigma(\omega)$	Varianz des Rauschens
T_R	Anzahl von Tripelpunkten
t	Zeit
t_0	Herdzeit eines Erdbebens
t_i	Einsatzzeit eines Signals an Station s_i
t_p	Einsatzzeit der P-Phase
t_s	Einsatzzeit der S-Phase
τ	Zeitsignal
v	Ausbreitungsgeschwindigkeit seismischer Wellen
v_a	Scheingeschwindigkeit seismischer Wellen
v_p	Ausbreitungsgeschwindigkeit der P-Phase
v_s	Ausbreitungsgeschwindigkeit der S-Phase

x, y, z	geografische Koordinaten eines Erdbebens (z entspricht der Herdtiefe)
x_i, y_i	geografische Koordinaten der Station s_i
$x(\tau)$	Segment eines Zeitsignals
$X(\tau)$	FFT von $x(\tau)$
ω	Frequenz eines Signals
ALS	Airborne Laserscan
CTBTO	Preparatory Commission for the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization
DFG	Deutsche Forschungsgemeinschaft
ETS	Episodic Tremor and Slip
FFT	Fast Fourier Transformation
GERESS	German Regional Experimental Seismic System
GMT	Generic Mapping Tool
GPR	Ground Penetrating Radar
GPS	Global Positioning System
GRF	Gräfenberg-Array
IASPEI	International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior
IASP91	IASPEI - Earth Reference Model nach KENNETT & ENGDAHL (1991)
InSAR	Interferometric Synthetic Aperture Radar
LED	Landeserdbebendienst Baden-Württemberg
LIDAR	Light Detection and Ranging
LTA	Long Term Average
NORSAR	Norwegian Seismic Array
OMIV	Observatoire Multidisciplinaire des Instabilités de Versants
OSI	On-Site-Inspection
PSD	Power Spectral Density
PSET	Passive Seismic Emission Tomography
SED	Schweizer Erdbebendienst
SISSY	Seismic Impulse Source System
SNR	Signal-to-Noise-Ratio
SNS	Seismic Navigating System
STA	Short Term Average
STFT	Short-Time-Fourier-Transformation
TLS	Terrestrial Laserscanning
UAV	Unmanned Aerial Vehicle
UTC	Coordinated Universal Time
ZAMG	Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik Österreich

1 Einleitung

1.1 Motivation

Durch den seit Jahrzehnten zu verzeichnenden Klimawandel als auch durch anthropogene Ursachen (z.B. Waldrodung, wachsende Besiedlung von Bergregionen) führen Hanginstabilitäten weltweit im zunehmenden Maße zu menschlichen Opfern sowie hohen wirtschaftlichen und ökologischen Schäden (ALEXANDER 2004). Gleichzeitig sind die komplexen, interagierenden geologischen, hydrologischen, hydraulischen und bodenmechanischen Prozesse sowie deren äußere Einflüsse (z.B. klimatische Verhältnisse, Erdbeben), die in der Summe zu Hanginstabilitäten führen, derzeit nicht umfassend erforscht. Die mit dem Klimawandel verbundene Erderwärmung führt zu einer in alpinen Gebieten zu einer Verschiebung des Permafrostbodens in immer größere Höhenlagen und somit zu einer negativen Beeinflussung einst stabiler Bodenzonen. Zum anderen treten immer häufiger extreme Wetterereignisse, z.B. Starkregen, auf, die ebenfalls auf die Stabilität von Berghängen einwirken können (CRUDEN & VARNES 1996).

Die Mehrzahl von Erd- und Hangrutschungen werden tatsächlich durch Starkregenereignisse getriggert (TSAPARAS et al. 2002). Die Mehrheit solcher Ereignisse, z.B. Erdrutsche oder Murenabgänge, stellen allerdings einmalige Vorgänge dar, wo Hangbereiche innerhalb kurzer Zeit ihre Stabilität verlieren und sich talabwärts bewegen. Dagegen stellen sich langsamer bewegende Hangrutschungen (cm-m pro Jahr), wie sie im Rahmen dieser Arbeit untersucht wurden, deutlich komplexere und meist auch räumlich größere Systeme dar, die bei einem späteren möglichen Totalversagen der Hangstabilität eine wesentlich größere Bedrohung darstellen (CRUDEN & VARNES 1996).

Die Motivation dieser Arbeit ist es, einen Beitrag zum umfassenden Verständnis von Hangrutschungen zu leisten, um zukünftig derartige Hangbewegungen ganzheitlich numerisch beschreiben und ihre Bedrohung, sofern möglich, durch entsprechende Maßnahmen mindern zu können.

Unter Anwendung des Verfahrens *Nanoseismic Monitoring* (JOSWIG 2008) soll das raumzeitliche Auftreten rutschungsinduzierter Hangprozesse an zwei exemplarisch ausgewählten Lockergesteins-Hangrutschungen im Rahmen der DFG-Forschergruppe *Großhang* („Kopplung von Strömungs- und Deformationsprozessen zur Modellierung von Großhangbewegungen“) seismisch untersucht werden.

Weiterführende geophysikalische Untersuchungsmethoden sowie Feldexperimente sollen dabei die passiven seismischen Messungen flankieren. Erdbebenstatistische Untersuchungen und die Analyse von Laborexperimenten an Lockersedimenten sollen dazu beitragen, mögliche Herdmechanismen zu bestimmen.

1.2 Gliederung der Arbeit

Ein integraler Bestandteil dieser Arbeit ist, neben der Beschreibung der angewandten Methoden und den daraus resultierenden Ergebnissen, die ausführliche Darstellung der verschiedenen Formen von Massenbewegungen, ihren dynamischen Prozessen und Methoden, um diese zu untersuchen. Dies dient dazu, die in dieser Arbeit dargestellten Untersuchungen und erzielten Ergebnisse umfassend in die Gesamtinterpretation einbinden zu können.

In *Kapitel 2* werden, in Abhängigkeit ihrer dynamischen Prozesse, die unterschiedlichen Arten von Hangverformungen und Faktoren, die Hanginstabilitäten begünstigen bzw. auslösen können, ausführlich beschrieben. Zusätzlich werden die multidisziplinären Ansätze, um sowohl die Gesamtheit einzelner Hangprozesse als auch ihre Interaktion zu untersuchen, detailliert aufgezeigt.

Die im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Hangrutschungen, die Besonderheiten ihrer Dynamik und das aktuelle Verständnis ihrer Prozesse sind in *Kapitel 3* beschrieben.

Kapitel 4 beinhaltet die Beschreibung des Verfahrens *Nanoseismic Monitoring*, potentielle Anwendungsmöglichkeiten und Besonderheiten, die es bei ihrer Anwendung auf Hangrutschungen zu berücksichtigen gilt. Ebenso wird eine Abgrenzung der Methode zu anderen seismischen Monitoring-Verfahren vorgenommen. Gleichzeitig werden die verwendeten Software-Applikationen *SonoView* und *HypoLine* sowie Kriterien zur Analyse und Identifizierung relevanter Signale erläutert.

In Anlehnung an das vorige Kapitel sind in *Kapitel 5* sowohl die Eigenschaften der zu untersuchenden Signale von Hangprozessen als auch die der Signale tektonischen und anthropogenen Ursprungs ausführlich beschrieben.

Kapitel 6 beinhaltet die Ergebnisse der Anwendung des in *Kapitel 4* beschriebenen Verfahrens auf die im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Lockergesteins-Hangrutschungen und deren Interpretationen unter Berücksichtigung der in den *Kapiteln 2* und *3* dargestellten Zusammenhänge hangspezifischer Prozesse.

In *Kapitel 7* werden die an den jeweiligen Lockergesteins-Hangrutschungen ermittelten Ergebnisse aus *Kapitel 6* synoptisch interpretiert, um zu einem, ggf. auf andere Hänge übertragbaren, Prozessverständnis bzgl. des raum-zeitlichen Auftretensmusters observierter Hangprozesse zu gelangen. Gleichzeitig werden mögliche Herdmechanismen der observierten seismischen Signale anhand weiterführender seismologischer und bodenmechanischer Analysen sowie statistischer Betrachtungen diskutiert. Zusätzlich enthält dieses Kapitel einen

Beitrag zur Diskussion möglicher Analogien der seismisch observierten Hangprozesse zu seismischen Phänomenen der globalen Plattentektonik.

Die wesentlichen Ergebnisse dieser Arbeit liegen als eigenständige Manuskripte vor.

2 Hangverformungen und Methoden zur Untersuchung ihrer Dynamik

In diesem Kapitel werden die unterschiedlichen Arten von Hangverformungen bzw. Massenbewegungen, deren begünstigenden und auslösenden Faktoren sowie inter- bzw. multidisziplinäre Ansätze zu deren Untersuchung grundlegend erläutert. Gleichzeitig wird vor diesem Hintergrund die Eingliederung der im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Hangrutschungen beschrieben.

2.1 Klassifizierung von Hangverformungen

Massenbewegungsprozesse treten in vielfältiger Form auf, bei denen zum einen zahlreiche Übergangsformen existieren und zum anderen häufig komplexe Systeme aus Kombinationen unterschiedlicher Prozesse auftreten (VARNES 1978, CRUDEN & VARNES 1996). Grundsätzlich können Massenbewegungen nach folgenden Kriterien klassifiziert werden:

- **der Art des am Transport beteiligten Mediums** (gravitationsbedingte Massenbewegungen (z.B. Bergstürze), Abtragung und Transport durch Wind (z.B. äolische Denudation), Massenbewegungen unter Mitwirkung von Wasser, Eis und/oder Schnee (z.B. Muren), Massenbewegungen durch Frosteinwirkung (Solifluktion) und Abtragung und Transport durch Gletschereis (glaziale Abtragung); nach AHNERT (2003)),
- **der Art und Dimension des bewegten Materials** (z.B. Fels, Schutt, Sedimente; nach VARNES (1978)),
- **der Art und Weise der Bewegung** (z.B. stürzende, kippende, rutschende, fließende, spreizende Bewegung; nach VARNES (1978)) sowie
- **der Geschwindigkeit der Bewegung** (z.B. Unterscheidung zwischen Bodenkriechen und Bodenfließen; nach ZEPP (2008)).

Eine der gebräuchlichsten Klassifizierungen von Massenbewegungen erfolgt nach VARNES (1978) bzw. CRUDEN & VARNES (1996). Sie klassifizieren die Materialbewegungen nach der Art und Weise der Bewegung unter Berücksichtigung des Materialtyps (Abbildung 2.1). Unberücksichtigt bleiben in dieser Klassifizierung jedoch die Geschwindigkeiten der Bewegung sowie die Art des am Transport beteiligten Mediums. Da die im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Hanginstabilitäten (Kapitel 3) aus heterogenen, bindigen Lockersedimenten bestehen und relativ geringe Bewegungsgeschwindigkeiten (cm-dm/a) aufweisen, wird im Folgenden auf die Hangprozesse des „Bodenfließens“ bzw. „Bodenkriechens“ näher eingegangen.

VARNES (1978) definiert das Bodenfließen als eine hangabwärts gerichtete Bewegung von losem, unsortierten Material, die sich im Wesentlichen durch ihre Zusammensetzung, dem Wassergehalt und der Geschwindigkeit der Bewegung unterscheidet. Er unterscheidet dabei zwischen dem Murgang (engl. debris flow), dem schnellen Murgang (engl. debris avalanche),

dem Erdfließen (engl. earthflow), dem Schlammstrom (engl. mudflow) und dem Bodenkriechen (engl. creep).

Material		ROCK	DEBRIS	EARTH
Movement type				
FALLS		Rock fall	Debris fall Scree Debris cone	Earth fall Colluvium Debris cone
	TOPPLES	Rock topple	Debris topple Debris cone	Earth topple Cracks Debris cone
	SLIDES	Rotational	Single rotational slide (slump) Failure surface	Multiple rotational slide Crown Scarp Head Minor Scarp Failure surface Toe
Translational (Planar)		Rock slide	Debris slide	Earth slide
SPREADS	<p>e.g. cambering and valley bulging</p>			Earth spread
FLOWS	Solifluction flows (Periglacial debris flows)	Debris flow		Earth flow (mud flow)
COMPLEX	e.g. Slump-earthflow with rockfall debris		e.g. composite, non-circular part rotational/part translational slide grading to earthflow at toe	

Abbildung 2.1: Klassifizierung von Massenbewegungen anhand der materialabhängigen Art und Weise ihrer Bewegung (CRUDEN & VARNES 1996).

Grundsätzlich können Fließ- bzw. Kriechvorgänge nach ihrer Geschwindigkeit unterschieden werden. Der Prozess des Bodenkriechens erstreckt sich zumeist über einen sehr langen Zeitraum mit geringen Bewegungsraten (mm/a), wohingegen Prozesse des Bodenfließens Bewegungsraten von bis zu 10 cm/a und Murgänge bis zu 60 km/h erreichen können (ZEPP 2008). Fließvorgänge können des Weiteren anhand ihres Wassergehalts unterschieden werden. So sind Murgänge an periodisch auftretende Starkniederschläge gekoppelt und somit nur bei einer sehr hohen Materialfeuchte überhaupt möglich. Ein Ansatz zur Klassifizierung von Massenbewegungen in Abhängigkeit ihres Wassergehalts und der Geschwindigkeit Ihrer Bewegung ist in Abbildung 2.2 dargestellt.

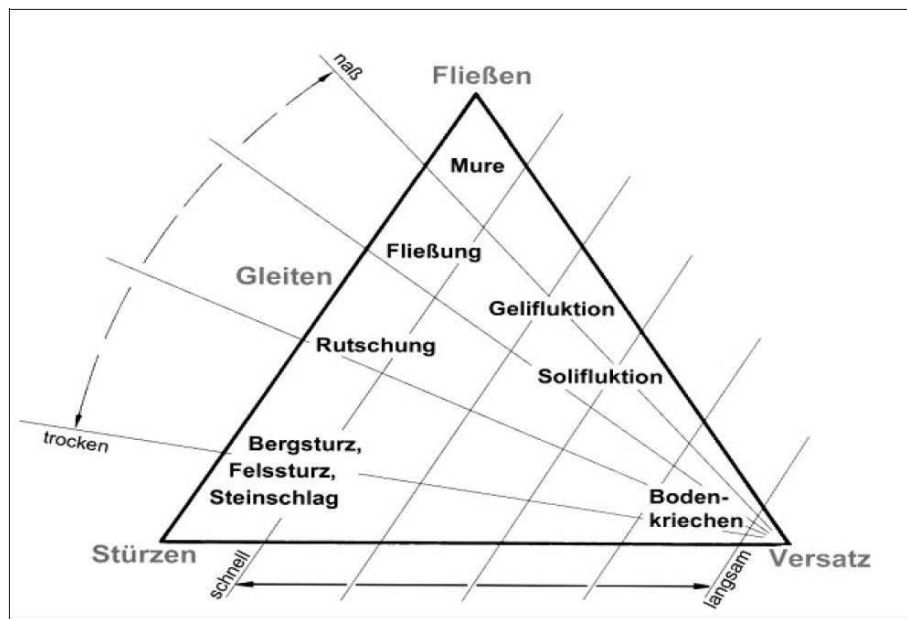


Abbildung 2.2: Klassifizierung von Massenbewegungen anhand ihrer Bewegungsgeschwindigkeit und des Wassergehalts (ZEPP 2008).

Die Mehrheit der Hangbewegungen, ebenso wie die, die im Rahmen dieser Arbeit untersucht wurden, lässt sich aber nicht durch nur einen der erläuterten Prozesse beschreiben. Vielmehr bestehen die meisten Hanginstabilitäten aus der Kombination mindestens zweier der in Abbildung 2.1 und Abbildung 2.2 illustrierten Grundtypen von Massenbewegungen und stellen somit wesentlich komplexere Systeme dar (VARNES 1978).

Für diese Arbeit wurden zwei grundlegend unterschiedliche, instabile Hänge in den Alpen untersucht, die saisonal variierende Dynamiken zeigen: der Heumöser Hang im Vorarlberg, Österreich und die Rutschung in Super-Sauze, Frankreich. Aufgrund ihrer Bewegungsgeschwindigkeiten (cm-dm/a), der Zusammensetzung des instabilen Materials (i.W. bindige Sedimente), der Art und Weise ihrer Bewegung (kriechend-fließend) und des am Transport beteiligten Mediums (i.W. Wasser) werden die beiden Hangrutschungen als Schlammstrom (Super-Sauze) und Kriechhang (Heumöser Hang) klassifiziert. Detaillierte Beschreibungen

der dynamischen Prozesse beider Hangrutschungen können dem Kapitel 3 entnommen werden.

2.2 Hangverformungen begünstigende und auslösende Faktoren

Bei der Betrachtung von Faktoren, die Hangverformungen verursachen können, muss zwischen denen, die permanent Hanginstabilitäten begünstigen und denen, die durch ihr spontanes Auftreten Massenbewegungen auslösen können, unterschieden werden. In Anlehnung an Kapitel 2.1 zählen zu den Faktoren, die Hangverformungen permanent begünstigen können:

- die **Beschaffenheit des Materials** (z.B. Materialart, hydraulische Eigenschaften, Verwitterungsanfälligkeit),
- die **geologische Situation** (z.B. das Auftreten von Schichtgrenzen als Trennflächen bzw. potentielle Gleitschichten; Schichteinfallen),
- die **seismo-tektonische Situation** (z.B. natürliche Seismizität der Region),
- **morphologische Eigenschaften**, die z.B. die Erosion begünstigen können sowie
- die **klimatischen Verhältnisse** der Region.

Diese Faktoren beschreiben lediglich die probabilistische Anfälligkeit eines Hanges, zukünftig die Stabilität zu verlieren. Im Rahmen der Erstellung von Gefährdungskarten eines Gebietes werden diese potentiellen Einflüsse analysiert und bilden somit die Grundlage für weitere Untersuchungen (z.B. ANBALAGAN 1992).

Die Hangrutschungen auslösenden Faktoren können im Wesentlichen in vier Gruppen eingeteilt werden:

- **Änderungen des Wasserspiegels** durch anormale Niederschläge, Frostabschluss oder Schneeschmelze können die Konsistenz des Materials ändern und zur hydrostatischen Anhebung führen.
- **Erdbeben** können eine Auflockerung des Materials verursachen bzw. zu Spannungsänderungen führen.
- **Änderungen der Auflast** durch Starkniederschläge, Schmelzwasser oder Schneebedeckung können zu Änderungen des Spannungsregimes innerhalb eines Hangkörpers führen.
- Durch **Unterspülung** kann die äußere Form eines Hanges verändert werden, was wiederum Spannungsänderungen zur Folge hat.

Die meisten instabilen Hänge haben aber nicht nur einen auslösenden Faktor, sondern es sind zumeist mehrere Faktoren, die das Versagen eines Hanges auslösen können (CRUDEN & VARNES 1996).

2.3 Methoden zur Untersuchung von Hangrutschungen

Um die vielfältigen, teils interagierenden, Prozesse komplexer Hangrutschungen, wie sie auch in dieser Arbeit untersucht wurden, ganzheitlich zu verstehen, müssen multidisziplinäre Ansätze verfolgt werden. Da eine umfassende Darstellung aller Methoden zur Untersuchung dynamischer Prozesse von Hangrutschungen den Rahmen dieser Arbeit sprengen würde, werden lediglich die für diese Arbeit relevanten Methoden erläutert.

Geologie

Der geologische Aufbau eines Hanges beeinflusst maßgeblich dessen Anfälligkeit, die Stabilität zu verlieren. Die Materialbeschaffenheit trägt entscheidend zu den hydrologischen und bodenmechanischen Eigenschaften und somit zu der Art und Weise der Verformung und der Bewegungsgeschwindigkeit eines instabilen Hanges bei (Kapitel 2.1 und 2.2). Ebenso definiert die Lithologie eines Hangkörpers unter Umständen die Ausbildung von möglichen Gleitflächen oder Scherbahnen innerhalb der Rutschung.

Gleichzeitig beeinflusst die geologische Beschaffenheit des Festgesteins die Topographie der Basis eines instabilen Hangkörpers, die wiederum die Dynamik des gesamten Hanges bestimmt. Auch die dynamischen Prozesse, die im Rahmen dieser Arbeit untersucht wurden, treten zum Großteil in Abhängigkeit ihrer jeweiligen Untergrundtopographie auf (Kapitel 7.1).

Es gibt Regionen, in denen es bereits alleinig durch die ungünstige geologische Situation des Festgesteins (Hangverformungen begünstigender Faktor; Kapitel 2.2) zur verstärkten Ausbildung von Hanginstabilitäten kommt. Besonders die gering kompaktierten Lössablagerungen im Nord-Westen Chinas sind extrem anfällig für verheerende Erd- bzw. Hangrutschungen, die durch Erdbeben und Starkregenereignisse ausgelöst werden und jedes Jahr zu zahlreichen Opfern führen (z.B. DERBYSHIRE et al. 2000). In Europa stellt das Tal des Ubaye Flusses im Becken von Barcelonnette der französischen Seealpen ebenso eine Region dar, in der verstärkt Hanginstabilitäten auftreten. Die an den Talflanken anstehenden schwarzen Mergel sind extrem anfällig dafür, durch Frostverwitterung im Winter ihre Stabilität zu verlieren, wodurch vor allem in den Schmelzperioden im Frühjahr verstärkt Hangbewegungen stattfinden (z.B. MAQUAIRE et al. 2003). Der in dieser Arbeit untersuchte Schlammstrom in Super-Sauze befindet sich ebenso in diesem Gebiet. Detaillierte Informationen bzgl. der regionalen Geologie können dem Kapitel 3.2.1 entnommen werden.

Hydrologie

Prinzipiell wird weltweit die Mehrzahl von Erd- und Hangrutschungen durch Starkregenereignisse getriggert (TSAPARAS et al. 2002). Dabei spielen die hydrologischen Eigenschaften einer Hanginstabilität, in Abhängigkeit der geologischen Beschaffenheit und somit der bodenmechanischen Eigenschaften des Materials, die entscheidende Rolle bezüglich derer dynamischen Prozesse und Bewegungsgeschwindigkeit (Kapitel 2.1). Die hierfür entscheidenden, zum Großteil interagierenden, bodenmechanischen und klimatischen

Parameter, die die hydrologischen Eigenschaften eines Hanges sowie deren Einflüsse definieren, können nach IVERSON (2000) folgendermaßen klassifiziert werden:

- **Hangeigenschaften** (Hangneigung, maximale Mächtigkeit, stationäre Grundwasserspiegel und stationärer vertikaler Wasserfluss),
- **Materialeigenschaften** (Materialbeschaffenheit, Reibungswinkel, Kohäsion, Porosität, Sättigung, hydraulische Leitfähigkeit und hydraulische Diffusivität) sowie
- **Niederschlagseigenschaften** (Niederschlagsintensität und Niederschlagsdauer).

Die Hangeigenschaften umfassen im Wesentlichen hangspezifische, geometrische Gegebenheiten sowie stationäre hydrologische Eigenschaften eines Hanges. Die Materialeigenschaften eines Hanges umfassen vor allem bodenmechanische Parameter, aber auch dynamische hydraulische Prozesse in deren Abhängigkeit.

Bei sedimentären Materialien sind dabei vor allem die numerische Beschreibung der hydraulischen Leitfähigkeit, die Untersuchung der Kapillardruck-Sättigungsbeziehung (VAN GENUCHTEN 1980) sowie die Bilanzierung der eindimensional-vertikalen Wasserbewegung (RICHARDS 1931, BEAR 1972) relevant. Um die Vielzahl hydrologischer Parameter und Einflussfaktoren bestimmen zu können, müssen, neben der Erfassung meteorologischer Daten, vor allem verschiedene geotechnische Analysen und Untersuchungen durchgeführt werden.

Geotechnik

Geotechnische Untersuchungen umfassen Methoden zur Bestimmung statischer Eigenschaften und dynamischer (Hang-) Prozesse im Feld, als auch Laboruntersuchungen zur Ableitung hydrologischer und bodenmechanischer Materialparameter (CARIS & VAN ASCH 1991). Dabei ist eine thematische Abgrenzung zu anderen Fachdisziplinen (z.B. Geologie, Hydrologie, Bodenmechanik) kaum möglich und Übergänge sind fließend. In diesem Kapitel soll lediglich auf ausgewählte geotechnische Verfahren zur Untersuchung instabiler Hänge näher eingegangen werden.

Mit Hilfe von Bohrungen können z.B. der geologische Aufbau eines Hangkörpers (z.B. eine eventuell vorhandene Schichtung), dessen Mächtigkeit, eine eventuell vorhandene potentielle Gleit- bzw. Trennschicht sowie hydrologisch relevante Eigenschaften (z.B. Grundwasserspiegel) punktuell ermittelt werden. Die durch Bohrungen gewonnenen Proben können anschließend durch standardisierte Laborversuche hinsichtlich ihrer Beschaffenheit und ihres bruchmechanischen Verhaltens hin untersucht und, materialabhängig, relevante Parameter (z.B. Scherfestigkeit, hydraulische Leitfähigkeit) abgeleitet werden. Eine umfassende Darstellung geotechnischer Labormethoden sowie ihre Anwendungsmöglichkeiten und -einschränkungen ist unter anderem im „Grundbau-Taschenbuch“ von WITT (2009) gegeben.

Geotechnische Untersuchungsmethoden können aber ebenso herangezogen werden, um dynamische (Hang-) Prozesse langfristig zu observieren. Eine dauerhafte Überwachung von Hangbewegungen im Untergrund kann z.B. mit Bohrlochinstrumentierungen erfolgen. So

kann beispielsweise durch die Installation von Inklinometern permanent (ggf. in verschiedenen Tiefen) die durch Verschiebungen im Untergrund verursachte Neigung eines sog. Inklinometerrohres zeitlich hochauflösend registriert und auf absolute Bewegungsraten rückgeschlossen werden (z.B. CORSINI et al. 2005). Bestehende Bohrlöcher können ebenso mit Messgeräten instrumentiert werden, die z.B. hydrologisch relevante Parameter dauerhaft aufzeichnen. Zum Beispiel kann durch die Installation von Piezometern der Porenwasserdruck (ggf. in verschiedenen Tiefen) dauerhaft registriert werden. Durch die Installation von mehreren, räumlich verteilten, Piezometern lassen sich bei hinreichender räumlicher Abdeckung und Instrumentendichte somit auch dreidimensional Fließvorgänge und Wasserwegsamkeiten hydrologisch untersuchen (z.B. DE MONTETY et al. 2007).

Der Nachteil geotechnischer Untersuchungsmethoden liegt vor allem darin, dass zumeist lediglich punktuell Parameter und dynamische Prozesse bestimmt bzw. observiert werden können. Vor allem bei komplexen Hangrutschungen (Kapitel 2.1) sind punktuell gewonnene Erkenntnisse zwar hilfreich, aber meist nicht ausreichend, um damit dynamische Prozesse der gesamten Hanginstabilität hinreichend korrekt beschreiben zu können. Flächendeckende geotechnische Untersuchungen und Instrumentierungen wären dagegen wesentlich geeigneter, sind aber meist mit sehr hohen Kosten verbunden.

Fernerkundung

Die vielfältigen Methoden der Fernerkundung bieten hinsichtlich der Untersuchung instabiler Hänge zahlreiche Anwendungsmöglichkeiten. Eine Übersicht über die grundlegende Methodik, ihre Einschränkungen, verschiedene Applikationen, Prozessierungsschritte und Einschränkungen gibt z.B. RICHARDS & JIA (2005).

Mit Hilfe der Fernerkundung können vielfältige Informationen der Erdoberfläche gewonnen und analysiert werden. Neben der Aufnahme visueller Bilder können, in Abhängigkeit der Nutzlast eines Fluggeräts, verschiedenste Sensoren installiert werden, wie z.B. Multispektralscanner, Thermalbildkameras, Radarsysteme, Hyperspektralsensoren, Mikrowellenradiometer, Laseraltimeter (*LIDAR - Light Detection and Ranging*) und Interferometer (*InSAR – Interferometric Synthetic Aperture Radar*), die variierende Parameter aufzeichnen und somit für unterschiedliche Analysen geeignet sind. Dabei muss zwischen satelliten-, flugzeug- und drohnengestützter Verfahren unterschieden werden, deren unterschiedliche Flughöhe prinzipiell in einer variierenden räumlichen Auflösung resultiert. Die Analyse von Satellitenbildern eignet sich für die Erstellung von Gefährdungskarten einer Region (NICHOL et al. 2006). Jedoch lassen sich mit Satellitenbildern relativ geringer Auflösung keine kleinskaligen, räumlichen Strukturen kartieren, wie dies bei der Analyse und Interpretation von Luftbildern der Fall ist (WHITWORTH et al. 2005). In Bezug auf Hangrutschungen können mit Hilfe von Luftbildern, mit einer flughöhenabhängigen räumlichen Auflösung von durchaus unter einem Meter, detailliert Strukturen (z.B. Abrisskanten) oder oberflächliche Wasserwegsamkeiten kartiert werden.

Um Strukturen, deren räumliche Dimension nur wenige Zentimeter betragen (z.B. Rissstrukturen), zu kartieren oder deren Dynamik auch über einen längeren Zeitraum hinweg zu observieren, können Drohnen (sog. *UAV – Unmanned Aerial Vehicle*) eingesetzt werden, die hochauflösende Luftbilder aufnehmen können (NIETHAMMER et al. 2010). Diese haben einerseits den Vorteil, auch in unwegsamem (alpinem) Gelände eingesetzt werden zu können, andererseits sind sie flexibel einsetzbar, so dass die Beobachtung dynamischer Prozesse (z.B. Rissentwicklung, Bewegungen) durch wiederholte Befliegungen in einem bestimmten Zeitraum möglich ist (NIETHAMMER et al. 2009). Mit Hilfe photogrammetrischer Auswertungsverfahren lassen sich neben der Beobachtung der beschriebenen statischen Eigenschaften und dynamischen Prozessen ebenso hochauflösende 3-dimensionale Geländemodelle erzeugen (NIETHAMMER et al. 2012).

Der im Rahmen dieser Arbeit untersuchte Schlammstrom in Super-Sauze (Kapitel 3.2) wurde ebenso mit Hilfe von UAVs untersucht. Die dabei gewonnenen Erkenntnisse erlaubten, gemeinsam mit den seismischen Untersuchungen, eine gemeinsame Interpretation und stellten eine wertvolle Referenz dar (Anhang A2).

Terrestrische Vermessungen

Methoden der terrestrischen Vermessung werden dazu genutzt, um zum einen die Erdoberfläche bildtechnisch zu erfassen und zum anderen dynamische Prozesse (i.W. Bewegungen) zu observieren. Bezüglich der Untersuchung von instabilen Hängen können mit Hilfe von terrestrischen Laserscans (*TLS* bzw. *LIDAR*) hochauflösende Geländemodelle ausgewählter Hangbereiche erstellt werden. Durch mehrmaliges Scannen eines Bereichs in einem bestimmten Zeitraum können so auch dynamische Prozesse (z.B. Bewegungen, Rissentwicklung) untersucht werden (KASPERSKI et al. 2010). Diese Methoden eignen sich allerdings nur eingeschränkt für eine permanente Überwachung von Hangbewegungen und können auch zumeist nur einen ausgewählten Hangbereich abdecken.

Durch die permanente Installation von *GPS*-Stationen kann langfristig die 3-dimensionale Dynamik eines Hanges erfasst werden (GILI et al. 2000). Dabei werden aber nur punktuelle Bewegungen erfasst, die, vergleichbar mit geotechnischen Untersuchungsmethoden, nicht zwangsweise die Dynamik des gesamten Hanges widerspiegeln. Der Vorteil der Methode liegt allerdings darin, dass Bewegungen zeitlich hochauflösend registriert werden können, wodurch eine statistisch belastbare Untersuchung äußerer Einflüsse (z.B. Schneeschmelze) möglich ist.

Zur Überwachung dynamischer Prozesse kleinräumiger Strukturen (z.B. Rissentwicklung) können Extensometer benutzt werden. Das Verfahren basiert darauf, Längenänderungen bzw. Dehnungen in zeitlich hoher Auflösung zu erfassen (CAROMINAS et al. 2000). Im Rahmen dieser Arbeit wurden an dem Schlammstrom in Super-Sauze (Kapitel 3.2) ebenso Extensometermessungen durchgeführt und dienten als Referenzinformation für seismisch registrierte Signale (Kapitel 6.2.2).

Geophysik

Da im Rahmen der vorliegenden Arbeit Prozesse von Hangrutschungen mit Hilfe geophysikalischer Verfahren untersucht wurden, werden in diesem Kapitel die verschiedenen Methoden detailliert erläutert. Der Fokus liegt dabei auf der Abgrenzung des angewendeten Verfahrens *Nanoseismic Monitoring* (Kapitel 4) zur Überwachung von Lockergesteins-Hangrutschungen im Vergleich zu anderen passiven seismischen Methoden zur Überwachung von Hanginstabilitäten, die aus Festgestein aufgebaut sind.

In der Geophysik kann eine Vielzahl von Methoden zur Bestimmung statischer Eigenschaften und zur Überwachung dynamischer Prozesse angewendet werden. Die hinsichtlich der Untersuchung von Hangrutschungen relevantesten sind dabei die Verfahren der Geoelektrik, der Elektromagnetik, des Georadars, der aktiven Seismik und der passiven Seismik. Im Gegensatz zu den passiven Verfahren, sind sowohl das Verfahren der aktiven Seismik als auch das der Geoelektrik aktive Verfahren und basieren darauf, ein Signal in den Untergrund zu induzieren, um relevante statische Eigenschaften aufzulösen. Die Geoelektrik eignet sich besonders zur Kartierung von Untergrundstrukturen hinsichtlich ihrer hydrologischen Eigenschaften, da der registrierte spezifische Widerstand bzw. die elektrische Leitfähigkeit signifikant vom Wassergehalt des Materials abhängen (DIETRICH 1999, BÖRNER et al. 2005). Der spezifische elektrische Widerstand bzw. die elektrische Leitfähigkeit hängt jedoch nicht nur vom (Poren-)Wassergehalt und dessen Ionenkonzentration (elektrolytische Leitfähigkeit) ab. Die verschiedenen Arten von Leitfähigkeiten lassen sich durch alleinige Anwendung geoelektrischer Verfahren nicht voneinander unterscheiden. Geoelektrische Verfahren wurden in jüngerer Zeit ebenso zur lithologischen Charakterisierung des Untergrundes (z.B. KNEISEL 2006), zur Untersuchung des oberflächennahen Permafrosts (HAUCK & KNEISEL 2006) sowie zur Analyse von Hangrutschungen (JONGMANS & GARAMBOIS 2007) eingesetzt. Vergleichbar mit geoelektrischen Verfahren können elektromagnetische Verfahren angewendet werden, um den Wassergehalt im oberflächennahen Untergrund abzuleiten (JONES et al. 2005). Anwendungen der Elektromagnetik zur lithologisch-strukturellen Charakterisierung finden sich u. a. bei COCKX et al. (2006). Aufgrund der Tatsache dass geophysikalische Messwerte nicht eindeutig einem bestimmten Bodenparameter zugeordnet werden können, werden in der Regel geophysikalische Messungen mit tatsächlichen Bodenparametern, wie z.B. Porosität, die aus Neutron-Neutron-Messungen in Bohrlöchern oder mit Hilfe der Direct-Push Technologie (DIETRICH & LEVEN 2006) gewonnen werden, verknüpft. Daraus lassen sich standortbezogene Parameterbeziehungen ableiten, welche sowohl die Interpretation der geophysikalischen Daten verbessern, als auch eine parametrisierte hydrogeologische Charakterisierung des Untergrundes erlauben. Hochauflösende Georadarverfahren (*GPR – Ground Penetrating Radar*), welche häufig zur oberflächennahen Kartierung von Feuchte- und Substratanomalien eingesetzt werden (z.B. GROTE et al. 2002), erreichen an den in dieser Arbeit untersuchten Hangrutschungen nicht die benötigte

Eindringtiefe, bzw. wären durch den hohen Anteil tonig-schluffiger Sedimente (Kapitel 3) nur bedingt einsetzbar.

Die Verfahren der aktiven Seismik (Refraktionsseismik und Reflexionsseismik) werden dazu eingesetzt, um Schichtgrenzen im Untergrund zu charakterisieren. Sie zielen darauf ab, geologische und geophysikalische Grenzflächen zu rekonstruieren. Bei hinreichender Profildichte lassen sich 3-dimensionale Modelle der Untergrundstruktur bzw. der Mächtigkeit und des Volumens eines Hangkörpers ableiten, die für weitere numerische Beschreibungen der Hangdynamik essentiell sind. Informationen bzgl. der internen Struktur bzw. der Festgesteinstopographie im Untergrund sind notwendig für die Risikoabschätzung eines Hanges (TERLIEN et al. 1995). GLADE et al. (2005) konnten zudem mittels aktiver Seismik nahezu flächendeckend die Gleitfläche einer Hangrutschung auflösen. Zusätzlich zu einem generierten Untergrundmodell ist die Ableitung wichtiger geophysikalischer Parameter (z.B. v_p , v_s) ebenso essentiell für die Lokalisierung seismischer Ereignisse mittels passiver Seismik. Darüber hinaus können über die ermittelten geophysikalischen Eigenschaften relevante Materialeigenschaften abgeleitet werden (E-Modul, Schermodul). Im Rahmen dieser Arbeit wurden refraktionsseismische Aufschlussverfahren am Heumöser Hang angewendet, die im Anhang A3 beschrieben sind.

Passive seismische Untersuchungen

Die passive Seismik umfasst verschiedene Verfahren mit deren Anwendung sich sowohl geometrische Hangeigenschaften (z.B. Sedimentdicke) als auch dynamische Spannungsabbauprozesse observieren lassen. Basierend auf der Methode von NAKAMURA (1989) kann z.B. durch die Analyse des spektralen Verhältnisses der Horizontalkomponente zur Vertikal-komponente der Registrierung eines 3-Komponenten Seismometers (H/V-Methode) die Resonanzfrequenz eines großräumigen Sedimentkörpers ermittelt werden, die, bei bekannter Scherwellengeschwindigkeit (v_s), die Abschätzung dessen Mächtigkeit ermöglicht (PAROLAI et al. 2002). In Bezug auf die Untersuchung von Hangrutschungen kann mit dieser Methode punktuell die Mächtigkeit eines Hangkörpers bestimmt werden (MÉRIC et al. 2007).

Im Gegensatz zu der seismischen Untersuchung von Einzelereignissen (z.B. Erdbeben, Hangprozesse) kann auch das registrierte seismische Rauschen dazu genutzt werden, Informationen bzgl. des Untergrunds zu erhalten. Durch die Betrachtung der Kreuzkorrelierten seismischen Rauschens zweier Stationen kann über die Ableitung der sog. Greenschen Funktion auf mögliche Untergrundstrukturen rückgeschlossen werden (CAMPILLO 2006). Sowohl die Kreuzkorrelierten als auch die Greensche Funktion beinhalten vergleichbare Informationen und fungieren als Antwortfunktionen des Untergrunds bzw. des Laufwegs seismischer Wellen (z.B. GOUÉDARD et al. 2008, DERODE et al. 2003). Mit Hilfe von Inversionsverfahren können dann innerhalb einer gegebenen Stationsauslage über die Greensche Funktion Untergrundstrukturen bestimmt werden. Daher wird das Verfahren auch als ‚Seismic Noise Tomography‘ bzw. als ‚Seismic Interferometry‘ bezeichnet (PICOZZI et al. 2009). Da in den Kreuzkorrelierten nahezu ausschließlich Informationen der Oberflächenwellen enthalten sind, wird

dieses Verfahren auch als ‚Surface-wave tomography‘ bezeichnet (SHAPIRO et al. 2005, YAO et al. 2006). Das Wellenfeld von Oberflächenwellen enthält wiederum wesentliche Informationen über den Aufbau und die Zusammensetzung des vom Wellenfeld durchlaufenen Materials, insbesondere bezüglich dessen Scherfestigkeit (WATHELET et al. 2008) und wird daher zur räumlichen Verteilung der Scherfestigkeit im Untergrund auch zur Untersuchung von Hangrutschungen angewendet (RENALIER et al. 2010, HEINCKE et al. 2006).

Eine weitere Methode, um durch passive seismische Registrierungen Untergrundstrukturen aufzulösen, ist die sog. ‚Earthquake Tomography‘. Dabei wird die Greensche Funktion (Antwortfunktion des Laufwegs zwischen Quelle und Empfänger) berechnet und anschließend mit Hilfe von Inversionsverfahren Untergrundmodelle ermittelt (KISSLING 1988, KISSLING et al. 1994). Vergleichbare Methoden zur strukturellen Untersuchung von Hangrutschungen haben MÉRIC et al. (2007) angewendet, die allerdings künstliche Signalquellen benutzt haben. Das Verfahren der Analyse der Kreuzkorrelation seismischen Rauschens zwischen zwei Stationen wurde auch auf die permanent registrierten seismischen Daten, die im Rahmen dieser Arbeit erhoben wurden, von GASSENMEIER (2011) angewendet. Im Gegensatz zu den bisher erläuterten passiven seismischen Methoden, wird im Rahmen dieser Arbeit das raumzeitliche Auftreten unterschiedlicher, diskreter Hangprozesse an Lockergesteins-Hangrutschungen seismisch untersucht. Die Möglichkeit der seismischen Erfassung rutschungsinduzierter Bruchprozesse konnte bei Hanginstabilitäten bestehend aus Festgestein (-schutt) in Norwegen (ROTH et al. 2005), in den österreichischen Alpen (BRÜCKL & MERTL 2006), in den schweizerischen Alpen (SPILLMANN et al. 2007) sowie in den französischen Alpen (HELMSTETTER & GARAMBOIS 2010, LEVY et al. 2011) plausibel nachgewiesen werden.

Im Gegensatz zu diesen Studien bestehen die im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Hanginstabilitäten aus bindigem Lockermaterial (Kapitel 3). Seismisch erfassbare Hangprozesse im Sinne einer spröden Deformation, die impulshafte Signale hinreichender Energie generieren könnten, wurden daher auch nicht erwartet. Lediglich die Studien von GOMBERG et al. (1995, 2011) belegen die Existenz von Bruchprozessen an der aus Lockermaterial bestehenden Slumgullion Hangrutschung in Colorado, USA. Aufgrund der Analogie des räumlichen Auftretens der beobachteten Signale und derer an seismo-tektonischen Plattengrenzen, wurde von GOMBERG et al. (1995) der Begriff ‚Slidequakes‘ etabliert. Dieser beschreibt den Spannungsabbau des instabilen Hangmaterials durch einen rutschungsinduzierten Sprödbbruch. In den erwähnten Studien konnten allerdings die registrierten Signale nicht lokalisiert werden. Es konnte lediglich durch die Anwendung von ‚power density functions‘ (SPILLMANN et al. 2007) bzw. durch die Bestimmung des Azimuts eines registrierten Signals (GOMBERG et al. 1995, 2011) der Quellort abgeschätzt werden. Unabhängig von der Lokation der Ereignisse erlaubt die Analyse deren zeitlichen Auftretens die Untersuchung möglicher Triggermechanismen. HELMSTETTER & GARAMBOIS (2010)

beobachteten z.B. einen Zusammenhang zwischen dem Auftreten von rutschungsinduzierten Bruchprozessen und Niederschlagsereignissen an einer Festgesteinsrutschung in den französischen Alpen. Passive seismische Untersuchungen können aber ebenso die lokale Seismizität erfassen und somit den Einfluss von lokalen Erdbeben auf eine Hangstabilität bestimmen (z.B. MEUNIER et al. 2007, KEEFER 1994).

AMITRANO et al. (2005) und SENFAUTE et al. (2009) konnten mit Hilfe passiver seismischer Verfahren Signale beobachten, die als Vorläufereffekte eines Kliff-Kollaps interpretiert wurden. Seismische Signale kleinskaliger Felsstürze konnten von VILAJOSANA et al. (2008) und LACROIX & HELMSTETTER (2011) untersucht werden. LEVY et al. (2011) nutzten passive seismische Verfahren, um die zeitliche Variation der Resonanzfrequenz einer Felsssäule zu untersuchen und somit Rückschlüsse auf deren Stabilität ziehen zu können.

Im Gegensatz zu den beschriebenen Studien, ist das Ziel dieser Arbeit die umfassende Untersuchung des raum-zeitlichen Auftretens verschiedener, diskreter Hangprozesse. Diese konnten dabei durch die Anwendung des Verfahrens *Nanoseismic Monitoring* (Kapitel 4) nicht nur detektiert, sondern auch lokalisiert werden. Dadurch wird zum einen eine Analyse bzgl. der Interaktion von strukturellen Hangeigenschaften (z.B. Untergrundtopographie) und der Generierung von Hangprozessen, und zum anderen die Untersuchung möglicher Einflüsse auf die jeweilige Hangstabilität (z.B. lokale Seismizität oder Starkregen) ermöglicht.

Vergleichbar mit dem Verfahren des passiven seismischen Monitorings können mit Hilfe der Methode ‚Acoustic Emission‘ im Labor Signale, die durch Deformationen von Materialproben (im cm-Bereich) generiert werden, mit Ultraschallsensoren registriert und analysiert werden (z.B. SCHOLZ 1968a, 1968b). Mit Hilfe dieser Methode konnten in zahlreichen Studien auch an Lockersedimenten deformationsinduzierte Signale auf der ‚Laborskala‘ erfasst werden (z.B. COHEN et al. 2009). Dabei liegen, im Vergleich zu den auf der ‚Hangskala‘ untersuchten Signale, bei der Anwendung von ‚Acoustic Emission‘ die Ereignisse in wesentlich höheren Frequenzbereichen (mehrere kHz, Kapitel 5.2). Ein besonderer Vorteil der Methode liegt in der Möglichkeit, unterschiedliche Arten von Materialdeformationen, wie sie bei Lockersedimenten vorliegen können (z.B. spröde oder plastisch-viskose Deformation), unter kontrollierten Bedingungen zu untersuchen (z.B. BRANTUT et al. 2011, AMITRANO 2003).

3 Untersuchungsgebiete und Besonderheiten ihrer jeweiligen Dynamik

Die seismischen Untersuchungen dieser Arbeit wurden exemplarisch an zwei Lockergesteins-Hangrutschungen in den Alpen durchgeführt: am Heumöser Kriechhang im Voralpenraum Österreichs (Vorarlberg) und am Schlammstrom in Super-Sauze in den französischen Seealpen (Abbildung 3.1). Die Besonderheiten der jeweiligen Hangdynamik, die es im Kontext dieser Untersuchungen zu berücksichtigen gilt, werden in diesem Kapitel dargestellt.

Der Heumöser Hang befindet sich im Vorarlberger Alpenvorland, ca. 25 km südlich von Bregenz, Österreich (Abbildung 3.1). Der Schlammstrom in Super-Sauze liegt in den französischen Seealpen, ca. 100 km östlich von Gap im Département Alpes-de-Hautes-Provence der Region Provence-Alpes-Côte d'Azur (Abbildung 3.1).

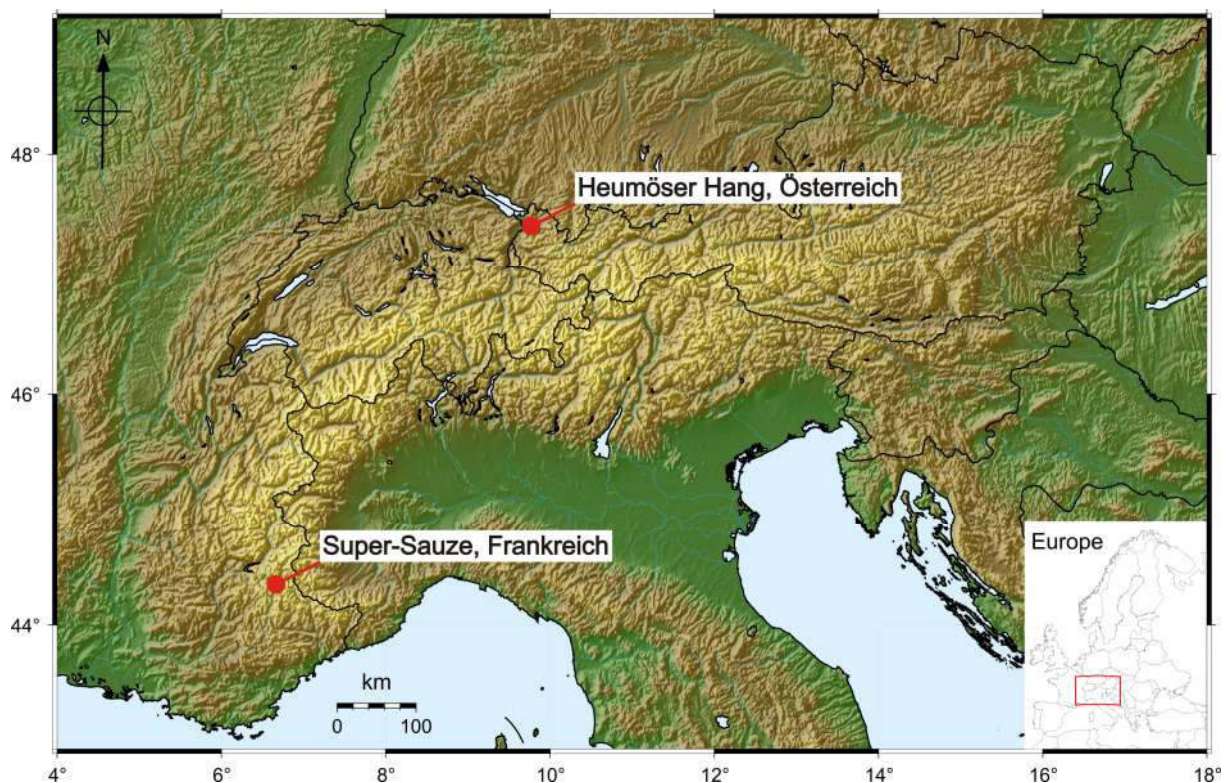


Abbildung 3.1: Geografie der Alpen und Lokationen der untersuchten Hangrutschungen (Abbildung wurde mit GMT (WESSEL & SMITH 1991, 1995) erstellt).

3.1 Heumöser Kriechhang (Vorarlberger Alpen)

Der Heumöser Hang befindet sich ca. einen halben Kilometer südlich der Ortschaft Ebnit, die politisch zur Stadt Dornbirn gehört. Die räumliche Ausdehnung des Hanges beläuft sich auf ca. 600 m von Nord nach Süd und ca. 1800 m von West nach Ost. Der Hang erstreckt sich von ca. 460 m ü. Adria im Osten bis auf ca. 1360 m ü. Adria im äußersten Westen (In Österreich bezieht sich die Angabe zur Höhe über Meeresspiegel auf den mittleren Pegelstand der Adria am Molo Sartorio von Triest. Referenzwert ist dabei der Pegel von 1875.). Der westliche, obere, Hangbereich weist eine Muldenform auf, wohingegen der östliche Bereich

nahezu eben zur Ebniter Ache hin abfällt. Bäche, die teilweise nur saisonal fließen, entwässern den gesamten Hang nach Osten in Richtung der Ache. Die Ebniter Ache hat sich bereits bis zum anstehenden Festgestein eingeschnitten und erodiert am Hangfuß beständig das nachrutschende Material ab (Abbildung 3.2). Die laterale Begrenzung des Untersuchungsgebietes entstand, historisch bedingt, aufgrund des hydrologischen Einzugsgebietes und durch die geologische Beschaffenheit des Rutschungskörpers am Heumöser Hang (Abbildung 3.2). Die Dynamik des Hanges stellt für die dort lebende Bevölkerung eine ernste Einschränkung bzw. Gefahr dar, da sowohl die Gebäude als auch die Infrastruktur starke Beschädigungen in Form von Rissen, Setzungen und Hebungen erfahren.

3.1.1 Geologie

Der Heumöser Hang befindet sich in einem Gebiet, in dem vor allem fünf verschiedene geologische Einheiten dominieren (SCHWENK 1999, Abbildung 3.2). Die Amdener und die Wang Schichten gehören zur Säntis-Decke des Nordhelvetikums und entstanden in der Oberkreide (Coniac bis Maastricht). Die Amdener Mergel bestehen aus einer monotonen Abfolge sandiger-schluffiger-toniger Mergel, die sehr verwitterungsanfällig sind. Im Untergrund können sie als Wasserstauer fungieren, was sie als möglichen Gleithorizont prädestiniert (SCHNEIDER 1999). In den Wang Schichten kommen sandige Mergel und massige Kalke vor, in denen sandige Lagen eingeschaltet sind. Diese Wang Mergel sind verwitterungsbeständiger als die Mergel der Amdener Schichten (LINDENMAIER 2008). Die Leimern Schichten gehören zur Liebensteiner Decke des Ultrahelvetikums und bestehen, vergleichbar zu den Amdener Mergeln, im Wesentlichen aus sandig-schluffigen-tonigen Mergeln mit kalkigen Einschaltungen.

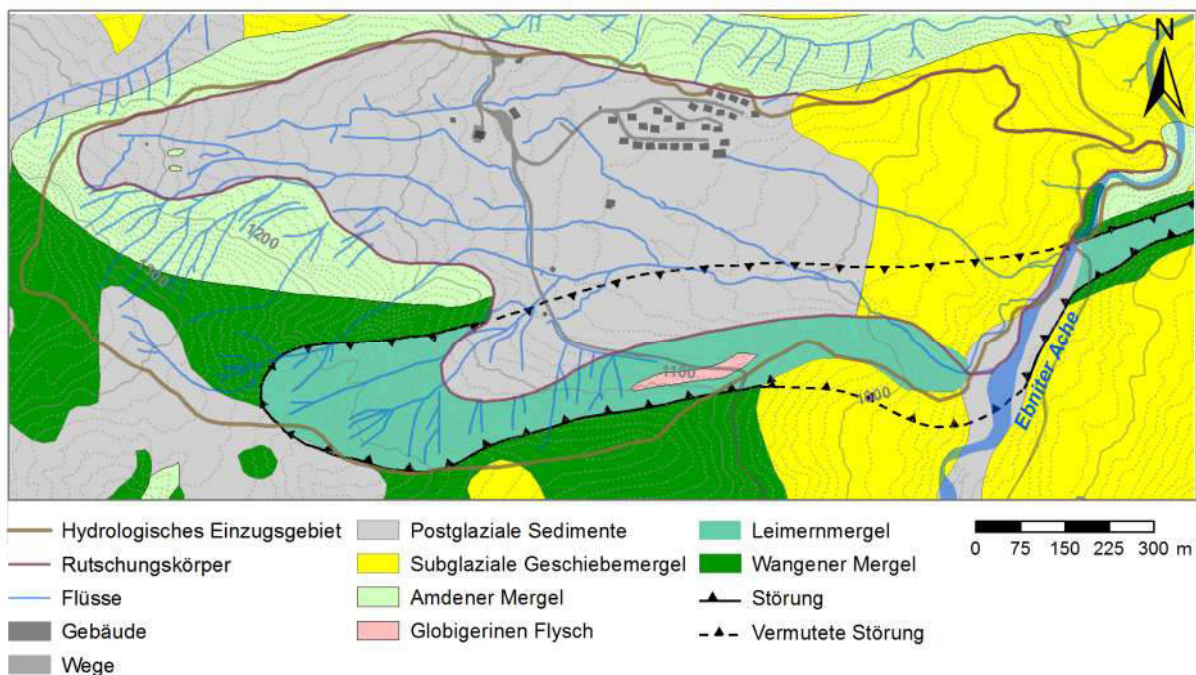


Abbildung 3.2: Geologie des Heumöser Hanges (verändert nach SCHWENK 1999).

Diese Schichtfolgen wurden durch die wärmezeitliche Vereisung glazial überprägt. Durch einen Ausläufer des Rheingletschers wurden am Ende der letzten Eiszeit im östlichen Hangbereich Geschiebemergel abgelagert, die einer Moräne zuzuordnen sind (SCHWENK 1999). Postglazial abgelagerter Hangschutt besteht aus Geröllen der umgebenden geologischen Einheiten, dessen Komponenten von Sand- bis Blockkorngröße reichen und in eine feinkörnige Matrix (Ton- bis Schluffkorngröße) eingebettet sind.

Aufgrund der geologischen Kartierung, die im Wesentlichen auf SCHWENK (1999) beruht, wurde das Ausstreichen des instabilen Hangkörpers, der aus diesen subglazialen Geschiebemergeln und postglazialen Hangschutt besteht, als Abgrenzung vom anstehenden Festgestein angenommen. Der geologische Aufbau des Heumöser Hanges kann Abbildung 3.2 entnommen werden.

3.1.2 Darstellung des aktuellen Verständnisses der Hangdynamik

Da eine umfassende Darstellung der Untersuchungen des Heumöser Hanges den Rahmen dieser Arbeit sprengen würde, werden nur die für diese Arbeit relevanten Studien erwähnt.

Nicht erst seit dem Bestehen der Forschergruppe *Großhang* (2006 – 2011) lag der Heumöser Hang im Fokus zahlreicher geologischer, hydrologischer und geotechnischer Studien. Mit Hilfe von *GPS*-Messungen wurden die Bewegungen des Hanges an der Oberfläche in den Jahren 1998 bis 2001 langfristig observiert (DEPENTHAL & SCHMITT 2003).

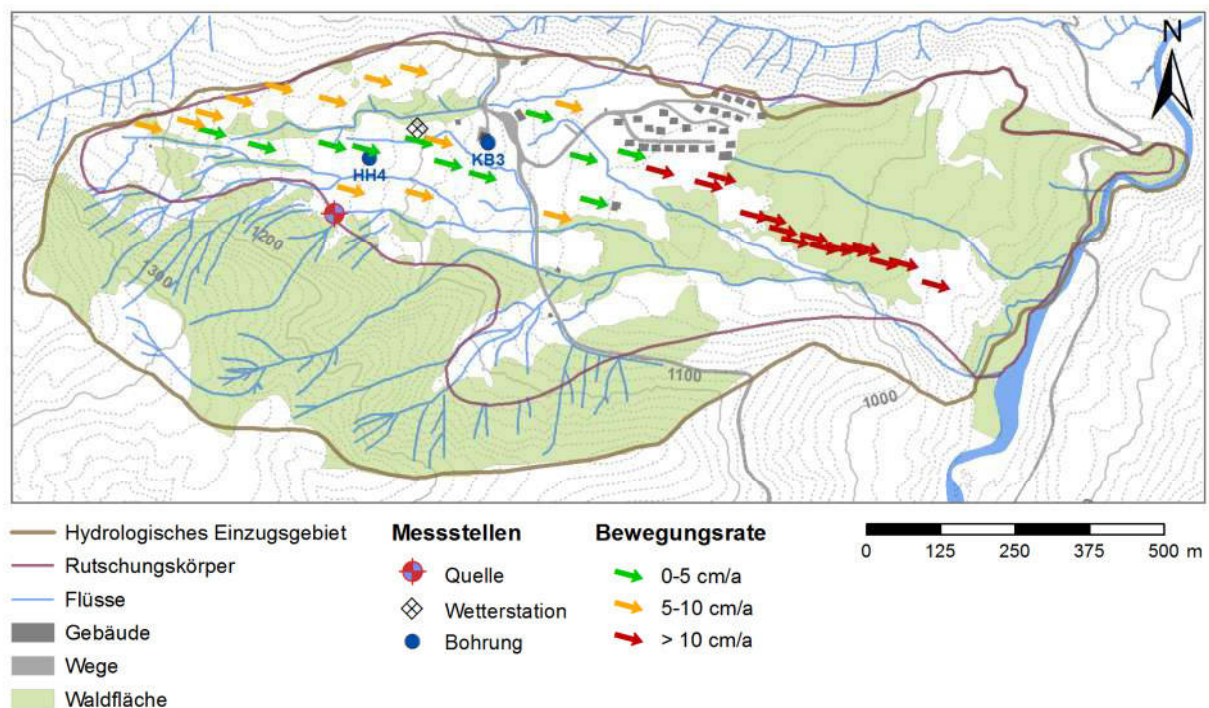


Abbildung 3.3: Lage relevanter Instrumentierungen und ermittelte Bewegungsraten des Heumöser Hanges (verändert nach LINDENMAIER et al. 2005).

Die Messungen zeigten, dass sich der Hang in drei Bereiche unterschiedlicher Bewegungsraten an der Hangoberfläche unterteilen lässt. Im oberen, nordwestlichen Hangbereich betragen die Bewegungen ca. 10 cm pro Jahr. Der mittlere, abgeflachte Hang zeigt Bewegungen von bis zu 5 cm pro Jahr. Im östlichen Hangbereich wurden die höchsten Bewegungsraten von über 10 cm pro Jahr registriert (Abbildung 3.3). Aufgrund der Materialbeschaffenheit und der geringen Bewegungsraten wird der Heumöser Hang nach CRUDEN & VARNES (1996) und ZEPP (2008) als Kriechhang klassifiziert (Kapitel 2.1). Wann der Heumöser Hang seine einstige Stabilität verlor, ist unbekannt.

Im oberen, westlichen Hangbereich wurden mehrere Bohrungen abgeteuft (Bohrungen KB3 und HH4, Abbildung 3.3), die mit Inklinometern und Piezometern instrumentiert wurden. Mit Hilfe der Inklinometermessungen in verschiedenen Tiefen konnten Bewegungen entlang einer Scherbahn gemessen werden (Abbildung 3.4). Die Bewegungen fanden an der Bohrung KB3 in einer Tiefe von ca. 8 m und bei der Bohrung HH4 in einer Tiefe von ca. 11,5 m innerhalb des Hangschutts statt und konnten keinem geologischen Schichtwechsel zugeordnet werden (Abbildung 3.4). Die Deformationsraten betragen lediglich ca. 17 mm in einem Zeitraum von ca. 22 Monaten (Bohrung KB3) bzw. ca. 8 mm in einem Zeitraum von ca. 11 Monaten (Bohrung HH4) und entsprechen somit ungefähr den an der Oberfläche gemessenen Bewegungsraten von 5-10 mm pro Jahr in diesem Hangbereich (Abbildung 3.3).

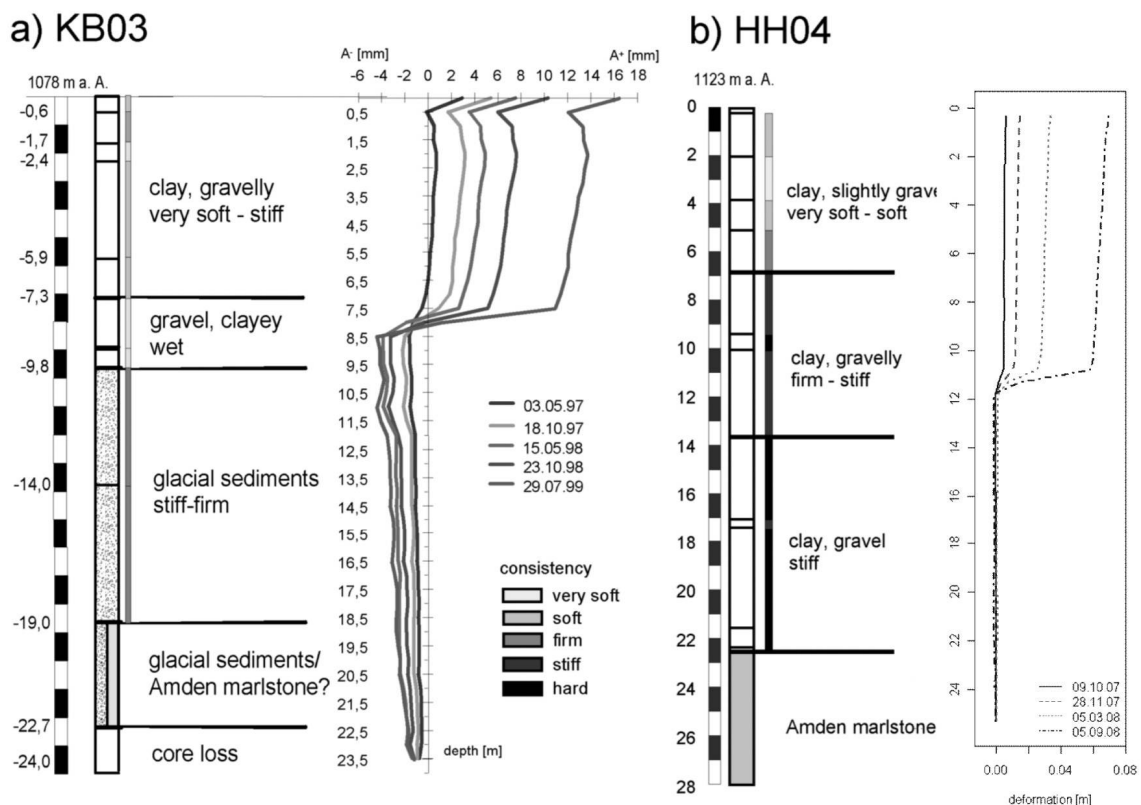


Abbildung 3.4: Geologisches Profil und Inklinometermessungen in den Bohrlöchern KB3 und HH4 (WIENHÖFER et al. 2009a, vgl. Abbildung 3.3).

Am Heumöser Hang wurde bereits 1998 eine Wetterstation eingerichtet (Abbildung 3.3), die den Niederschlag, die Schneehöhe, die Temperatur, die solare Einstrahlung, die relative Luftfeuchte, den Luftdruck sowie die Windstärke und –richtung permanent registriert. Durch die in der Bohrung KB3 (Abbildung 3.3) installierten Piezometer konnte somit von LINDENMAIER et al. (2005) ein direkter Zusammenhang zwischen Niederschlag und raschen Porenwasserdruckanstiegen in verschiedenen Tiefen beobachtet werden (Abbildung 3.5).

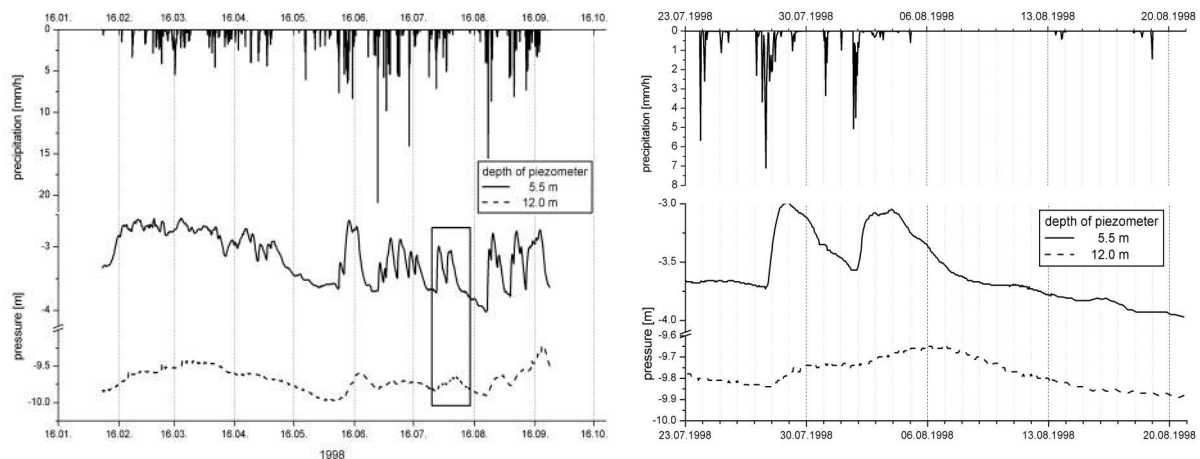


Abbildung 3.5: Porenwasserdruckänderungen in verschiedenen Tiefen in der Bohrung KB3 in Abhängigkeit des Niederschlags. (a) 1998 (b) Juli-August 1998 (LINDENMAIER et al. 2005).

Aus Abbildung 3.5 wird ersichtlich, dass mehrheitlich innerhalb weniger Stunden nach Niederschlagsereignissen die Porenwasserdrücke in verschiedenen Tiefen ansteigen. Aufgrund der geringen hydraulischen Leitfähigkeit des Hangmaterials von 10^{-7} m/s (LINDENMAIER et al. 2005) können diese raschen Änderungen aber nicht durch Infiltration entstanden sein. LINDENMAIER et al. (2005) vermuten daher, dass es im Untergrund Wasserwegsamkeiten geben muss, z.B. entlang der Grenzschicht Hangmaterial-Festgestein, die für die rasch ablaufenden hydrologischen Prozesse ursächlich sind. Gleichzeitig zeigt Abbildung 3.5, dass kein allgemein gültiger Zusammenhang zwischen Niederschlagsmenge und Porenwasserdruckänderungen beobachtet werden kann. WIENHÖFER et al. (2011) konnten außerdem keinen kausalen Zusammenhang zwischen Porenwasserdruckänderungen im Untergrund und Bewegungen entlang der Scherbahn belegen.

Die hydrologischen Prozesse am Heumöser Hang, die maßgeblich für dessen Dynamik verantwortlich zu sein scheinen, stellen sich somit aufgrund der Heterogenität des Hangmaterials, zeitlich und räumlich als sehr komplex dar und können derzeit nicht umfassend numerisch beschrieben werden (WIENHÖFER et al. 2009b). Es wird allerdings vermutet, dass Makroporen, die räumlich konzentriert in der Nähe der natürlichen Quelle an der Grenze zwischen Hangmaterial und Festgestein auftreten (Abbildung 3.3), für die raschen Infiltrationsprozesse am Heumöser Hang verantwortlich sind (WIENHÖFER et al. 2009b). DITTFURTH (2002) kartierte die ökologische Feuchte des Oberbodens und unterteilte anhand

derer den Heumöser Hang in vier verschiedene Hydrotope (Abbildung 3.6). Das Hydrotop 1 im südlichen Hangbereich ist charakterisiert von raschen Infiltrationsvorgängen, die allerdings von der Wassersättigung des Materials abhängen. Der Pegelstand der Quelle kann als Indiz für das gesamte Wasser-Druck-System am Heumöser Hang herangezogen werden (LINDENMAIER 2008). Das Gelände von Hydrotop 2 zeigt ein relativ hohes Gefälle, so dass die Wassersättigung in diesem Bereich saisonal stark variiert. Im Gegensatz zu Hydrotop 2 zeigt Hydrotop 3 im mittleren Hangbereich aufgrund seiner abgeflachten Geländestruktur eine höhere Durchfeuchtung, wohingegen der östliche Hangbereich (Hydrotop 4) aufgrund des Materialwechsels (Abbildung 3.2) eine permanente Durchfeuchtung aufweist.

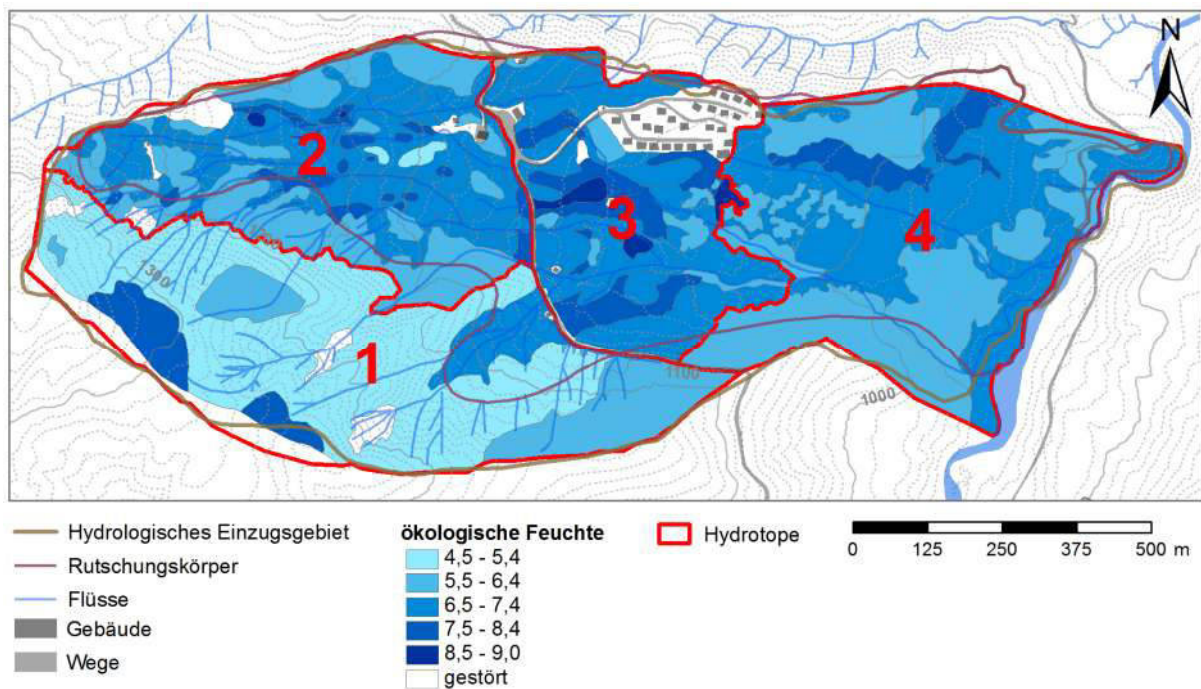


Abbildung 3.6: Abgrenzung verschiedener Hydrotope am Heumöser Hang (LINDENMAIER et al. 2005).

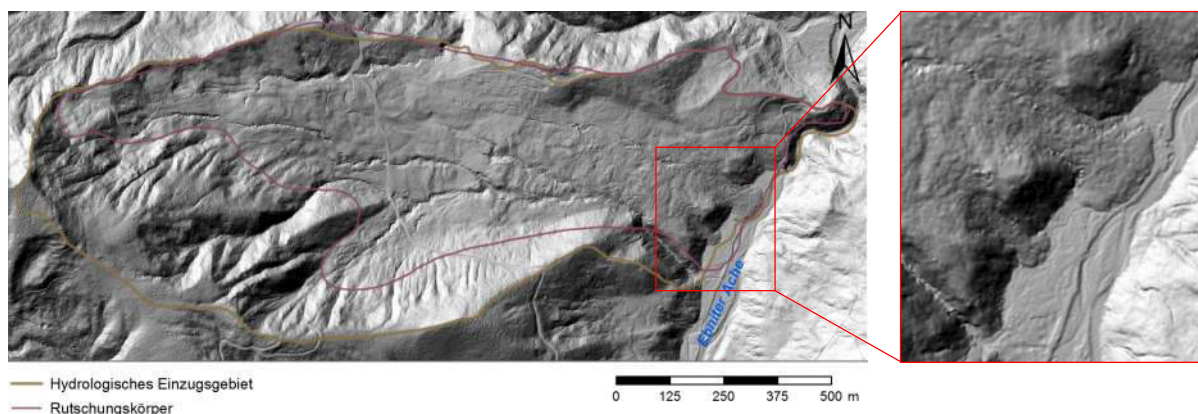


Abbildung 3.7: ALS (Airborne Laserscan)-Höhenmodell (2002-2005) des Heumöser Hangs mit vergrößerter Darstellung einzelner Rotationsrutschungen im östlichen Hangbereich (mit freundlicher Genehmigung vom Landesvermessungsamt Vorarlberg).

Dies führt dazu, dass in diesem Hangbereich eher ein Bodenfließen (Kapitel 2.1) stattfindet und es zur Ausbildung einzelner Rotationsrutschungen kam (Abbildung 3.7).

Bis auf die beiden abgeteufte Bohrungen KB3 und HH4 waren Informationen bzgl. der Mächtigkeit des Hangmaterials als auch topographische Strukturen des darunter liegenden Festgesteins unbekannt. An beiden Bohrpunkten konnte eine Mächtigkeit des Hangmaterials von ca. 22 m beobachtet werden. Mit Hilfe refraktionsseismischer Verfahren konnte im Rahmen dieser Arbeit erstmals die Geometrie des Rutschungskörpers und somit die der Festgesteinsbasis flächig ermittelt werden (Anhang A3).

3.2 Schlammstrom in Super-Sauze (Französische Alpen)

Die Hangrutschung in Super-Sauze befindet sich im sogenannten Becken von Barcelonnette, ca. 4 km südlich der gleichnamigen Stadt Barcelonnette und ca. 1 km südlich der Ortschaft Super-Sauze (Abbildung 3.10). Der Hang erstreckt sich über ca. 850 m in Längsrichtung (Nord-Süd) und weist eine maximale Breite von ca. 150 m in Ost-West-Richtung auf. Der im Norden gelegene Hangfuß liegt auf einer Höhe von ca. 1740 m ü. NN, die südliche Hangbegrenzung liegt auf ca. 1955 m ü. NN (Abbildung 3.8).

Oberhalb des Hanges befinden sich steile Flanken anstehenden Festgesteins an denen ständig, aufgrund der geologischen Beschaffenheit (Kapitel 3.2.1), Felsmassen ihre Stabilität verlieren und in Form von Felsstürzen abgehen. Die permanente Akkumulation von Felsmassen in diesem Quellgebiet führt letztlich zu der Dynamik des Schlammstroms (MALET 2003). Große Felsstürze im heutigen Quellgebiet des Hanges führten in den 1960' er Jahren dazu, dass sich der Schlammstrom in Super-Sauze Anfang der 1970' er Jahre entwickelte und aktiviert wurde (MAQUAIRE et al. 2003).



Abbildung 3.8: Blick auf den Schlammstrom in Super-Sauze (Foto: Jean-Philippe Malet (2006)).

3.2.1 Geologie

Das Becken von Barcelonnette besteht im Wesentlichen aus Wechselfolgen von Mergeln (Abbildung 3.9) der geologischen Epochen des Unterjuras bis Oberkreide (MAQUAIRE et al. 2003, Abbildung 3.10, Abbildung 3.11) wobei die ältesten Mergel-Sequenzen (Callov-Oxford), die sog. schwarzen Mergel“ dominieren. Diese 250-300 m mächtigen Mergelformationen wurden im Eozän von zwei Decken (Autapie und Parpaillon) überschoben. Während der würmeiszeitlichen Vereisung kam es dann zu einer glazialen Überprägung und der Ablagerung von bis zu 20 m mächtigen Moränenmaterials (MAQUAIRE et al. 2003). Aufgrund der Erosionsanfälligkeit der schwarzen Mergel ist die Geomorphologie des Beckens von sog. ‚badlands‘, Gebiete die von Erosionsrinnen dominiert werden, geprägt. Die schwarzen Mergel sind besonders anfällig für die Ausbildung von Schuttströmen, deren Volumen bis zu 1 Million Kubikmeter betragen kann und die Geschwindigkeiten von bis zu 3-5 m/s erreichen können und dementsprechend für die im Tal lebende Bevölkerung eine ernstzunehmende Gefahr darstellen (MALET et al. 2002, REMAÎTRE et al. 2002). In dieser geologischen Formation kam es im 20. Jahrhundert zur Entwicklung zahlreicher Schutt- und Schlammströme in den Baronnies (CHODZCO et al. 1991, GARNIER & LECOMPTE 1996), der Buech-Region (OLIVRY & HOORELBECK 1989), der Region um Digne (OOSTWOUD-WIJDENES & ERGENZINGER 1998) und vor allem im Becken von Barcelonnette (FLAGEOLLET et al. 2000, MALET et al. 2000, MAQUAIRE et al. 2001, Abbildung 3.10). Eine der drei größeren, aktiven Hanginstabilitäten in diesem Becken stellt der Schlammstrom in Super-Sauze dar.

Die Ausbildung von Hangrutschungen im Becken von Barcelonnette wird unter anderem durch die lokalen, klimatischen Gegebenheiten begünstigt. Vor allem die ca. 130 Frosttage pro Jahr (MAQUAIRE et al. 2003) verursachen eine große Anzahl von Zyklen des Gefrieren und Auftauens der schwarzen Mergel, die dadurch relativ rasch verwittern (Abbildung 3.9).



Abbildung 3.9: Spaltenförmige Verwitterung der schwarzen Mergel in Super-Sauze.

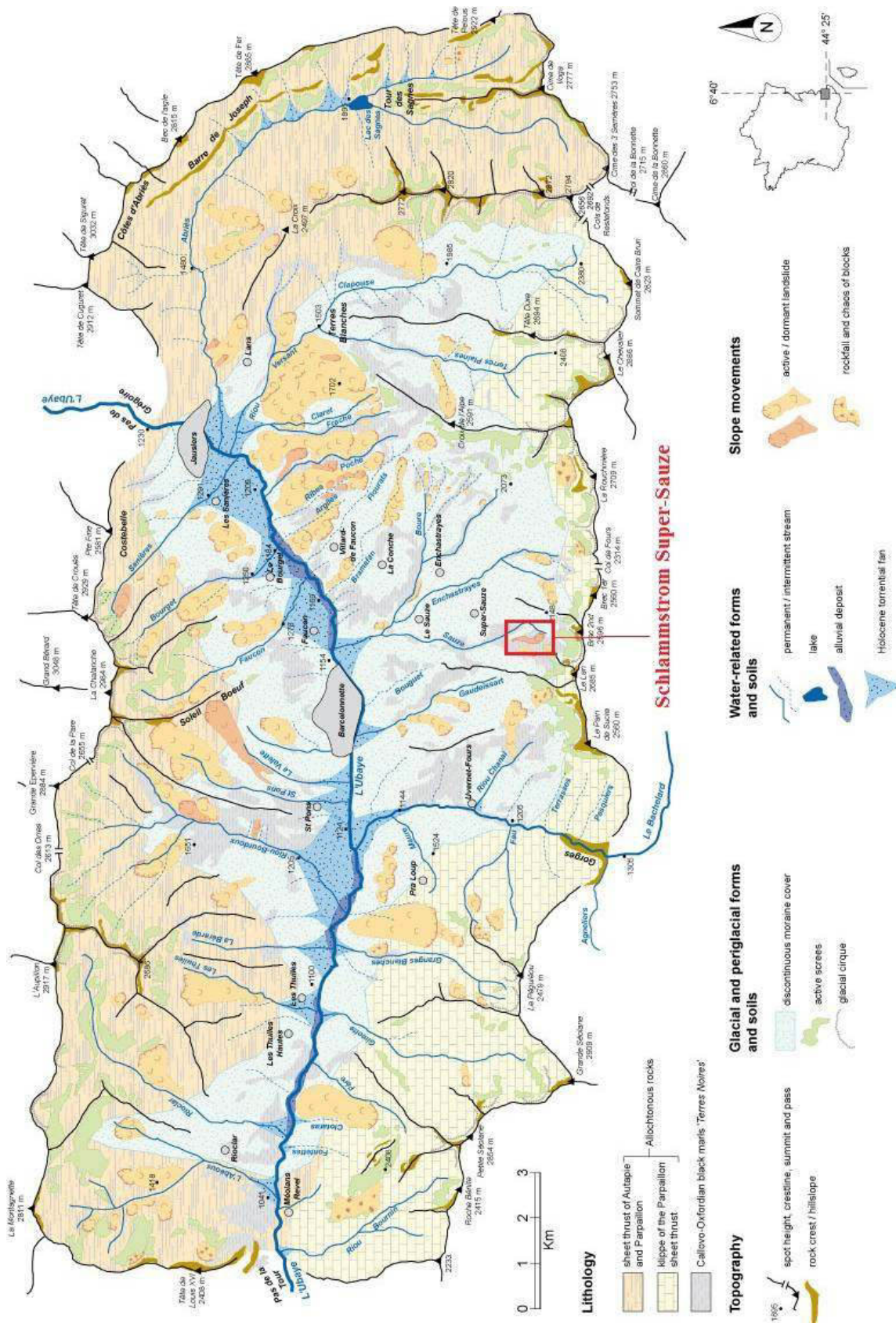


Abbildung 3.10: Geologie des Beckens von Barcelonnette mit aktiven und inaktiven Hanginstabilitäten (Quelle: <http://east.u-strasbg.fr/omiv/>).

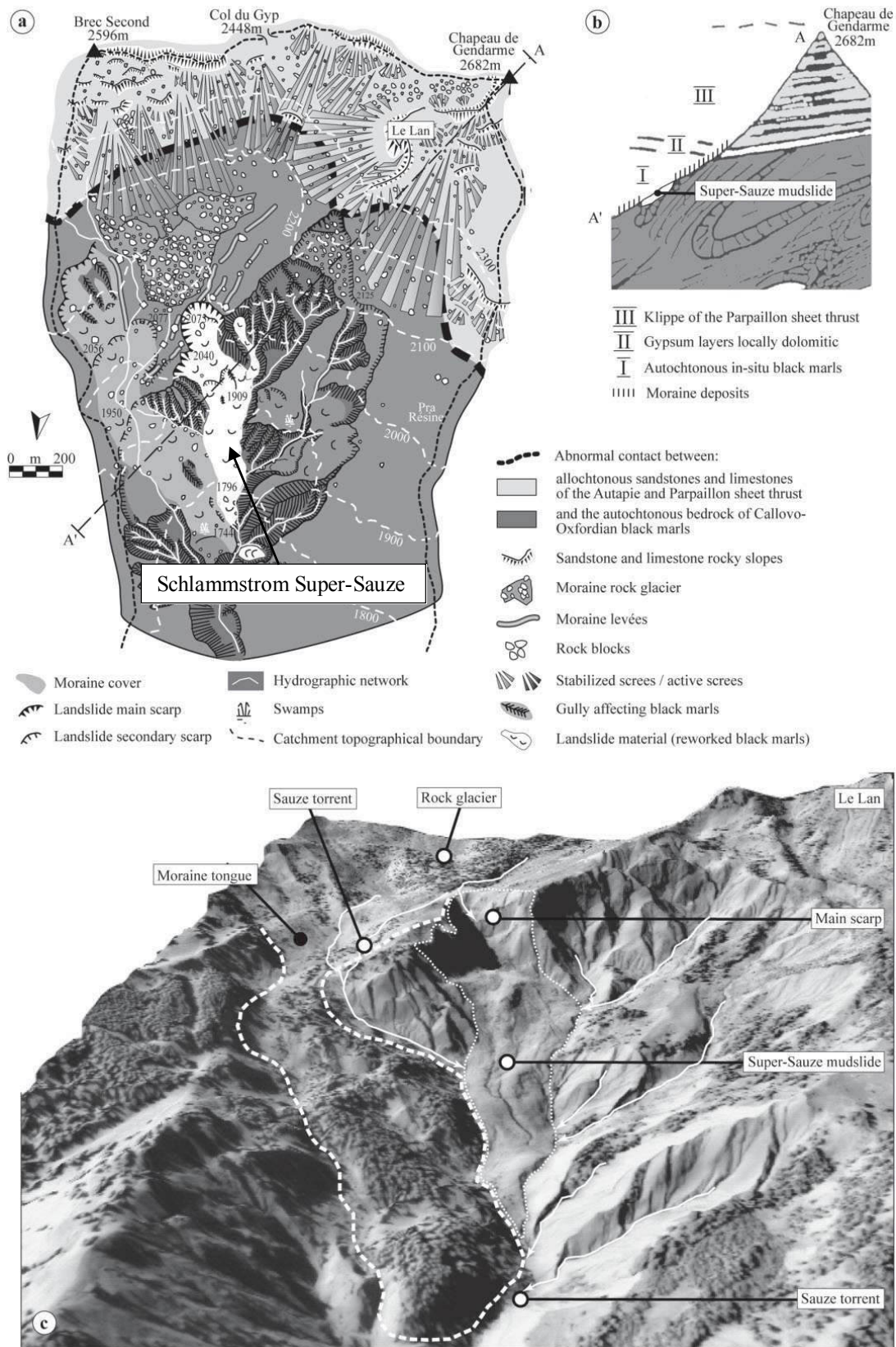


Abbildung 3.11: Geologischer und geomorphologischer Aufbau des Schlammstroms in Super-Sauze (DE MONTETY et al. 2007). (a) Geologie des Einzugsgebietes des Schlammstroms. (b) schematischer geologischer Schnitt. (c) Geländemodell des Schlammstroms basierend auf Luftbildern von 1995.

MALET (2003) zeigte, dass ein im Quellgebiet aus dem Felsverband gerissener Felsblock innerhalb von wenigen Jahren durch die zahlreichen Gefrier- und Auftau-Zyklen zersetzt und als feinkörniges Material in den Schlammstrom eingearbeitet wird. Gleichzeitig wurden die schwarzen Mergel aufgrund ihrer räumlichen Nähe zum Ubaye-Tal, einer der seismisch aktivsten Zonen Frankreichs (JENATTON et al. 2007), tektonisch zerrüttet, was deren Erosionsanfälligkeit begünstigt. Der Schlammstrom besteht aus einer schluffig-tonigen-sandigen karbonathaltigen Matrix, in die Komponenten unterschiedlicher Größe der geringmächtigen glazialen Sedimente eingebettet sind. Die Abbildung 3.11 zeigt eine detaillierte Darstellung der Geologie und Geomorphologie des Schlammstroms in Super-Sauze und dessen Einzugsgebiet (DE MONTETY et al. 2007).

Ganz entscheidend beeinflusst wird die Dynamik des Schlammstroms von dessen Untergrundtopographie. Vergleichbar zu der Geomorphologie großer Bereiche des Beckens, besteht auch die Paläotopographie der Hangrutschung aus Festgesteinskämmen zwischen denen sich Erosionsrinnen in das Festgestein eingeschnitten haben, bevor der Schlammstrom entstand. Diese Festgesteinskämme, die in Bewegungsrichtung orientiert sind, beeinflussen maßgeblich die kinematischen, mechanischen und hydrologischen Eigenschaften des Hanges und unterteilen ihn somit in Hangbereiche unterschiedlicher Dynamik (z.B. MAQUAIRE et al. 2003; Kapitel 3.2.2). Die Abbildung 3.12 zeigt die Orientierung dieser Festgesteinskämme, die heutzutage weitestgehend vom Schlammstrom bedeckt sind, an zwei Stellen liegen die Festgesteinskämme im Schlammstrom aufgeschlossen vor.

3.2.2 Darstellung des aktuellen Verständnisses der Hangdynamik

Da eine umfassende Darstellung der Untersuchungen des Schlammstroms in Super-Sauze den Rahmen dieser Arbeit sprengen würde, werden nur die für diese Arbeit relevanten Studien erwähnt.

Seit Anfang der 1990'er Jahre wird der Schlammstrom in Super-Sauze hinsichtlich seines Aufbaus, seiner Dynamik und seiner hydrologischen Eigenschaften im Rahmen des Forschungsprojekts *OMIV (Observatoire Multidisciplinaire des Instabilités de Versants)* untersucht. Das Volumen des instabilen Hangmaterials wurde durch den Vergleich von heutigen Geländemodellen mit denen vor dessen Aktivierung in den 1970'er Jahren, auf ca. 750.000 m³ abgeschätzt (AMITRANO et al. 2007).

In dem Zeitraum von 1996 - 2007 wurde die Bewegung des Hanges mit Hilfe terrestrischer Vermessungen dauerhaft observiert. Der Schlammstrom lässt sich nach (AMITRANO et al. 2007, DE MONTETY et al. 2007) in Bereiche unterschiedlicher Bewegungsraten unterteilen (Abbildung 3.12). Dabei wird die Dynamik entscheidend von der Paläotopographie beeinflusst, da die Festgesteinskämme bzw. die dazwischen liegenden Erosionsrinnen des basalen Festgesteins das Hangmaterial kanalisieren (z.B. DE MONTETY et al. 2007, Abbildung 3.12). Die höchsten Bewegungen von mehr als 3 cm pro Tag konnten im mittleren

Hangbereich observiert werden, wohingegen der westliche Bereich die geringsten Bewegungsraten von weniger als 2 mm pro Tag aufweist.

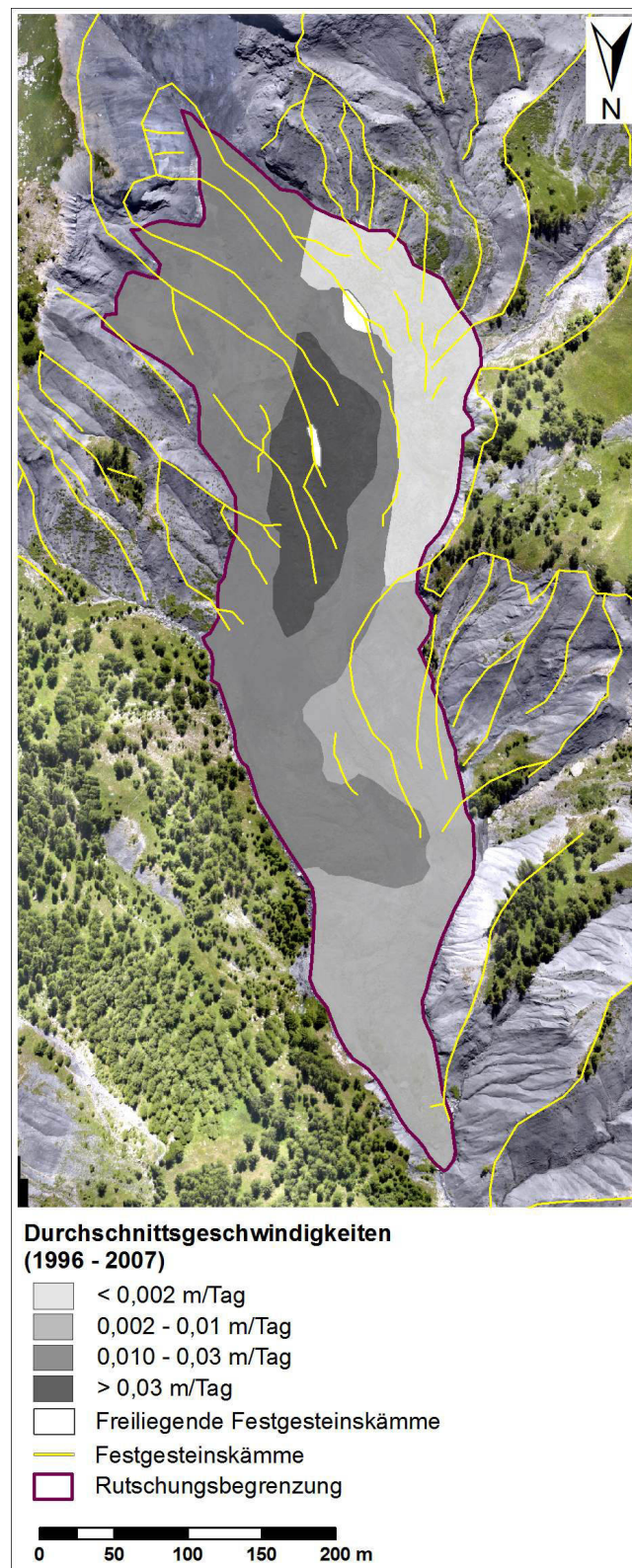


Abbildung 3.12: Durchschnittliche Geschwindigkeiten des Schlammstroms in Super-Sauze (nach AMITRANO et al. 2007) auf einem Luftbild von 2007 (mit freundlicher Genehmigung von Jean-Philippe Malet).

Ingesamt zeigt der Schlammstrom in Super-Sauze eine im Vergleich zum Heumöser Hang (Kapitel 3.1) um ca. den Faktor 100 größere Dynamik an der Oberfläche. Aufgrund der Materialbeschaffenheit und der observierten Bewegungsraten wird die Hangrutschung in Super-Sauze nach CRUDEN & VARNES (1996) und ZEPP (2008) als Schlammstrom klassifiziert (Kapitel 2.1).

Die hydrologischen Eigenschaften des Hanges werden ebenso entscheidend von der Untergrundtopographie beeinflusst (VAN ASCH et al. 2006). Besonders der Prozess des Verflüssigens des Hangmaterials wird durch die Paläotopographie gesteuert und führt zu den relativ hohen Bewegungsraten. Die höchsten Bewegungsraten des Hanges werden im Frühjahr nach der Schneeschmelze registriert, wenn der gesamte Hangkörper wassergesättigt ist (MALET et al. 2005a). Der Hang wird dann durch eine viskos-fließende Deformation charakterisiert. Während der Sommermonate trocknet lediglich der oberste Meter des Hanges aus und zeigt in diesem Bereich spröde Deformation in Form von Rissstrukturen, wohingegen das darunter liegende Material ganzjährig wassergesättigt ist (z.B. MALET 2003).

MALET (2003) und MALET et al. (2005b) unterteilen den Hang in drei verschiedene hydrologische Regimes anhand von geomorphologischen Eigenschaften und der Analyse kurz- und langzeitlicher Schwankungen des Grundwasserspiegels. Darauf basierend untersuchten KRZEMINSKA et al. (submitted) die hydrologischen Zusammenhänge zwischen der Infiltration, der Exfiltration, dem Oberflächenabfluss und der Speicherung bzw. der Verweildauer infiltrierten Wassers in diesen verschiedenen hydrologischen Regimes (Abbildung 3.13). Sie belegen, dass die Rissstrukturen an der Oberfläche des Hanges, deren Geometrie wiederum von der Untergrundtopographie abhängt, die hydrologischen Regimes charakterisieren. Prinzipiell reichen die observierten Risse bis an die Grenze der ungesättigten zur gesättigten Zone, in einer maximalen Tiefe von ca. 1 m. Der mittlere Hangbereich zeigt eine rasche Infiltration, einen geringen Oberflächenabfluss sowie Wasserwegsamkeiten entlang derer das infiltrierte Wasser zeitnah abfließt. Der westliche Hangbereich zeigt, aufgrund der geringeren Bewegungsraten (Abbildung 3.12), kaum Risse an der Oberfläche, wodurch dort der Oberflächenabfluss dominiert und kaum Wasser in den Hang infiltrieren kann. Der untere Hangbereich zeigt eine hohe Infiltrationsrate, eine zeitlich verspätete Exfiltration und somit eine vergleichsweise größere Verweildauer infiltrierten Wassers. Die Abbildung 3.13 zeigt die verschiedenen hydrologischen Regimes am Schlammstrom in Super-Sauze. Die Hydrologie des Schlammstroms in Super-Sauze hat direkte Auswirkungen auf dessen Deformationsverhalten. Aufgrund der geringen Verweildauer infiltrierten Wassers im mittleren Hangbereich zeigt dieser nach Starkregenereignissen in relativ kurzer Zeit wieder die selben Deformationseigenschaften wie vor dem Ereignis. Im Gegensatz dazu zeigt der untere Hangbereich eine wesentlich größere Verweildauer infiltrierten Wassers, wodurch dessen Deformation langfristig durch die höhere Wassersättigung beeinflusst wird. Der westliche Hangbereich ist durch Matrix-Infiltration geprägt, wodurch dieser bzgl. seines Deformationsverhaltens geringen jahreszeitlichen Schwankungen unterliegt.

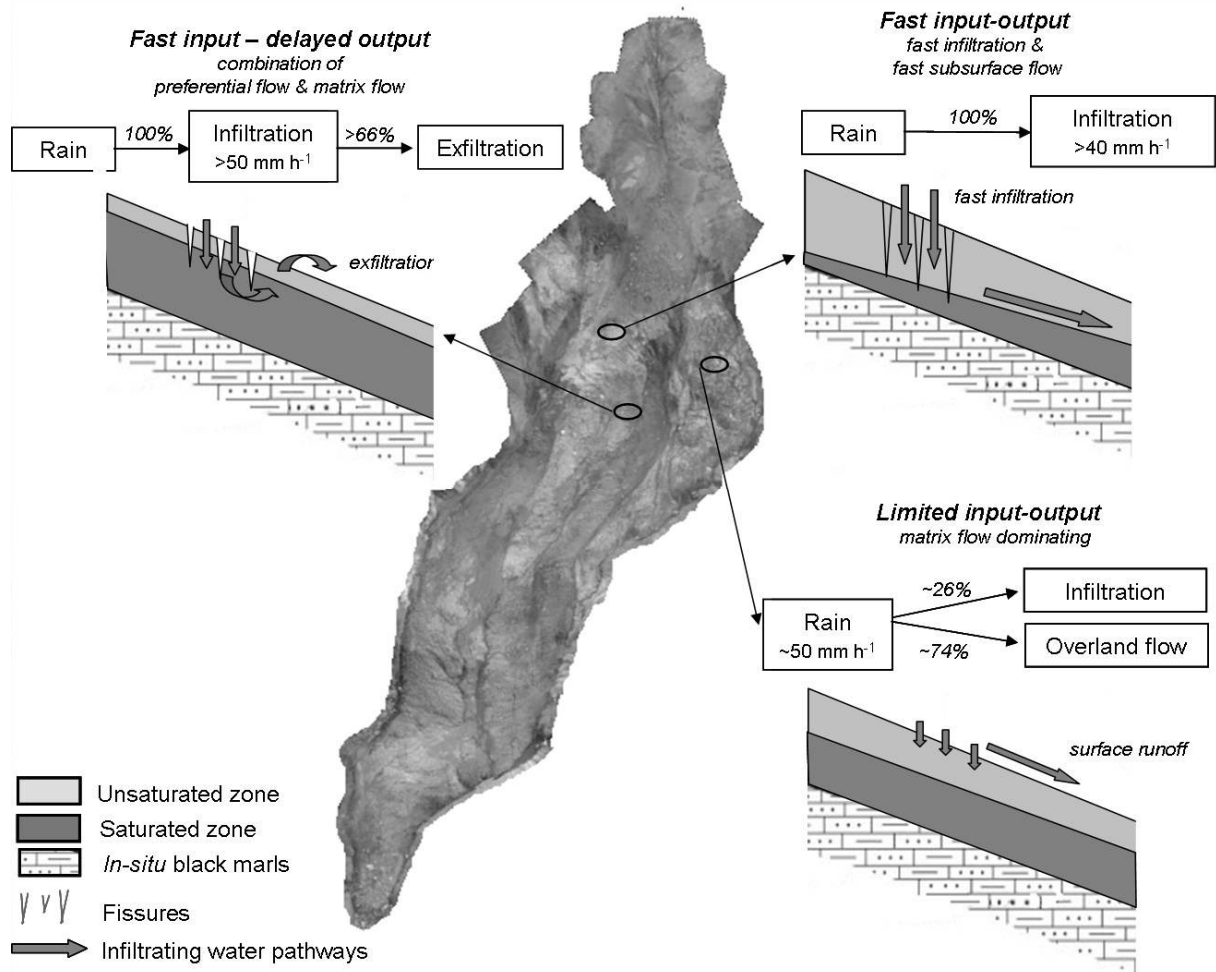


Abbildung 3.13: Hydrologische Regimes des Schlammstroms in Super-Sauze (KRZEMINSKA et al. submitted.).

Aufgrund der hydrologischen Komplexität des Schlammstroms in Super-Sauze konnte bisher auch der Einfluss von Regenereignissen auf die Hangstabilität nicht umfassend und allgemein gültig nachgewiesen werden. Gesichert scheint jedoch, dass infiltrierendes Wasser und Starkregenereignisse die entscheidende Rolle bzgl. des Deformationsverhaltens des gesamten Schlammstroms darstellen (VAN ASCH et al. 1996). Prinzipiell ist aber die extreme Instabilität des Hanges in Super-Sauze sehr anfällig bzgl. eines Totalversagens. MALET et al. (2005a) zeigen, dass Hanginstabilitäten, die aus den beschriebenen schwarzen Mergeln bestehen, durch ein Starkregenereignis, welches statistisch betrachtet nur alle 25 Jahre auftritt, zu gigantischen Murenabgängen mit einem Volumen von 30.000 m³ bis 50.000 m³ führen können und somit eine extreme Gefahr für die ansässige Bevölkerung darstellen.

4 *Nanoseismic Monitoring*

Nanoseismic Monitoring (JOSWIG 2008) beschreibt einen neuen Ansatz zur passiven seismischen Erfassung geodynamischer Prozesse. Die Methode, die sowohl die Datenaufnahme als auch die Datenauswertung mit Hilfe von dafür optimierten Software-Applikationen umfasst, wird in diesem Kapitel erläutert.

4.1 Die Methode *Nanoseismic Monitoring*

Nanoseismic Monitoring wurde ursprünglich für die *On-Site-Inspection (OSI)* (ZUCCA et al. 1995) der *Preparatory Commission for the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization (CTBTO)* entwickelt und wird im Rahmen dieser seit Jahren erfolgreich eingesetzt. Das politisch vorgegebene Ziel dieser Kommission ist es, in einem Gebiet von 1000 km² Kleinbeben bis zu einer Magnitude von $M_L = -2,0$ zu detektieren und zu lokalisieren. Durch weitere Verfahren soll so zeitnah wie möglich untersucht werden, ob es sich um Nachbeben einer nuklearen Explosion handelt.

Die Aufnahme seismischer Daten erfolgt mit einem oder mehreren Kleinarrays. Die Anwendung von Kleinarrays bietet im Vergleich zu seismischen Netzwerken, bei denen die Stationen möglichst gleichmäßig im Untersuchungsgebiet verteilt werden, mehrere Vorteile. Zum einen erlaubt die Array-Geometrie die unmittelbare Bestimmung des Rückazimuts und der Scheingeschwindigkeit seismisch registrierter Signale, zum anderen wurde *Nanoseismic Monitoring* entwickelt, um möglichst zeitnah Nachbeben relevanter Ereignisse (z.B. Nachbeben einer potentiellen nuklearer Explosion (*OSI* der *CTBTO*), natürliche seismische Nachbeben) zu registrieren. Hierfür wird ein extrem flexibles und portables System benötigt, welches mit möglichst geringem Zeit- und Arbeitsaufwand unabhängig des Geländes und klimatischer Verhältnisse installiert werden kann.

Da die Kleinarrays zu dem Herdort eines Ereignisses hinführen sollen, wird ein Kleinarray auch als *Seismic Navigating System (SNS)* bezeichnet. Ein *SNS* besteht dabei aus einem 3-Komponenten-Seismometer und drei 1-Komponenten-Seismometern, die möglichst in einem Winkel von ca. 120° zueinander um die zentrale 3c-Station installiert werden. Dabei variiert die Entfernung zwischen der Zentralstation und den Außenstationen zwischen ~20 m bis maximal ~100 m in Abhängigkeit der Epizentraldistanz der zu erwartenden seismischen Signale. Neben den Seismometern, Kabeltrommeln und einem Datalogger werden pro *SNS* ein *GPS*-Empfänger zur zeitlichen Synchronisation der Registrierungen sowie ein Akku zur Stromversorgung installiert. Für das Einmessen der Array-Geometrie werden zusätzlich ein Stativ und ein Laser-Entfernungsmesser benötigt. Das gesamte Equipment zur Installation eines *SNS* kann problemlos von 2 Personen transportiert werden (Abbildung 4.1), die Installation dauert ca. 30 Minuten.

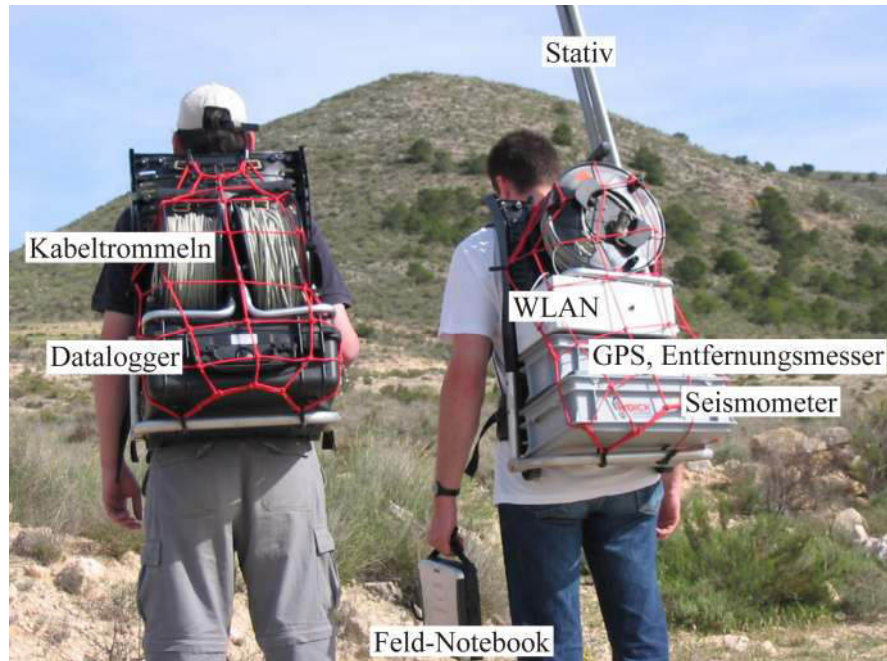


Abbildung 4.1: Benötigtes Equipment eines SNS (nicht im Bild: Batterie; Foto: Manfred Joswig (2005)).

In den für diese Arbeit durchgeführten Messkampagnen (Kapitel 6) wurden Seismometer mit einer Eigenfrequenz von 1 Hz der Firma *Lennartz electronic GmbH* (*LE-1D* und *LE-3D*) sowie als Datalogger zum einen die 6-kanalige *M24* der Firma *Lennartz electronic GmbH* als auch die 8- bzw. 12-kanalige *SuMo* der Firma *DMT GmbH & Co. KG* verwendet.

4.1.1 Abgrenzung zu anderen seismischen Monitoringverfahren

Die Methode *Nanoseismic Monitoring* (JOSWIG 2008) muss als ein Ansatz zwischen klassischen (mikro-) seismischen Netzwerken (LEE & STEWART 1981) und dem Verfahren der *Passive Seismic Emission Tomography* (*PSET*, DUNCAN 2005, KUGAENKO et al. 2005) angesehen werden.

Klassische seismische Netzwerke bestehen zumeist aus flächig verteilten Einzelstationen und werden im Wesentlichen dazu genutzt, um die lokale Tektonik einer Region seismisch zu erfassen und zu untersuchen. Dabei werden Erdbeben sowohl hinsichtlich ihrer Lokationen als auch bzgl. ihrer Herdmechanismen analysiert. Ein Nachteil dieser Netzwerke ist jedoch, dass einzelne Wellenphasen für eine (meist automatische) Detektion und Auswertung eindeutige Einsätze aufweisen müssen, wodurch Signale, die nah an der seismischen Bodenunruhe liegen, nicht ausgewertet werden können (Tabelle 4.1).

Als Gegensatz zu mikroseismischen Netzwerken kann die Methode der *PSET* angesehen werden. Hierbei werden keine Einzelereignisse betrachtet, sondern Informationen über die abgestrahlte Energie ermittelt. Dafür werden für jedes Voxel eines definierten Raumgitters die Laufzeit von seismischen Wellen und resultierende Zeitversätze an den einzelnen Stationen des Netzwerks berechnet. Hierfür wird eine sehr große Anzahl von Einzelstationen flächig

über dem Untersuchungsgebiet verteilt. Von entscheidender Bedeutung ist dabei das gewählte bzw. ermittelte Geschwindigkeitsmodell innerhalb des Untersuchungsgebietes. Die zeitkorrigierten Seismogramme des Netzwerks werden gestapelt und die Energieabstrahlung für jedes Voxel bestimmt und grafisch dargestellt. Somit können Gebiete erhöhter seismischer Energiedichte, wobei Einzelereignisse kaum aufgelöst werden können, kartiert werden. Ein Nachteil der Methode liegt darin, dass die Anzahl von Ereignissen unbekannt bleibt und nichtseismische Quellen ebenso mitkartiert werden. Dennoch eignet sich das *PSET* Verfahren durch den Stapelungsprozess, in Abhängigkeit der Anzahl von verwendeten Stationen, sehr gut für die Detektion seismischer Ereignisse, deren Energieabstrahlung deutlich unterhalb der natürlichen Bodenunruhe liegt. Anwendung findet das Verfahren vor allem in der seismischen Überwachung von Hydrothermalfeldern und hydraulischen Stimulationen in der Erdöl- und Ergasindustrie.

Die Methode *Nanoseismic Monitoring* stellt einen Kompromiss zwischen diesen beiden Monitoringverfahren dar und versucht, Einzelereignisse mit einem Signal-Störverhältnis von nahezu 0 dB zu detektieren ohne dass dafür, wie bei dem *PSET* Verfahren, Hunderte von seismischen Einzelstationen benötigt werden oder die Information einzelner Ereignisse verloren geht. Die Verwendung von Kleinarrays bietet entscheidende Vorteile. So lassen sich damit die Scheingeschwindigkeit und der Azimut eines seismischen Signals direkt bestimmen und erleichtert somit die Signalklassifikation bzw. Signalidentifikation (Kapitel 4.2.1). Die Ereignisdetektion erfolgt manuell und wird durch die Verwendung von Sonogrammen unterstützt (JOSWIG 1990, Kapitel 4.2.2 und 4.2.3). Das Screenen von seismischen Datensätzen erfolgt mit Hilfe der Software *SonoView* (Kapitel 4.2.3), die Auswertung bzw. Lokalisierung von seismischen Ereignissen mit der Software *HypoLine*, die es erlaubt, jeden in die Lokalisierung einfließenden Parameter interaktiv zu ändern und dessen Einfluss auf die Gesamtlösung zu untersuchen (JOSWIG 2008, Kapitel 4.2.4). Somit ist es möglich, die plausibelste Lösung bzgl. der Lokalisierung eines Ereignisses unter Berücksichtigung jedes einzelnen Parameters zu bestimmen. Dies ist insofern notwendig, da bei Signalen, deren Energieabstrahlung nur unwesentlich über der natürlichen Bodenunruhe liegt, zum Großteil keine eindeutigen Phaseneinsätze vorliegen.

Ein wesentlicher Aspekt bei der Untersuchung von seismischen Ereignissen mit einem geringen Signal-Rauschverhältnis (*SNR – Signal-to-Noise-Ratio*) ist die forensische Untersuchung registrierter Signale (DOUGLAS 2007, Kapitel 4.2.1). Bei der hohen Detektionsempfindlichkeit gibt es zahlreiche Störsignale anthropogener und natürlicher Herkunft, die nur schwer von den zu untersuchenden Nutzsignalen zu unterscheiden sind. Daher müssen zahlreiche Eigenschaften eines registrierten Signals untersucht und bestimmte Kriterien zur Ereignisklassifikation und Ereignisidentifikation herangezogen werden (Kapitel 4.2.1).

Die Tabelle 4.1 stellt die wesentlichen Eigenschaften und Parameter von mikroseismischen Netzwerken, der Methode *Nanoseismic Monitoring* und der *Passive Seismic Emission Tomography* gegenüber.

	Mikroseismische Netzwerke	Nanoseismic Monitoring	Passive Seismic Emission Tomography
Art der Installation	permanentes Netzwerk	temporäres Array/Netzwerk	temporäres Array
Observierungsgebiet	10000 km ²	100 km ²	1-30 km ²
Vollständigkeitsmagnitude	$M_L = 1.0$	$M_L = -1.0$	$-1.0 \leq M_L \leq -3.0$
Anzahl von Stationen	~30 x 3c-Einzelstationen	3 Kleinarrays (SNS)	40-100 x 3c-Einzelstationen
Detektion eines Signals	STA/LTA & Koinzidenzwahl	Sonogramme & Mustererkennung	(kontinuierlich)
Forensische Untersuchung von Signalen	optional	erforderlich	-
Signal-Rauschverhältnis	> +15 dB (5:1)	> 0 dB (1:1)	> -15 dB (1:5)
Identifizierung von Phaseneinsätzen	deutlich	fragwürdig	nicht erkennbar
Lösungsweg	pick all → batch-Modus	pick → live update	automatischer stack
Validierung / Veränderung der Lösung	erneute Lokalisierung notwendig	Veränderung eines Parameters jederzeit möglich	(nicht anwendbar)
Lösungsparameter	Hypozentrum, Herzzeit, M_L , \underline{M}	Hypozentrum, Herzzeit, M_L	statistische Information über die räumliche Energieverteilung
Relativlokalisierung	möglich	möglich	(nicht anwendbar)
Identifizierung des Einflusses einzelner Parameter auf Gesamtlösung	indirekt mit Hilfe von Residuen	sofort ersichtlich (jackknifing)	(nicht anwendbar)

Tabelle 4.1: Eigenschaften von mikroseismischen Netzwerken, *Nanoseismic Monitoring* (grau hervorgehoben) und *Passive Seismic Emission Tomography* (verändert nach JOSWIG 2008).

4.1.2 Anwendungsgebiete für *Nanoseismic Monitoring*

Neben der Anwendung des Verfahrens zur Lokalisierung von Nachbeben einer möglichen nuklearen Explosion im Rahmen der *OSI* der *CTBTO* findet *Nanoseismic Monitoring* aufgrund der hohen Detektionsempfindlichkeit bei verschiedenen Fragestellungen Anwendung.

Im Rahmen einer ersten Anwendung untersuchten WUST-BLOCH & JOSWIG (2006) am Toten Meer sog. ‚sinkholes‘, unterirdische Hohlräume, die durch die Auslaugung von Salz führenden Sedimenten entstanden sind. Dabei wurden die Aufschläge von Material einer noch bestehenden Deckschicht in dem darunter liegenden Hohlraum detektiert und klassifiziert, noch bevor die Deckschicht ihre Reststabilität verlor, einbrach und sich die dafür typischen Einsturzdolinen ausbilden konnten.

Die Methode *Nanoseismic Monitoring* wurde ebenso in zahlreichen Studien zur Untersuchung unterschiedlicher tektonischer Regimes angewendet. HÄGE & JOSWIG (2009a) untersuchten die Mikroseismizität in der Betischen Kordillere (Südostspanien) und in Nový Kostel (Vogtland / Tschechien), deren Region eine ungewöhnliche Schwarmbebenaktivität aufweist (HÄGE & JOSWIG 2009b). Ebenso wurde das raumzeitliche Auftreten schwacher Nachbeben nach dem Waldkirch-Beben (2004, $M_L = 5,4$) untersucht (HÄGE & JOSWIG 2009c).

HÄGE (2009d) untersuchte ebenso die Anwendung des Verfahrens zur seismischen Überwachung indizierter Seismizität während der, auch durch die Medien bekannt gewordene, Stimulationsphase des *Deep Heat Mining*-Projektes bei Basel.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wird erstmals *Nanoseismic Monitoring* angewendet, um das raumzeitliche Auftreten diverser dynamischer Prozesse an Lockergesteins-Hangrutschungen seismisch zu untersuchen.

4.2 Die Softwares *SonoView* und *HypoLine*

Um seismische Signale, deren Energieanteile nur unwesentlich über der natürlichen Bodenunruhe liegen, in einem ersten Schritt zu identifizieren, ist eine forensische Herangehensweise (DOUGLAS 2007, Kapitel 4.2.1) unumgänglich. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde dazu eine speziell für das Verfahren *Nanoseismic Monitoring* entwickelte Darstellung signifikanter Signalanteile, sog. Sonogramme (Kapitel 4.2.2), verwendet. Die Sonogramm-muster wurden dazu genutzt, um mit den Softwareapplikationen *SonoView* (Kapitel 4.2.3) und *HypoLine* (Kapitel 4.2.4) registrierte Signale zu klassifizieren und ggf. zu lokalisieren.

4.2.1 Klassifizierungskriterien registrierter Signale

Der Begriff ‚Forensische Seismologie‘ (DOUGLAS 2007) beschreibt die Analyse der Eigenschaften seismisch registrierter Signale, um Rückschlüsse auf deren Entstehung ziehen zu können. Besonders bei Signalen, wie sie im Rahmen dieser Arbeit untersucht wurden, deren Energieabstrahlung nur geringfügig über der natürlichen Bodenunruhe liegt, ist die Signalidentifizierung der erste und schwierigste Prozessierungsschritt. Im Gegensatz zu Signalen, die sich deutlich aus dem natürlichen Rauschen herausheben, z.B. die von starken Erdbeben, müssen unterschiedliche Klassifizierungskriterien herangezogen werden, um die Quelle schwacher Signale zu identifizieren. Von entscheidender Bedeutung ist dabei die Identifizierung von Signalen, die durch anthropogene Störeinflüsse generiert wurden. Diese können unter Umständen vergleichbare Eigenschaften aufweisen wie die seismischen Signale, die es zu untersuchen gilt. Für die vorliegende Arbeit wurden folgende Signaltypen klassifiziert:

- seismische Signale, die durch Erdbeben generiert wurden,
- seismische Signale, die durch Hangprozesse generiert wurden und
- anthropogene Störsignale.

Seismische Signale von Erdbeben

In der Seismologie werden Erdbeben unter anderem nach ihrer Herddistanz klassifiziert:

- Lokalbeben bis 100 km Entfernung,
- Regionalbeben zwischen 100 km und 1400 km Entfernung und
- teleseismische Beben mit über 1400 km Entfernung.

In Abhängigkeit der Stärke (Magnitude) und der Herddistanz eines Erdbebens variieren zwischen den genannten Typen von Erdbeben die dazugehörigen, registrierten Signale grundsätzlich in ihrer Dauer, Scheingeschwindigkeit, Amplituden und dominierenden Frequenzen. So steigt z.B. bei gleichbleibender Magnitude mit zunehmender Entfernung die Signaldauer, wohingegen sich die registrierten Amplituden verringern. Ebenso steigt aufgrund des steileren Einfallens der seismischen Wellen die Scheingeschwindigkeit mit zunehmender Entfernung. Gleichzeitig werden höhere Frequenzen eines seismischen Signals mit größerer Herddistanz zunehmend absorbiert. So zum Beispiel existiert der energetische Anteil des Signals eines teleseismischen Erdbebens nur noch in Frequenzen unterhalb von 10 Hz (z.B. WIELANDT 1996). In den Registrierungen von Erdbeben lassen sich zumeist die Einsätze einzelner Wellenphasen identifizieren. Für die für diese Arbeit relevanten Typen von Ereignissen sind lediglich die Ersteinsätze der P- und S-Phase von Bedeutung. Die t_s-t_p Zeit lässt sich gemäß Gleichung 4.1 berechnen:

$$t_s - t_p = \left(\frac{v_p}{v_s} - 1 \right) (t_p - t_o) \quad (4.1)$$

Nach Gleichung 4.2 lässt sich zumindest für Lokal- und Regionalbeben unter der Annahme von durchschnittlichen Geschwindigkeiten von $v_p = 5,9$ km/s und $v_s = 3,4$ km/s innerhalb der Erdkruste die Herddistanz eines registrierten Bebens abschätzen:

$$s = (t_s - t_p) \cdot 8,1 \frac{km}{s} \quad (4.2)$$

Mit Gleichung 4.2 erhält man für Lokalbeben eine t_s-t_p Zeit von maximal ~ 12 s und für Regionalbeben liegt sie zwischen ~ 12 s und ~ 172 s. Bei teleseismischen Ereignissen lassen sich, zumindest mit den für die Messungen im Rahmen dieser Arbeit benutzten kurzperiodischen Seismometern (Kapitel 4.1), aufgrund der großen Herddistanz einzelne Wellenphasen nur unzureichend auflösen.

Seismische Signale von Hangprozessen

Seismische Signale, die durch dynamische Prozesse an den für diese Arbeit untersuchten Hangrutschungen generiert wurden, zeigen signifikante Unterschiede in ihren Eigenschaften im Vergleich zu Signalen, die durch Erdbeben verursacht wurden. Zum einen ist die Signaldauer aufgrund ihrer deutlich geringeren Epizentraldistanz von maximal wenigen hundert Metern (Kapitel 5.2) deutlich geringer (maximal ~ 5 s), zum anderen führen die, im

Vergleich zu tektonischen Erdbeben, deutlich geringeren Ausbreitungsgeschwindigkeiten einzelner Wellenphasen ($v_p \approx 0,55$ km/s, $v_s \approx 0,29$ km/s) innerhalb des Hangkörpers und die im Vergleich zu tektonischen Beben geringeren Herddistanzen zu einer geringeren t_s-t_p Zeit von maximal 0,2 s. Dabei kann eine Bestimmung des Einsatzes der S-Phase bei zu geringen Herddistanzen aufgrund des nahezu zeitgleichen Auftreffens der P- und S-Phase nur schwer oder gar nicht möglich sein (Kapitel 5.2.2). Die Ausbreitungsgeschwindigkeiten sind ebenso deutlich geringer, da die einzelnen Wellenphasen mit der Geschwindigkeit innerhalb des Hangkörpers (direkte Welle) bzw. der des darunter liegenden Festgesteins (refraktierte Welle) propagieren (Kapitel 5.2).

In diesem Kapitel wird lediglich die Abgrenzung von hangrelevanten Prozessen zu tektonischen Erdbeben und anthropogenen Störsignalen diskutiert, Kriterien zur Klassifizierung unterschiedlicher Hangprozesse werden in Kapitel 5 erläutert.

Anthropogene Störsignale

Anthropogen verursachte Störsignale beeinflussen dramatisch die Detektionsempfindlichkeit für hangrelevante Signale geringer Energieabstrahlung, wie sie in dieser Arbeit untersucht wurden. Prinzipiell muss zwischen zeitlich nahezu kontinuierlichen Störgeräuschen und impulshaften Störsignalen unterschieden werden. Die räumliche Nähe von Seismometerstationen zu z.B. Autobahnen und Industriegebieten führt aufgrund der erhöhten Bodenunruhe zu einer signifikanten Herabsetzung der Detektionsempfindlichkeit, die allerdings zeitlichen Schwankungen unterliegen kann (Kapitel 5.6). Dahingegen können impulshafte Störsignale zu einer Fehlinterpretation bzgl. ihres Ursprungs führen, die es zu vermeiden gilt. Da registrierte Störsignale und hangrelevante Prozesse vergleichbare Signaleigenschaften aufweisen können (z.B. Scheingeschwindigkeit, Amplitude, Signaldauer), ist die Identifikation anthropogen verursachter Signale von entscheidender Bedeutung. Aus diesem Grund wurden weitere Klassifizierungskriterien zur Signalidentifizierung herangezogen. So kann z.B. das zeitliche Auftreten eines Signals oder ein periodisches Auftreten von gleichen Signalen ein Indiz für einen anthropogenen Ursprung sein. Außerdem können lokal begrenzte anthropogene Aktivitäten zu enormen Amplitudenunterschieden in den Registrierung des Signals innerhalb eines SNS oder eines Netzwerks führen, so dass das Signal nicht an allen Seismometerstationen registriert wird. Zusätzlich können anthropogene Störsignale als Schallwelle an den Boden ankoppeln, die dann aber mit einer deutlich geringeren Geschwindigkeit eine Stationsauslage „durchlaufen“ und somit relativ leicht zu identifizieren sind. Zumeist koppeln derartige Signale aber nur punktuell an einzelnen Stationen an.

Seismische Bodenunruhe

Die seismische Bodenunruhe setzt sich aus natürlichen und anthropogenen Signalen zusammen und bestimmt letztendlich die Detektionsempfindlichkeit an einem bestimmten Standort. Von den natürlichen ist die sog. Meeresmikroseismik, die von Meereswellen

verursacht und nahezu weltweit registriert wird, die dominierende und zeigt eine Schwingungsdauer von ca. 6 Sekunden (z.B. WIELANDT 1996).

Neben der Meeresmikroseismik können aber auch lokale klimatische Bedingungen die Bodenunruhe beeinflussen. Der Einfluss von Wind, Niederschlag und Schneebedeckung auf die Bodenunruhe und somit auf die Detektionsempfindlichkeit wurde ausführlich analysiert und ist im Kapitel 5.6 erläutert. Neben den genannten natürlichen Prozessen können aber auch geologische Gegebenheiten und besondere Untergrundstrukturen die Registrierung seismischer Signale, vor allem in Bezug auf Signalkohärenz und Signaldauer, negativ beeinflussen und müssen bei der Signalidentifikation berücksichtigt werden. Da auch in den Untersuchungsgebieten für diese Arbeit besondere Untergrundverhältnisse vorliegen, sind deren Einflüsse in Kapitel 5.2.2 ausführlich beschrieben.

Daher ist eine intensive Standortsuche vor der temporären oder permanenten Installation von Seismometern unabdinglich, da bereits lokale Effekte die Detektionsempfindlichkeit entscheidend beeinflussen können.

In Tabelle 4.2 sind die wesentlichen Kriterien zur Klassifizierung von anthropogenen Störsignalen und Signalen, die durch tektonische Seismizität oder Hangprozessen generiert wurden, dargestellt. Dabei erfolgt keine Unterscheidung von verschiedenen Hangprozessen, diese wird in Kapitel 5 erläutert. Die in Klammern angegebenen Eigenschaften der seismischen Signale von Hangprozessen beziehen sich lediglich auf die observierten rutschungsinduzierten Bruchprozesse, alle anderen sind allgemeingültig.

	anthropogene Störsignale		Tektonische Seismizität			Hangprozesse
	Schall	andere	Lokalbeben	Regionalbeben	Teleseismik	
Signallänge	s-min	s-min	s-min	min	min-h	(< 5s)-min
Frequenzgehalt [Hz]	variabel	variabel	< ~150	< ~50	< 10	< ~150
Amplitude [nm/s]	variabel	variabel	variabel	variabel	variabel	variabel
# SNS	variabel	variabel	alle	alle	alle	>1
v_a [km/s]	0,3 – 0,33	~ 0,5 – 3,0	~ 3,0 – 6,0	~ 4,0 – 8,0	~ 8,0 – 20,0	~ 0,5 – 3,0
SNR	variabel	variabel	> 1	> 1,5	> 1,5	> 1
Signalkohärenz	keine	gering	mittel-hoch	hoch	hoch	gering
Phasentrennung	---	---	deutlich	deutlich	keine	(deutlich)
t_s-t_p [s]	---	---	< ~12	< ~172	---	(< 2)

Tabelle 4.2: Klassifizierungskriterien zur Unterscheidung von Signalen, die durch anthropogene Aktivitäten, tektonische Seismizität oder Hangprozessen generiert wurden.

Aus Tabelle 4.2 wird ersichtlich, dass aufgrund der Variabilität der Eigenschaften von Signalen, die durch anthropogene Aktivitäten verursacht wurden, deren Abgrenzung zu

seismischen Signalen von Hangprozessen erheblich erschwert wird. Besonders die teils vergleichbaren Scheingeschwindigkeiten, erfordern eine weiterführende Signalanalyse. Die in Tabelle 4.2 dargestellten Signaleigenschaften können, zumindest teilweise, durch die Anwendung der Software *SonoView* (Kapitel 4.2.3) untersucht bzw. abgeschätzt werden, wodurch eine erste Signalklassifizierung ermöglicht wird. Eine finale Signalidentifizierung erfolgt in Kombination mit der Software *HypoLine* (Kapitel 4.2.4), womit weiterführende Analysen der Signaleigenschaften, z.B. Amplitudenunterschiede innerhalb eines SNS oder eines seismischen Netzwerks, Dämpfungs- und Absorptionseffekte, Periodizität von Signalen und deren zeitliches Auftreten im Kontext durchgeführt werden.

4.2.2 Sonogramme

Die Identifizierung und Lokalisierung seismischer Signale mit einem geringen Signal-Rausch-Verhältnis (*SNR*), deren Registrierung nur geringfügig über der natürlichen Bodenunruhe liegt, ist mit der alleinigen Analyse aufgezeichneter Seismogramme meist unmöglich. Um dennoch dominierende Energieanteile und ggf. Einsätze seismischer Wellenphasen identifizieren zu können, werden in den Software-Applikationen *SonoView* und *HypoLine* optimierte Spektrogramme, sog. Sonogramme (JOSWIG 1990, JOSWIG 1993), benutzt.

Ein Spektrogramm ist eine Funktion der Energie über Zeit und Frequenz (zeitlicher Verlauf des Leistungsdichtespektrums eines Signals), die auf der Berechnung der *Short-Time-Fourier-Transformation (STFT)* beruht. Für die Spektrogrammberechnung der Sonogramme wird das Zeitsignal in 256 Samples $x(\tau)$ zerlegt und mit einer $\sin^2(\tau)$ Fensterfunktion mit einer Überlappung von ca. 50% abgetastet. Damit erhält man durch die *Fast-Fouriertransformation (FFT)* nach $X(\omega)$ die spektrale Leistungsdichte (*PSD - Power Spectral Density*) eines Signals, die in 13 Frequenzbänder in Halboktav-Schritten unterteilt wird (Gleichung 4.3).

$$A(\omega, t) = \sum_{\text{Halboktav}} X(\omega) \cdot X(\omega)^* \quad (4.3)$$

Für die Generierung der Sonogramme werden im Vergleich zur Berechnung konventioneller Spektrogramme mehrere Signalverarbeitungs- und Optimierungsschritte durchgeführt, die im Folgenden näher erläutert werden:

- Optimierung der verwendeten Farbpalette
- Logarithmische Frequenzskalierung
- Logarithmische Energieskalierung
- Rausch-Anpassung
- Blanking
- Prewhitening

Optimierte Energie-Farbskala

Standardisierte Farbpaletten zur visuellen Darstellung von Kontrasten registrierter oder berechneter Parameter basieren zumeist auf der Anwendung eines gesamten Farbraums (z.B. RGB-Farbraum). Dadurch können Komplementärfarben (z.B. rot und cyan im RGB-Farbraum) visuell Sprünge in Werten bzw. Grenzflächen suggerieren. Bei der Generierung von Sonogrammen wird im Gegensatz dazu die Tatsache berücksichtigt, dass der intuitive menschliche Erkennungsprozess unterschiedliche Helligkeitswerte ebenso als Kontrast interpretiert. Daher wurde eine Farbpalette implementiert, die den logarithmischen Energie-Werten 0 bis 11 eine Farbe zuordnet, wobei Werte größer als 11 dem Maximum zugeordnet werden (Abbildung 4.2k). Werte oberhalb der Sättigung der Farbskala resultieren in schwarze Bereiche, da für eine reine Signaldetektion es lediglich darauf ankommt, ein starkes Ereignis auch als ein solches zu erkennen.

Logarithmische Frequenzskalierung

Die spektrale Leistungsdichte eines Signals bietet durch eine logarithmische Frequenz-Darstellung bereits einige Vorteile zur Ereignisdetektion. Dabei können Unterschiede zwischen z.B. 1 und 2 Hz sehr gut visuell wahrgenommen werden können, Unterschiede zwischen z.B. 20 und 21 Hz dahingegen „verschwimmen“. Aus diesem Grund wird für die Generierung der Sonogramme die Frequenzachse prinzipiell logarithmisch dargestellt, die Frequenzen aber in 13 einzelne Bänder in Halboktav-Schritten unterteilt, was die menschliche Wahrnehmung in Bezug auf die Erkennung einzelner Muster unterstützt.

Logarithmische Energie-Skalierung

In Anlehnung an die Überlegungen zur logarithmischen Frequenzskalierung und aufgrund der Tatsache, dass zur Ereignisdetektion die (menschliche) Diskriminierung von Unterschieden bei geringen Amplituden wesentlich wichtiger ist als die bei hohen Amplituden (JOSWIG 1987), wird basierend auf der verwendeten Farbpalette, eine logarithmische Darstellung von Amplituden verwendet.

Die generierten Spektrogramme der Seismogramme aus Abbildung 4.2a und 4.2f unter Anwendung einer optimierten Farbskala und einer logarithmischen Frequenz- und Energie-Skalierung sind in Abbildung 4.2b und 4.2g ersichtlich. Dabei erkennt man in Abbildung 4.2b, im Gegensatz zu Abbildung 4.2g, die die Station repräsentiert, an der die Störsignale nicht registriert wurden, die hoch- und monofrequenten Störsignale an dieser Station, hervorgerufen durch 70 Hz bzw. 140 Hz (Oberton) Schwingungen der internen Festplatte des in der Nähe installierten Dataloggers, als monochromatische Frequenzbänder.

Rausch-Anpassung

Um ein Ereignis detektieren zu können, ist ein optimales Signal-Rausch-Verhältnis (*SNR*) bzw. eine stationäre Rauschunterdrückung essentiell. Bei der Berechnung der Sonogramme

wird dieses Rauschen in der logarithmischen Skalierung als gaussverteilt angenommen und ist definiert durch dessen arithmetisches Mittel $\mu(\omega)$ und der Varianz $\sigma(\omega)$. Da die Rausch-Anpassung resistent gegenüber Ausreißern sein muss, erfolgt die Abschätzung eines Erwartungswertes durch Bestimmung des Medians $M(\omega) = M_{50}$ statt des arithmetischen Mittels und die Ermittlung der Standardabweichung $S(\omega) = M_{75} - M_{50}$ anstatt der Varianz (JOSWIG 1993). Sowohl die Bestimmung des Medians als auch die der Standardabweichung erfolgt für jedes Frequenzband und erlaubt somit eine individuelle Anpassung. Abbildung 4.2c und 4.2h illustrieren den Berechnungsschritt der Rausch-Anpassung in der Sonogramm-generierung.

Blanking

Der nächste Schritt in der Sonogrammberechnung ist das sog. ‚Blanking‘. Dabei werden Werte, die kleiner als die Summe aus der Standardabweichung und des Erwartungswertes des Rauschens sind, komplett ignoriert. Von dem Signal werden $2^{M(\omega)}$ subtrahiert und lediglich Werte, die größer als $2^{M(\omega)+S(\omega)}$ sind, erlaubt (Gleichung 4.4).

$$D(\omega, t) = \begin{cases} \log_2(A(\omega, t) - 2^{M(\omega)}), & A(\omega, t) > 2^{M(\omega)+S(\omega)} \\ 0, & \text{else} \end{cases} \quad (4.4)$$

Dies führt dazu, dass Kontraste zwischen dem Energieanteil eines Signals und dem stationären Rauschen pro Frequenzband visuell verstärkt werden. Abbildung 4.2d und 4.2i zeigen die Auswirkungen des Blankings bei der Sonogrammgenerierung. In Abbildung 4.2d erkennt man, dass die Bänder der hohen Frequenzen im Vergleich zur Spektrogramm-darstellung (Abbildung 4.2b) in der Farbe weiß erscheinen. Dies liegt daran, dass der hochfrequente Signalanteil des Lokalbebens durch das mono- und hochfrequente, stationäre Rauschen überlagert wird.

Prewhitening

Als letzter Berechnungsschritt wird vom registrierten Signal die Standardabweichung des logarithmischen Rauschens ermittelt (Gleichung 4.5).

$$N_D(\omega) = \log_2 2^{M(\omega)+S(\omega)} - 2^{M(\omega)} \quad (4.5)$$

$D(\omega, t)$ und $N_D(\omega)$ werden beide zur nächsten Ganzzahl gerundet, um Amplitudenunter-schiede von kleiner als $\sqrt{2}$ zu unterdrücken. Dadurch erhält man das endgültige Sonogramm-muster eines Signals, bei dem letztlich die Signifikanz eines jeden Energie-Blocks gewichtet wird und damit, farbkodiert, ein Vielfaches der Abweichung vom stationären Hintergrundrauschen darstellt (Gleichung 4.6).

$$SONO(\omega, t) = \begin{cases} D(\omega, t) - N_D(\omega), & A(\omega, t) > 2^{M(\omega)+S(\omega)} \\ 0, & \text{else} \end{cases} \quad (4.6)$$

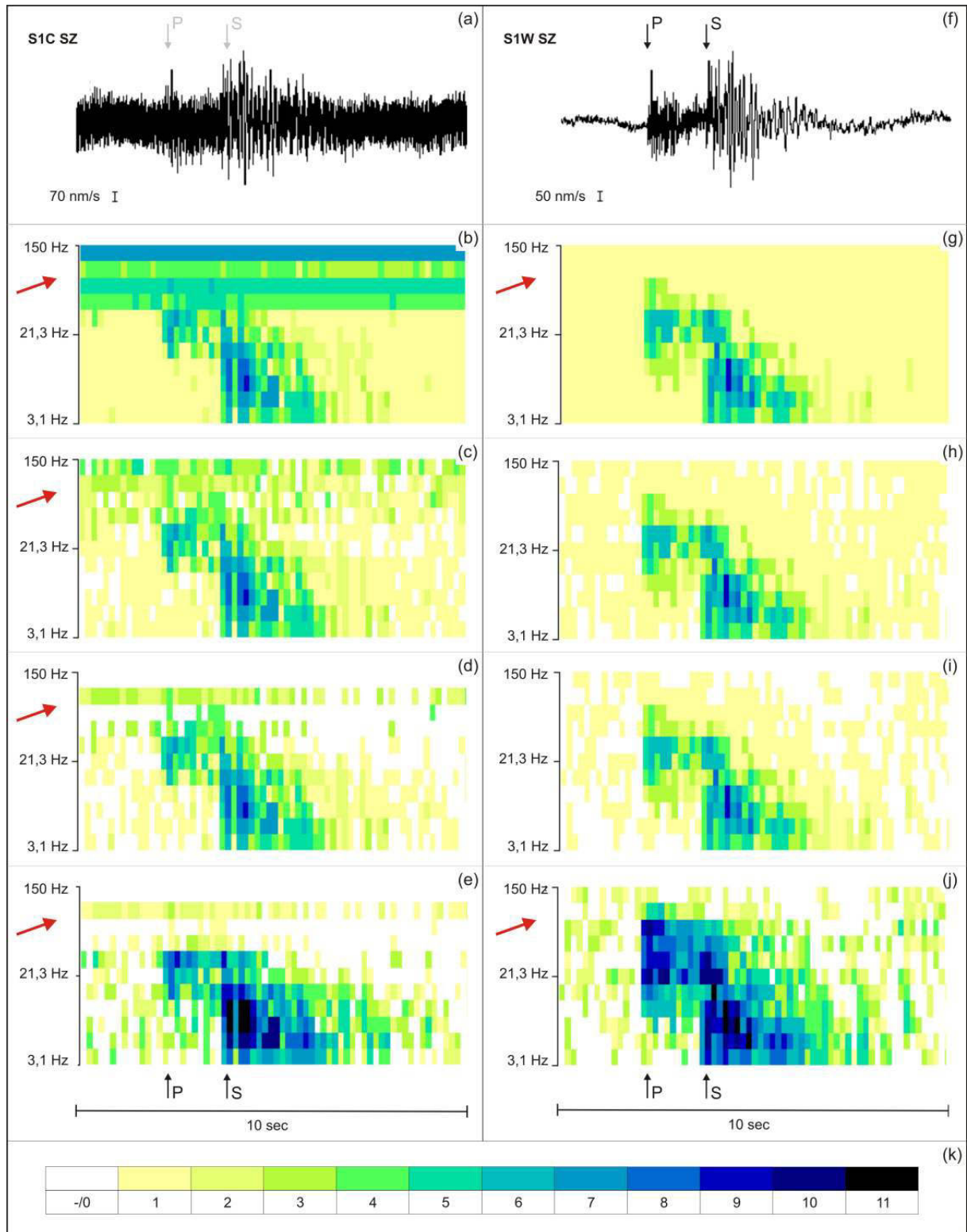


Abbildung 4.2: Schrittweise Sonogrammgenerierung anhand zweier Registrierungen eines schwachen Lokalbebens ($M_L = 0.3$ in ca. 10 km Entfernung) bei schlechten (Station S1C, 4.2a – 4.2e) und guten (Station S1W, 4.2f – 4.2j) Bodenunruheverhältnissen: ungefilterte Seismogramme (4.2a und 4.2f), Spektrogramme (4.2b und 4.2g), Rauschanpassung (4.2c und 4.2h), Blanking (4.2d und 4.2i) und Prewhitening (4.2e und 4.2j) sowie die verwendete logarithmische Energie-Farbskala (4.2k).

Zusammenfassend lässt sich die Berechnung der Sonogramme nach Gleichung 4.7 darstellen:

$$SONO(\omega, t) = \begin{cases} \log_2 \left(\frac{A(\omega, t) - 2^{M(\omega)}}{2^{M(\omega)+S(\omega)} - 2^{M(\omega)}} \right), & A(\omega, t) > 2^{M(\omega)+S(\omega)} \\ 0, & \text{else} \end{cases} \quad (4.7)$$

Der Einfluss dieser Berechnungen und Optimierungen ist schrittweise in Abbildung 4.2 dargestellt. Abbildung 4.2 zeigt ein Lokalbeben geringer Stärke ($M_L = 0,3$ in ca. 10 km Entfernung), welches mit den vertikalen Komponenten zweier Stationen (S1C und S1W) am Heumöser Hang registriert wurde (Kapitel 6.1.3). Dabei zeigt die Station S1C deutlich ungünstigere Bodenunruheverhältnisse als die Station S1W, welche durch hoch- und monofrequente Störsignale verursacht wurde. Dadurch ist die Signal- bzw. Wellenphasenidentifizierung im (ungefilterten) Seismogramm an der Station S1C (Abbildung 4.2a) nicht möglich. Die Abbildung 4.2 illustriert die Vorteile der Anwendung von Sonogrammen. Trotz der unterschiedlichen Bodenunruheverhältnisse ist das generierte Sonogrammmuster bei beiden Aufzeichnungen ähnlich, zeigt kohärente Phaseneinsätze und ermöglicht damit eine Signalidentifizierung und weitere Prozessierungsschritte (Abbildung 4.2e, 4.2j).

4.2.3 Daten Screening und Signalklassifizierung mit der Software *SonoView*

Die Software *SonoView* wurde entwickelt, um große seismische Datensätze nach relevanten Signalen zu screenen. Die Grundidee ist dabei die Visualisierung größtmöglicher Informationsdichte, um, unabhängig von der Anzahl der verwendeten Stationen und der Registrierungsdauer, die Validierung einer zeitlichen und räumlichen Koinzidenz relevanter Signale und somit eine erste Signalklassifizierung, zu ermöglichen. Um beispielsweise das politisch vorgegebene Ziel der *OSI* der *CTBTO* (die Lokalisierung von Nachbeben Magnitude $M_L = -2,0$ einer möglichen nuklearen Explosion in einem Untersuchungsgebiet von 1000 km²) zu erreichen, ist es notwendig, seismisch registrierte Daten von mindestens 50 *SNS* in Echtzeit auszuwerten, was der Analyse der Informationen aus mindestens 300 (50 x 6) Spuren entspricht (Kapitel 4.1).

Um dies zu ermöglichen, werden redundante Informationen unterdrückt und lediglich die vertikalen Spuren eines *SNS* (Kapitel 4.1) zur Signalklassifizierung berücksichtigt. Basierend auf der Analyse von Sonogrammmustern sollen Datensätze möglichst übersichtlich dargestellt und registrierte Signale möglichst schnell identifiziert werden. Dazu werden sogenannte Supersonogramme abgebildet, in denen die relevanten Signalinformationen aller Vertikalspuren eines *SNS* enthalten sind. Für die Generierung der Supersonogramme wird von den Vertikalspuren eines *SNS* die Farbinformation von jedem Zeit-Frequenz-Block der aus den Registrierungen berechneten Sonogramme (Kapitel 4.2.2, Abbildung 4.3a) in einem sogenannten Metapixel zusammengefasst (Abbildung 4.3b).

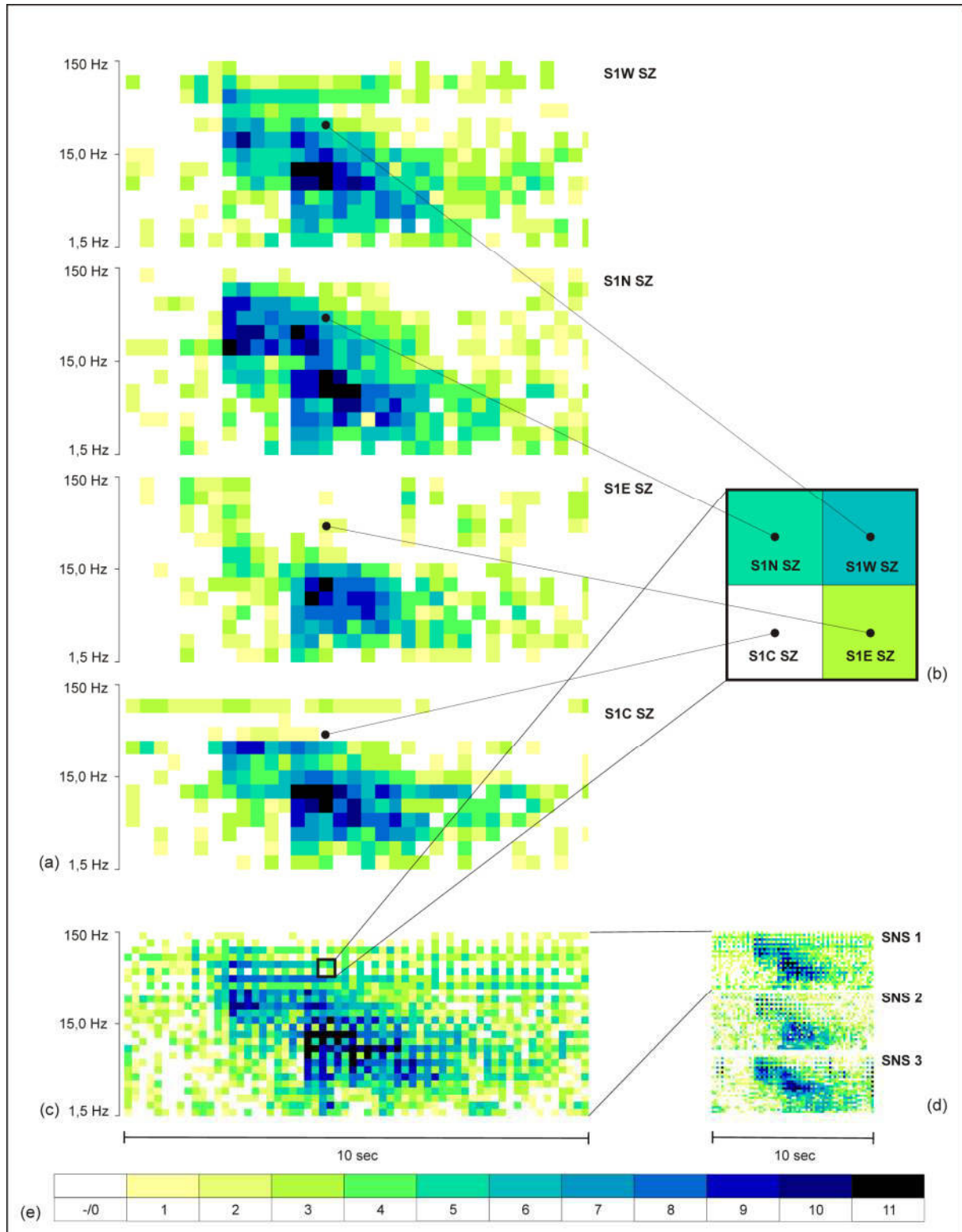


Abbildung 4.3: Generierung der Super-sonogramme anhand der Registrierungen eines schwachen Lokalbebens ($M_L = 0,3$ in ca. 10 km Entfernung, vgl. Abb. 4.2) mit den vier vertikalen Spuren eines SNS: Sonogramme der Stationen S1W, S1N, S1E und S1C (4.3a), Metapixel mit den Farbinformationen der Einzelregistrierungen (4.3b), generiertes Super-sonogramm für ein SNS (4.3c), Super-sonogramme von drei SNS in Originalauflösung der Software SonoView (4.3d) und die verwendete logarithmische Energie-Farbskala (4.3e).

Jedes Metapixel hat dabei die gleiche Dimension (Frequenz über Zeit) wie die Zeit-Frequenz-Blöcke der einzelnen Sonogramme, enthält aber nun in einer 2x2 Matrix die Farbinformationen aller vier betrachteten Vertikalspuren (Abbildung 4.3c). Die Signalanalyse durch Supersonogramme hat im Gegensatz zu der Analyse der Einzelsonogramme den entscheidenden Vorteil, dass unabhängig von unterschiedlichen Registrierungen aufgrund variierender Bodenunruheverhältnisse innerhalb eines SNS (vgl. Abbildung 4.2), gerade bei Signalen mit einem geringen Signal-Rauschverhältnis, eine visuelle Detektion der zu untersuchenden Signale ermöglicht wird. Dabei werden verrauschte Aufzeichnungen einzelner Spuren durch die Überlagerung aller Vertikalspuren eines SNS ‚unterdrückt‘, womit die Koinzidenz des Signals innerhalb eines SNS visuell ‚verstärkt‘ und eine Identifikation relevanter Signale ermöglicht wird (Abbildung 4.3d).

Die Abbildung 4.3 illustriert die Generierung der Supersonogramme aus den Einzelsonogrammen der Vertikalspuren eines SNS anhand des Lokalbebens ($M_L = 0,3$ in ca. 10 km Entfernung) aus Abbildung 4.2. Die Farbinformationen pro Zeit-Frequenz-Block der unterschiedlichen Sonogramme (4.3a) bilden die Metapixel (4.3b) aus denen die Supersonogramme aufgebaut sind (4.3c). Deutlich wird die Tatsache, dass das Sonogramm des Lokalbebens nicht entscheidend von den unruhigeren Stationen S1E und S1C beeinflusst wird (vgl. Abbildung 4.2). Abbildung 4.3d zeigt die Supersonogramme des gleichen Signals von drei verschiedenen SNS eines Netzwerks in der Originalauflösung der Software *SonoView*. Dabei erkennt man, dass die Supersonogramme von SNS 2 und SNS 1 im Gegensatz zu dem von SNS 3 aufgrund der ungünstigeren Registrierungen an einzelnen Stationen ‚verpixelt‘ wirken. Dennoch ist die raum-zeitliche Kohärenz des Signals deutlich erkennbar und erlaubt eine Signalklassifizierung nach den erläuterten Kriterien. Die Geometrie der Stationen, mit denen das Lokalbeben registriert wurde, kann Kapitel 6.1.3 entnommen werden.

Die Abbildung 4.4 zeigt einen Screenshot der Software *SonoView* mit permanent registrierten Daten am Heumöser Hang mit 3 SNS (Kapitel 6.1.3). Mit Hilfe der Supersonogramme können in diesem Fall, in Abhängigkeit der Bildschirmauflösung, 44 Minuten dargestellt werden. Das registrierte Signal in Abbildung 4.4a zeigt das schwache Lokalbeben ($M_L = 0,3$ in ca. 10 km Entfernung) der Abbildungen 4.2 und 4.3. Das Signal in Abbildung 4.4b tritt lokal an dem SNS 3 auf und wurde durch eine Wasserpumpe in deren Nähe verursacht. Das Signal in Abbildung 4.4c wurde durch Frostbruchprozesse erzeugt, welches, ebenso wie das Signal in Abbildung 4.4b, nur an einem SNS registriert wurde.

In Kapitel 5 werden umfassend die Eigenschaften registrierter Signale diskutiert und Signalbeispiele gezeigt.

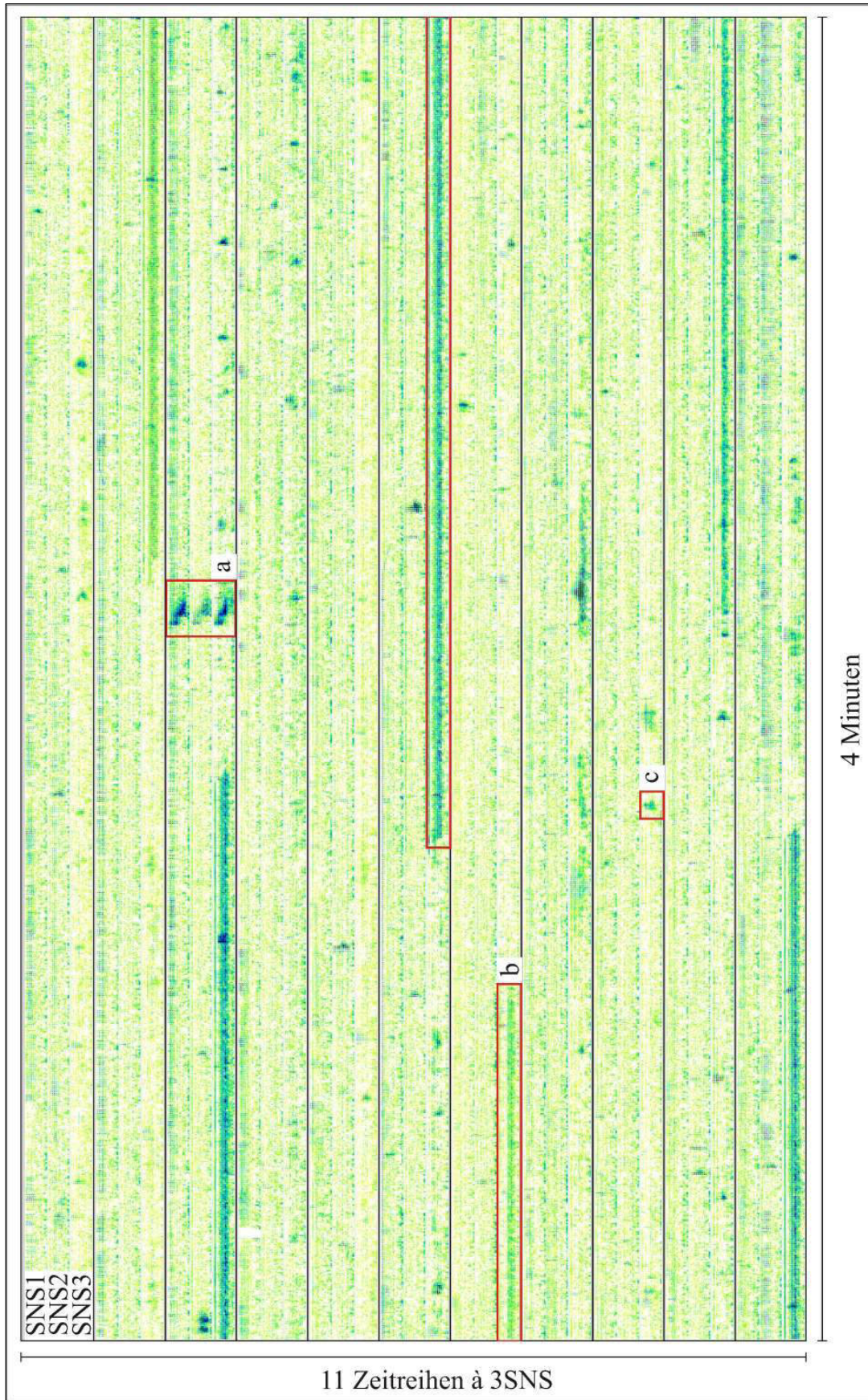


Abbildung 4.4: Screenshot der Software Sono View: 44 Minuten kontinuierlich registrierte Daten mit 3 SNS. (a) Lokalbeben ($M_L = 0,3$ in ca. 10 km Entfernung) der Abbildungen 3.2 und 3.3. (b) lokaler Noise an SNS3 durch Wasserpumpe. (c) Frostbruch-Signal an SNS3.

4.2.4 Lokalisierung von seismischen Ereignissen mit der Software *HypoLine*

Generell unterscheidet man bei der Lokalisierung von Erdbeben zwischen der Absolut- und der Relativlokalisierung. Bei der Absolutlokalisierung wird jedes Erdbeben als eigenständiges Ereignis betrachtet, was zur Folge hat, dass der Fehler eines meist nur ungenügend bekannten Geschwindigkeitsmodells in jede einzelne Lokalisierung einfließt. Um die Lokalisierungsgenauigkeit zu erhöhen, können aber auch Ereignisgruppen (*cluster*) betrachtet werden. Dabei wird ein *master event* definiert und die restlichen Ereignisse der gleichen Gruppe relativ zu diesem lokalisiert. Da in dieser Arbeit im Wesentlichen die Methode der Absolutlokalisierung angewendet wurde, wird auf diese im Folgenden näher eingegangen.

Bei der Absolutlokalisierung werden mittels seismischer Netzwerke, Arrays oder Einzelstationen die Einsatzzeiten einzelner Wellenphasen ermittelt und damit das Hypozentrum berechnet. Zur Bestimmung des Hypozentrums eines Erdbebens müssen folgende Parameter ermittelt werden: geografische Länge, geografische Breite, Herdtiefe und Herdzeit (x , y , z , T_0). Dabei wird vereinfachend angenommen, dass der Erdbebenherd als Punktquelle betrachtet werden kann, wodurch letztlich der Nukleationspunkt von Bruchflächen lokalisiert wird. Mathematisch betrachtet, handelt es sich dabei um ein Inversionsproblem, welches in der Seismologie standardmäßig durch die Anwendung des iterativen Lokalisierungsverfahrens nach GEIGER (1910) gelöst wird. Bei hinreichend bekanntem Untergrundmodell, exakten Bestimmungen der Phaseneinsätze und einem dichten Stationsnetz liefert diese Methode aussagekräftige Ergebnisse. Diese Bedingungen sind aber bei den Messkampagnen, die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführt wurden, allesamt nicht gegeben. Aufgrund der Heterogenität und der komplexen basalen Untergrundstruktur der untersuchten Hangrutschungen (Kapitel 3.1.1 und Kapitel 3.2.1) ist kein exaktes Geschwindigkeitsmodell bekannt. Gleichzeitig zeigen die registrierten Signale ein geringes Signal-Rausch-Verhältnis (Kapitel 5), wodurch die Phaseneinsätze mehrdeutig sind.

Im Gegensatz zur Inversionsmethode wird in der Software *HypoLine* (JOSWIG 2008), die im Rahmen dieser Arbeit zur Lokalisierung von seismischen Ereignissen verwendet wurde, die Auswirkung eines jeden Parameters auf die Berechnung der Hypozentralparameter grafisch ersichtlich. Die Lokalisierung in *HypoLine* basiert auf einer algebraischen Lösung und nicht auf der Linearisierung des Lokalisierungsproblems. Somit kann der Observator den Einfluss der einzelnen Informationen auf die Lösung gegeneinander abwägen und gewichten, um die Lokalität der Quelle zu bestimmen. Es lassen sich zahlreiche Lösungsvariationen innerhalb kürzester Zeit auf Plausibilität überprüfen. Das gewählte Epi- bzw. Hypozentrum eines seismischen Ereignisses entspricht daher der plausibelsten Lösung unter Berücksichtigung aller Einflussfaktoren.

In Abhängigkeit der Entfernung zwischen Quelle und Empfänger kann eine gegebene Geometrie von Seismometern zwei verschiedene Stationskonfigurationen beschreiben. Liegt der Herd eines seismischen Ereignisses innerhalb einer Stationsauslage, beschreibt diese ein seismisches Netzwerk. Liegt der Herd weit außerhalb dieser Auslage, mehr als zehn

Wellenlängen λ (SCHWEITZER et al. 2002), definiert es ein seismisches Array. Da sich zumeist Erdbebenherde im Übergangsbereich dieser beiden Konfigurationen befinden, können sowohl Netzwerk- als auch Arrayverfahren für dessen Lokalisierung angewendet werden. In dieser Arbeit wurden bis zu vier seismische Kleinarrays benutzt, welche für sich betrachtet Arrays, kombiniert aber ein Netzwerk darstellen können. Somit wurden beide Lokalisierungsverfahren angewendet, die im Folgenden kurz vorgestellt werden. Prinzipiell hängt die Genauigkeit der Lokalisierung eines seismischen Ereignisses im Wesentlichen von folgenden Faktoren ab (verändert nach HÄGE 2009d):

- Anzahl der Stationen
- Stationsgeometrie / Stationsdichte
- Anzahl und Genauigkeit der zur Verfügung stehenden Phaseneinsatzzeiten
- Signal-Rauschverhältnis
- Komplexität und Kenntnis des Geschwindigkeitsmodells
- Entfernung Quelle – Empfänger
- verwendete Lokalisierungsmethode
- Abtastrate der Datenregistrierung.

Array-Ortung

Das Verfahren der Array-Ortung wurde aus den Gebieten der Radioastronomie und der Funkmesstechnik in den 1960er Jahren von Seismologen adaptiert. Seitdem wurden weltweit zahlreiche seismische Arrays, wie z. B. *NORSAR* in Norwegen oder *GERESS* und *GRF* (*Gräfenberg-Array*) in Deutschland, zur Strukturerkundung der Erde und zur Überwachung nuklearer Explosionen, installiert. Seismische Arrays werden aber auch dazu genutzt, kleinräumige Prozesse seismisch zu untersuchen. So werden z. B. mit Hilfe seismischer Arrays im Rahmen der *OSI* der *CTBTO* Kleinstbeben einer möglichen nuklearen Explosion detektiert und lokalisiert (Kapitel 4.1, RINGDAL 1990), seismische Signale an Eisschollen überwacht (LÄDERACH & SCHLINDWEIN 2011) und Prozesse an Hangrutschungen untersucht (GOMBERG et al. 1995).

Zur Auswertung relevanter Signale, die mit Hilfe seismischer Arrays registriert wurden, werden vor allem die Methoden der Richtstrahlbildung (*beamforming*) und die der Frequenzwellenzahlanalyse routinemäßig angewendet (z.B. HARJES & HENGER 1973, ROST & THOMAS 2002). Eine Bedingung für die Anwendung von Array-Techniken ist, dass die eintreffenden Wellen als ebene Wellenfronten betrachtet werden können. Das ist dann gegeben, wenn die Anzahl der zwischen Quelle und Empfänger liegenden Wellenlängen ausreichend groß ist (AKI & RICHARDS 2002) und nur ein kleiner Ausschnitt der Wellenfront betrachtet wird (TIPLER 1994). Überschlüssig betrachtet ist dies dann der Fall, wenn die Apertur eines Arrays ungefähr $1/10$ der Epizentraldistanz des seismischen Ereignisses beträgt (SCHWEITZER et al. 2002).

In der Software *HypoLine* können im Array-Modus die einzelnen Spuren eines Arrays visuell überlagert werden, so dass eine bestmögliche Kohärenz einzelner Phasen vorliegt. Aus den so ermittelten Differenzzeiten können dann der Rückazimut und die Scheingeschwindigkeit mit mindestens drei Stationen nach PIGNATELLI et al. (2008) berechnet werden:

Gegeben sei ein homogenes Medium mit einer Geschwindigkeit seismischer Wellen v sowie drei Stationen s_1 , s_2 und s_3 . Es sei s_1 die Referenzstation, dann gilt für den Zeitversatz zwischen den Stationen s_2 und s_3 :

$$\Delta t_{12} = t_2 - t_1 = \frac{\overline{s'_1 s'_2}}{v_a}. \quad (4.8)$$

Dabei stellt v_a die Scheingeschwindigkeit und s'_1 und s'_2 die Projektion der Stationen s_1 und s_2 auf den Rückstrahl dar. Mit Hilfe geometrischer Beziehungen lässt sich der Zeitversatz durch die Stationskoordinaten $s_1(x_1, y_1)$ und $s_2(x_2, y_2)$ und dem Rückazimut α ausdrücken:

$$\Delta t_{12} = \frac{(y_2 - y_1)\cos\alpha + (x_2 - x_1)\sin\alpha}{v_a}. \quad (4.9)$$

Für den beobachteten Zeitversatz zwischen den Stationen s_1 und s_3 gilt analog:

$$\Delta t_{13} = \frac{(y_3 - y_1)\cos\alpha + (x_3 - x_1)\sin\alpha}{v_a}. \quad (4.10)$$

Aus den Gleichungen 4.9 und 4.10 lässt sich der Rückazimut wie folgt berechnen:

$$\tan\alpha = \frac{\Delta t_{12}(y_3 - y_1) - \Delta t_{13}(y_2 - y_1)}{\Delta t_{12}(x_3 - x_1) - \Delta t_{13}(x_2 - x_1)}. \quad (4.11)$$

Für die Scheingeschwindigkeit gilt nach Gleichung 4.9:

$$v_a = \frac{(y_2 - y_1)\cos\alpha - (x_2 - x_1)\sin\alpha}{\Delta t_{12}}. \quad (4.12)$$

Der Vorteil dieses Ansatzes liegt darin, dass keine Absolutzeiten von Phaseneinsätzen bekannt sein müssen. Es ist ausreichend, die gleiche Wellenphase eines Signals auf den vier Vertikalspuren eines SNS so zu bestimmen, dass eine möglichst hohe Kohärenz vorliegt. Besonders bei schwachen Ereignissen, wie sie in dieser Arbeit untersucht wurden, ist dies von besonderer Bedeutung.

Zur Bestimmung der Scheingeschwindigkeit und des Rückazimuts eines Ereignisses sind prinzipiell lediglich zwei Differenzzeiten erforderlich. Für jedes SNS stehen hingegen vier Einsatzzeiten zur Verfügung, die permutiert werden. Somit ergeben sich pro SNS eigentlich vier Richtungstrahlen, die in *HypoLine* grafisch dargestellt werden (Abbildung 4.5). Dieser

statistische Ansatz der Fehlerabschätzung (*jackknifing*, EFRON 1979) erlaubt eine direkte Abschätzung des Fehlermaßes jeder Einsatzzeit, der visuell erfasst werden kann und gewinnt in der Seismologie zunehmend an Bedeutung (z. B. LEES 1998, JOSWIG 2008). Die Streuung der Richtstrahlen gibt ein Maß für die Stabilität der Lösung an und ist aufgrund der geringen Apertur empfindlich gegen Ausreißer. Der Analyst gewichtet jedes Fehlermaß und bestimmt manuell die Einfallrichtung bzw. den Richtstrahl des Signals, dessen Breite von der Stationsgeometrie und der Abtastrate abhängt.

Die Abbildung 4.5 zeigt einen Screenshot der Software *HypoLine* im Array-Modus. Dargestellt ist die kohärente Überlagerung der vier Vertikalspuren eines SNS zur Bestimmung des Rückazimuts und der Scheingeschwindigkeit anhand des Signals des schwachen Lokalbebens ($M_L = 0,9$) aus Kapitel 4.2.2 und 4.2.3.

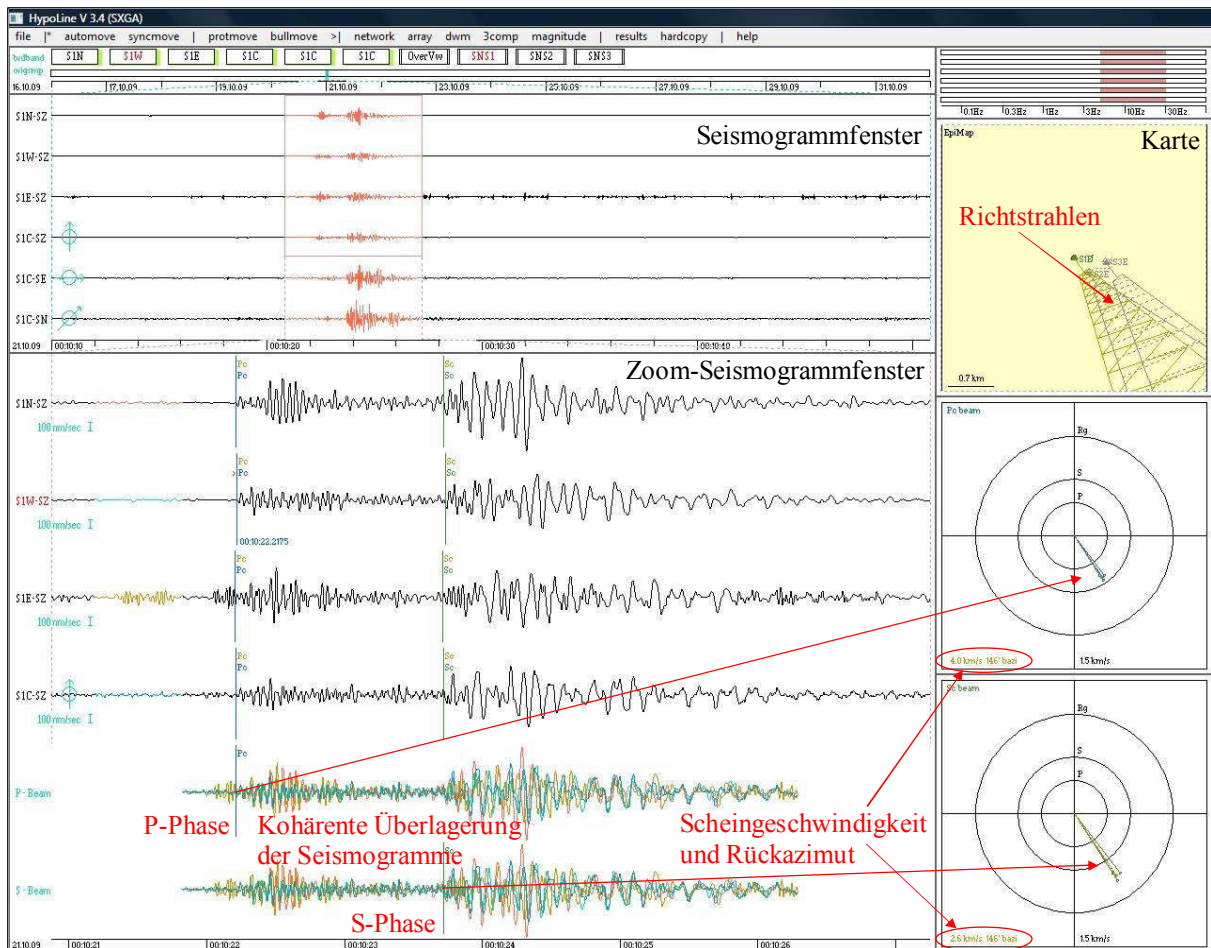


Abbildung 4.5: Screenshot der Software *HypoLine* im Array-Modus. Bestimmung des Rückazimuts und der Scheingeschwindigkeit eines schwachen Lokalbebens durch die kohärente Überlagerung der P- und S-Phase.

Netzwerk-Ortung

Die Lokalisierung seismischer Ereignisse im Netzwerk-Modus der Software *HypoLine* erfolgt mit Hilfe der Hyperbelmethode (PUJOL & SMALLEY 1990, PUJOL 2004, EAGAR et al. 2006, JOSWIG 2008) und der Differenzlaufzeit zwischen der P- und S-Phase ($t_S - t_P$).

Betrachtet man die ebene Auslage dreier Stationen s_1 , s_2 und s_3 in einem homogenen Halbraum mit den Ankunftszeiten einer seismischen Wellenphase $t_1 < t_2 < t_3$, so erzeugen t_1 und t_2 der Stationen s_1 und s_2 eine Hyperbel. Genau betrachtet, stellt diese Hyperbel den Tiefenschnitt eines Hyperboloids dar (JOSWIG 2008). Für die Berechnung der Hyperbeln ist $t_2 - t_1$ konstant und die Herdzeit wird als freier Parameter betrachtet. Die Stationen s_1 und s_2 bilden in diesem Beispiel die Brennpunkte der Hyperbel. Bei einem SNS stehen maximal vier P-Einsätze zur möglichen Verfügung. Dadurch ergeben sich sechs Hyperbeln, die sich, in Abhängigkeit der Stationsgeometrie und den Einsatzzeiten, in bis zu vier Tripelpunkten schneiden. Die maximale Anzahl der möglicher Hyperbeln H und Tripelpunkte T_R berechnet sich aus n Einsatzzeiten gemäß (JOSWIG 2008):

$$H = \frac{n!}{(n-2)! 2!}, \quad (4.13)$$

$$T_R = \frac{n!}{(n-3)! 3!}. \quad (4.14)$$

Durch die Wahl eines geeigneten Tiefen- und Geschwindigkeitsmodells wird durch einen Bereich der höchsten Hyperbeldichte, der $t_S - t_P$ Kreise und den Richtstrahlen der Array-Ortung das Hypozentrum ermittelt (Abbildung 4.6). Dabei wird zusätzlich der kleinste Fehler zwischen den determinierten und den theoretischen Einsatzzeiten eines ermittelten Hypozentrums berücksichtigt. Die Streuung der Tripelpunkte ist ein Maß für die Lokalisierungsgenauigkeit. Je größer der räumliche Abstand zwischen den Tripelpunkten ist, desto größer ist die Lokalisierungsungenauigkeit und der Fehler der gewählten, einfließenden Parameter (JOSWIG 2008, Abbildung 4.6).

Nachdem das Hypozentrum eines seismischen Ereignisses bestimmt wurde, kann die Lokalmagnitude (M_L) ermittelt werden. Dazu wird in *HypoLine* die maximale Amplitude der S-Phase an einer der beiden Horizontalkomponenten der zentralen 3c-Station eines SNS bestimmt (*Wood-Anderson-Simulation*). Die Magnituden-Entfernungskurve für Epizentraldistanzen kleiner 10 km wurde von WUST-BLOCH & JOSWIG (2006) kalibriert und in *HypoLine* implementiert.

Die Abbildung 4.6 zeigt einen Screenshot der Software *HypoLine* im Netzwerk-Modus. Dargestellt ist die Lokalisierung des Lokalbebens ($M_L = 0,9$ in 6.0 km Tiefe) aus Kapitel 4.2.2 und 4.2.3 mit Hilfe der grafischen Überlagerung von Richtstrahl, $t_S - t_P$ -Kreis und Tripelpunkten der Hyperbeln eines SNS.

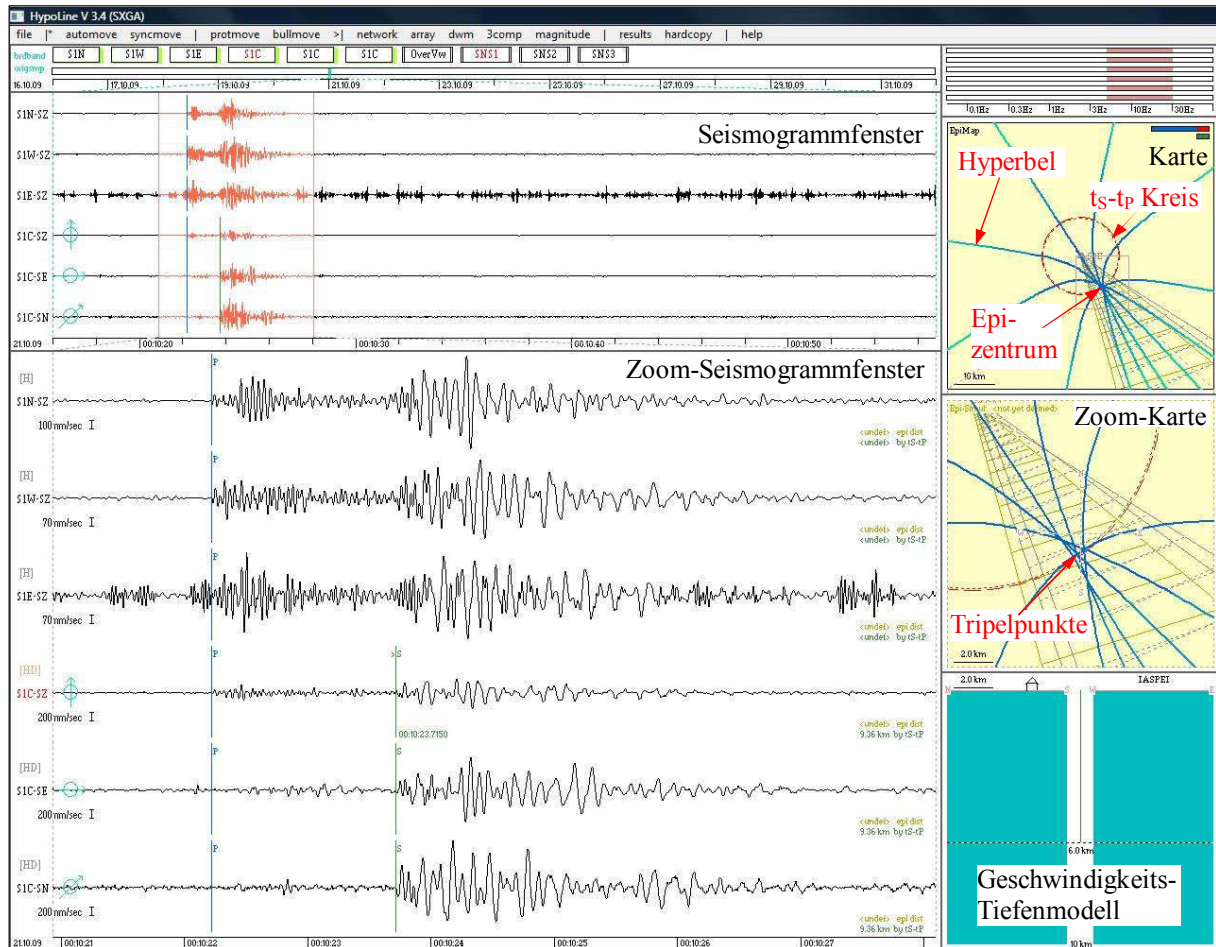


Abbildung 4.6: Screenshot der Software HypoLine im Netzwerk-Modus. Lokalisierung eines schwachen Lokalbebens ($M_L = 0,9$ in 6,0 km Tiefe) durch die Überlagerung der Richtstrahlen, des t_S - t_P -Kreises und der Tripelpunkte der Hyperbeln eines SNS.

Relativlokalisierung

Neben der Absolutlokalisierung seismischer Ereignisse, können Ereignisse, die zu einem *cluster* gehören, mit Hilfe der Relativlokalisierung lokalisiert werden. In HypoLine wird dafür ein sog. *master event* definiert und alle anderen Ereignisse des *clusters* (*slave events*) relativ zu diesem *master event* lokalisiert. Das Ziel ist die Minimierung der jeweiligen Laufzeitresiduen zwischen *master event* und *slave event*, die sich insbesondere bei einer ungünstigen Stationsgeometrie, z.B. eine geringe azimuthale Abdeckung, negativ auf die Ergebnisse der Absolutlokalisierung auswirken. Dabei sollte sich das *master event* möglichst in der Mitte des *clusters* befinden (SCHERBAUM & WENDLER 1986), um eine möglichst hohe Signalkohärenz zu gewährleisten. Diese Methode spielt in den im Rahmen dieser Arbeit erfolgten Auswertungen eine nur untergeordnete Rolle, wurde aber zur Lokalisierung von seismischen Vorläuferereignissen eines Felssturzes angewendet. Details zu dieser Methode und den Ergebnissen können dem Anhang A5 entnommen werden.

5 Hangprozesse und ihre seismischen Signale

Anhand der Klassifizierungskriterien (Kapitel 4.2.1, Tabelle 4.2) konnten die in den einzelnen Studien registrierten Signale mit Hilfe der Software *SonoView* zunächst klassifiziert (Kapitel 4.2.3) und anschließend mit der Software *HypoLine* deren Quellen identifiziert werden (Kapitel 4.2.4). Neben der Registrierung verschiedener anthropogener und natürlicher Störsignale und Signale tektonischer Seismizität, konnten am Heumöser Hang und am Schlammstrom in Super-Sauze folgende relevanten Hangprozesse seismisch erfasst und identifiziert werden:

- Rutschungsinduzierte Bruchprozesse (Heumöser Hang und Schlammstrom in Super-Sauze)
- Entwicklung von Rissen (Schlammstrom in Super-Sauze)
- Lokale Felsstürze (Schlammstrom in Super-Sauze)
- Frostbrüche (Heumöser Hang).

Die Signaleigenschaften, die zu deren endgültigen Identifizierung analysiert wurden, wurden in Kapitel 4.2.1 diskutiert und werden in diesem Kapitel anhand von Signalbeispielen vorgestellt. Dazu werden vor allem ihre typischen Sonogramm-muster beschrieben.

5.1 Tektonische Seismizität

Bei der seismischen Überwachung von Hangprozessen wurden in den im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Kampagnen zahlreiche Signale tektonischer Seismizität erfasst und identifiziert. Besonders starke teleseismische Erdbeben werden dabei ebenso registriert wie schwache lokale Ereignisse. Die jeweiligen Signaleigenschaften können dem Kapitel 4.2.1 und Tabelle 4.2 entnommen werden, prinzipiell werden aber die Signale tektonischer Seismizität an allen Stationen und mit ähnlicher Amplitude registriert.

Teleseismische Ereignisse

Signale teleseismischer Ereignisse zeigen lediglich Frequenzen unterhalb von 10 Hz (WIELANDT 1996). Die Abbildung 5.1 zeigt die Seismogramme und Sonogramme der ersten vier Minuten des am Heumöser Hang registrierten Signals des katastrophalen Sendai-Bebens. Dieses Ereignis mit einer Magnitude von $M_W = 9,0$ ereignete sich am 11.03.2011 und forderte Tausende von Opfer an der Ostküste Japans. Zirka 12 Minuten später wurden die seismischen Wellen des Ereignisses am Heumöser Hang registriert. Die Stationsgeometrie kann Kapitel 6.1.3 entnommen werden. Teleseismische Ereignisse eignen sich sehr gut zur Kalibrierung eines seismischen Netzwerks.

Regionalbeben

Bei Erdbeben regionaler Seismizität lassen sich einzelne Wellenphasen visuell in den Seismogrammen und Sonogrammen erfassen. Der Frequenzgehalt liegt aufgrund der geringeren Epizentraldistanz bei Frequenzen von bis zu ca. 50 Hz. Zusammen mit der t_s - t_p

Zeit kann ein solches Signal bereits während des Daten Screenings mit *SonoView* identifiziert werden. Die Abbildung 5.2 zeigt die Seismogramme und Sonogramme eines Regionalbebens in Norditalien mit $M_L = 3,5$ in ca. 250 km Entfernung und wurde am 08.10.2009 am Heumöser Hang registriert. Die Stationsgeometrie kann Kapitel 6.1.3 entnommen werden.

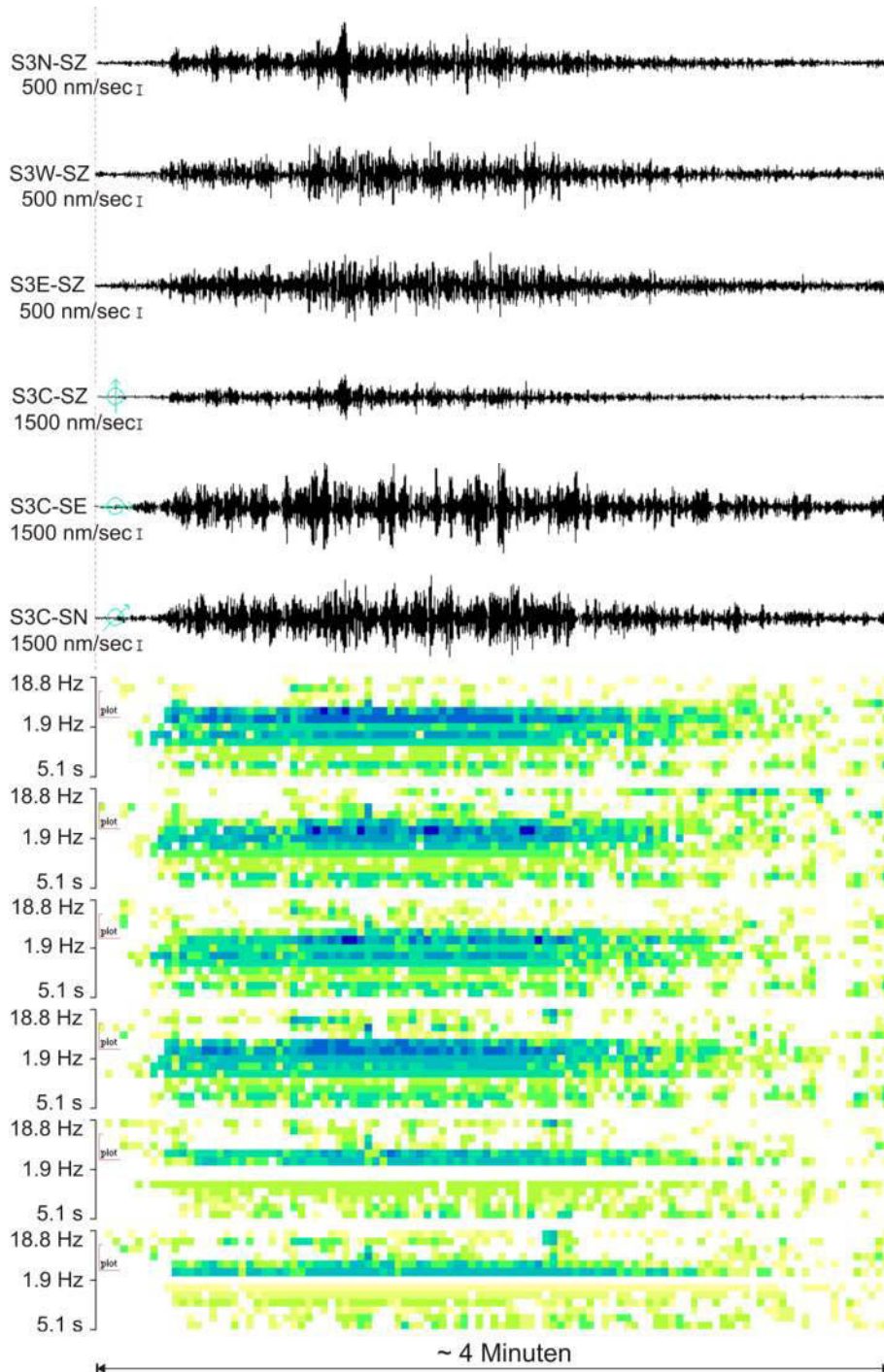


Abbildung 5.1: Seismogramme und Sonogramme des Signals des teleseismischen Ereignisses des Sendai-Bebens ($M_W = 9,0$), registriert am Heumöser Hang mit SNS 3 (11.03.2011, 05:58:20 UTC, resampelt auf 50 Hz). Die oberen drei Spuren repräsentieren die äußeren 1c-Stationen, die unteren drei die 3c-Zentralstation.

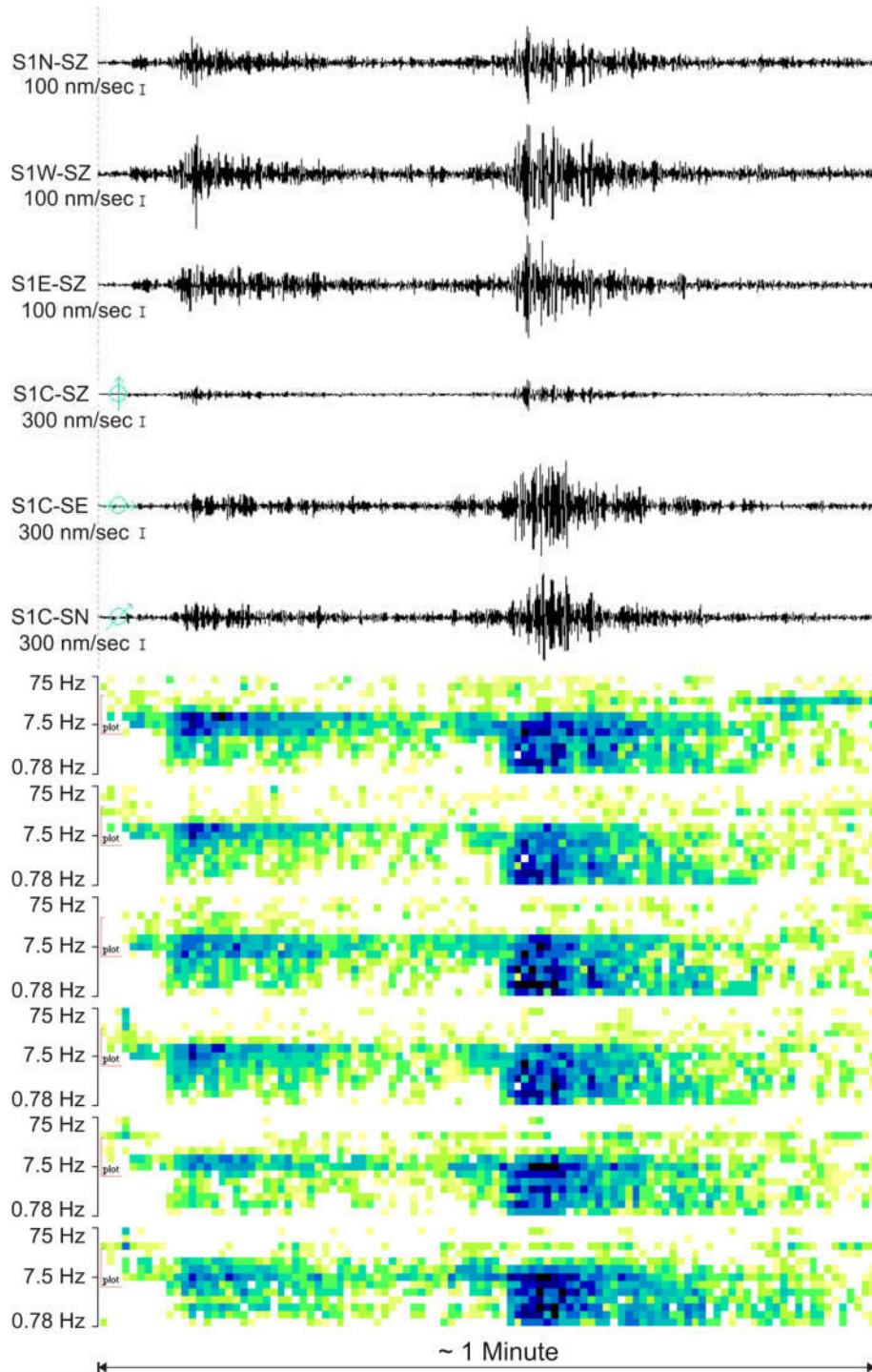


Abbildung 5.2: Seismogramme und Sonogramme des Signals eines Regionalbebens ($M_L = 3,5$ in ~ 250 km Entfernung), registriert am Heumöser Hang mit SNS 1 (08.10.2009, 17:46:09 UTC, resampelt auf 200 Hz). Die oberen drei Spuren repräsentieren die äußeren 1c-Stationen, die unteren drei die 3c-Zentralstation.

Lokalbeben

Im Gegensatz zu den Signalen teleseismischer und regionaler Seismizität zeigen die Signale von Lokalbeben aufgrund der geringen Epizentraldistanz hochfrequente Einsätze der P-Wellen und tieffrequente S-Einsätze, mit einer geringen $t_S - t_P$ Zeitdifferenz. Diese Signaleigenschaften erlauben eine rasche Signalidentifizierung mittels *SonoView*.

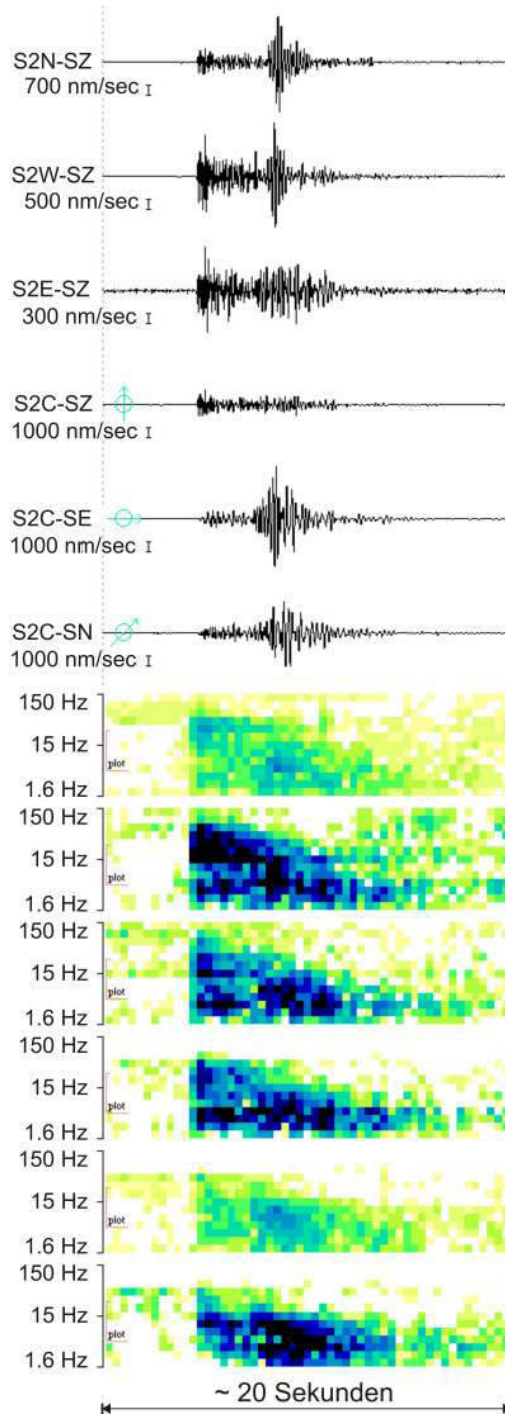


Abbildung 5.3: Seismogramme und Sonogramme des Signals eines Lokalbebens ($M_L = 1,4$ in ~ 14 km Entfernung), registriert am Heumöser Hang mit SNS 2 (18.01.2011, 21:30:43 UTC, Samplingrate: 400 Hz). Die oberen drei Spuren repräsentieren die äußeren 1c-Stationen, die unteren drei die 3c-Zentralstation.

Abbildung 5.3 zeigt die Seismogramme und Sonogramme eines am Heumöser Hang registrierten Lokalbebens auf der Schweizer Seite des Oberrheingrabens mit einer Magnitude von $M_L = 1,4$ in einer Entfernung von ~ 14 km. Die Stationsgeometrie kann Kapitel 6.1.3 entnommen werden.

5.2 Rutschungsinduzierte Bruchprozesse

Der Fokus der vorliegenden Arbeit ist die Analyse des raum-zeitlichen Auftretens rutschungsinduzierter Bruchprozesse. In beiden Untersuchungsgebieten, am Heumöser Hang und am Schlammstrom in Super-Sauze konnten diese Bruchereignisse erfolgreich registriert und lokalisiert werden. Die Signale ähneln sich dabei in ihrer Signaldauer von wenigen Sekunden, einem hochfrequenten Einsatz der P-Wellen und einem tieffrequenten Einsatz der S-Wellen. Prinzipiell ähneln sich dabei die Sonogrammmuster der Bruchprozesse mit denen lokaler Erdbeben (vgl. Abbildung 5.3 und Abbildung 5.4). Entscheidend für eine Identifizierung ist vor allem die Scheingeschwindigkeit mit der das Signal eine Stationsauslage durchläuft. Diese beträgt bei den rutschungsinduzierten Bruchprozessen wenige hundert Meter pro Sekunde, falls das Signal als direkte Welle an einer Station registriert wird, und bis zu $3,5$ km/s wenn das Signal als refraktierte Welle mit der Geschwindigkeit des basalen Festgesteins an einer Station aufgezeichnet wird.

Aus diesem Grund ist es wichtig, ein adäquates Untergrundmodell mit entsprechender Kenntnis der Ausbreitungsgeschwindigkeiten einzelner Wellenphasen für eine möglichst exakte Lokalisierung von Bruchprozessen zu gewinnen. Daher wurden einerseits refraktionsseismische Untersuchungen durchgeführt bzw. bereits ermittelte Untergrundmodelle adaptiert. Im Kapitel 5.2.1 sind die Untergrundmodelle, die für die Lokalisierung der Bruchprozesse in den beiden Untersuchungsgebieten herangezogen wurden, beschrieben.

Die Signale der Bruchprozesse wurden aufgrund ihrer variierenden Energieabstrahlung nicht an allen der jeweils zur Verfügung stehenden Stationen registriert. Um die Ereignisse zufriedenstellend lokalisieren zu können, müssen sie dennoch an mindestens zwei SNS registriert worden sein. Neben den Bruchereignissen, die durch Spannungsabbau-prozesse der jeweils untersuchten Hangrutschung generiert wurden, konnten am 10.05.2011 am Heumöser Hang mehrere Signale registriert werden, die prinzipiell vergleichbare Sonogrammmuster aufweisen, aber offensichtlich nicht durch Hangprozesse getriggert wurden. Die Signale wurden mit ähnlicher Amplitude an allen Stationen registriert, zeigen aber eine deutlich höhere Scheingeschwindigkeit von bis zu $5,0$ km/s und höhere t_s-t_p Zeitdifferenzen. Beide Signaleigenschaften deuten darauf hin, dass die Quelle dieser Ereignisse in einer größeren Entfernung liegt. Diese Signale wurden als Vorläufersignale eines Felssturzes in der Rappenlochschlucht, in einer Entfernung von ca. 5 km, interpretiert (Kapitel 6.1.4, Anhang A5).

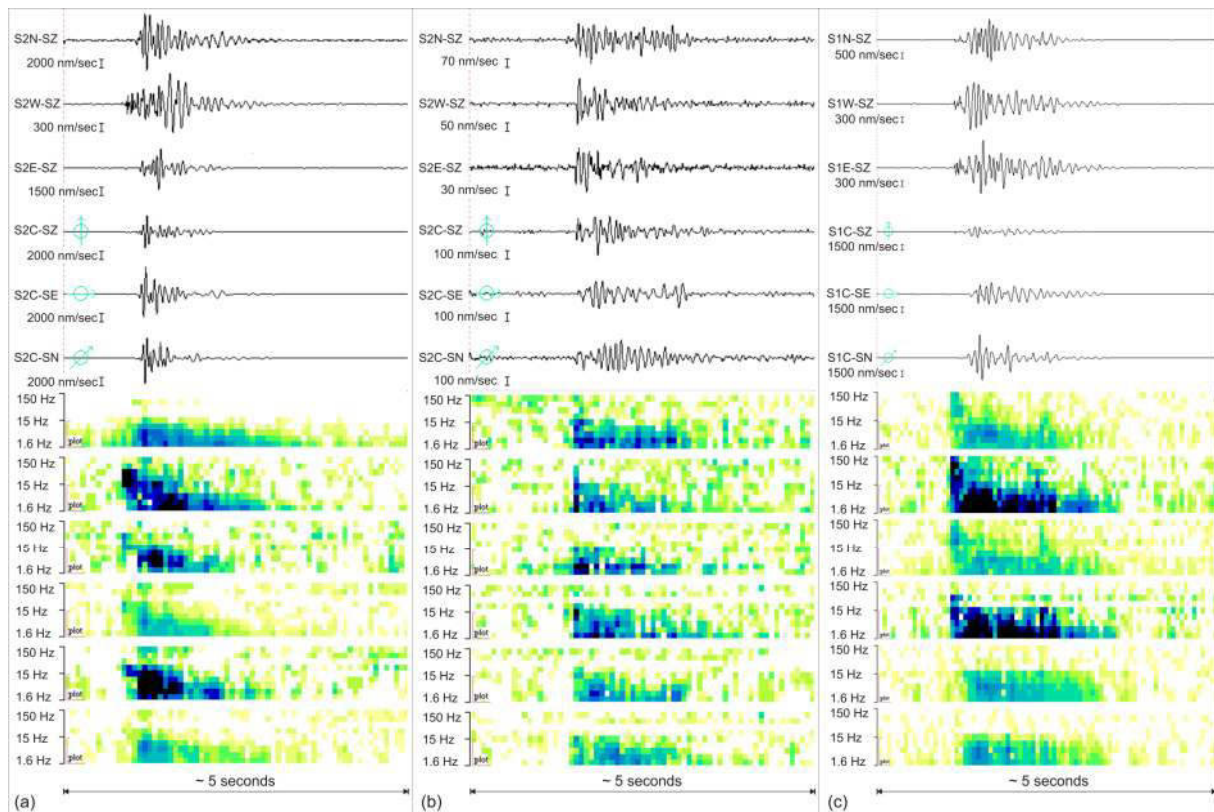


Abbildung 5.4: Seismogramme und Sonogramme typischer Signale von Bruchprozessen: (a) am Heumöser Hang ($M_L = -1,4$ in ~ 180 m Entfernung), (b) am Schlammstrom in Super-Sauze ($M_L = -2,2$ in ~ 120 m Entfernung), (c) Vorläuferereignis des Felssturzes in der Rappenlochschlucht ($M_L = -0,1$ in ~ 5 km Entfernung). Die oberen drei Spuren repräsentieren die äußeren 1c-Stationen, die unteren drei die 3c-Zentralstation. Die Samplingrate aller Signale beträgt 400 Hz.

Die Abbildung 5.4 zeigt die Seismogramme und Sonogramme typischer Bruchereignisse, die mit jeweils einem SNS registriert wurden: ein Bruchereignis am Heumöser Hang ($M_L = -1,4$ in ~ 180 m Entfernung), ein Bruchsignal am Schlammstrom in Super-Sauze ($M_L = -2,2$ in ~ 120 m Entfernung) und ein Bruchereignis als Vorläufer eines Felssturzes in der Rappenlochschlucht ($M_L = -0,1$ in ~ 5 km Entfernung). Die jeweilige Stationsgeometrie kann den Kapiteln 6.1.3 und 6.2.1 entnommen werden. Die Abbildung zeigt, dass, trotz der unterschiedlichen Herdprozesse, die Signale ein vergleichbares Sonogramm muster aufweisen, wodurch eine Signaldetektion bzw. -identifikation mit Hilfe der Softwares *SonoView* und *HypoLine* ermöglicht wird.

5.2.1 Gewählte Untergrundmodelle zur Lokalisierung von Bruchprozessen

Um die registrierten Bruchereignisse möglichst exakt lokalisieren zu können, ist die Implementierung eines realitätsnahen Untergrundmodells notwendig. In der für die Lokalisierung verwendeten Software *HypoLine* kann ein 1-dimensionales Untergrundmodell implementiert bzw. individuell angepasst werden.

Zur Bestimmung eines geeigneten Untergrundmodells, wurden am Heumöser Hang refraktionsseismische Untersuchungen durchgeführt (WALSER 2008). Dabei wurde eine durchschnittliche Mächtigkeit des Rutschungskörpers von ca. 20 m ermittelt. Die P-Wellen zeigen innerhalb des Rutschungsmaterials eine relativ geringe Ausbreitungsgeschwindigkeit von $v_P = 550$ m/s, wohingegen das basale Festgestein P-Wellen-Geschwindigkeiten von $v_P = 3000$ m/s aufweist. Neben der Refraktionsseismik wurden aber auch mit Hilfe eines Scherwellen-Vibrators reflektionsseismische Untersuchungen am Heumöser Hang durchgeführt. Die Auswertung einzelner Reflektionshyperbeln ergab eine Ausbreitungsgeschwindigkeit der Scherwellen innerhalb der Lockersedimente von $v_S = 290$ m/s. Für das instabile Hangmaterial bedeutet dies, dass das Verhältnis von v_P/v_S ca. 1,9 beträgt, wohingegen bei tektonisch verursachten Erdbeben aufgrund des Laufwegs der Wellen das Verhältnis bei ca. 1,73 liegt. Dieses observierte Verhältnis ist allerdings typisch für Lockersedimente. Somit wurde für den Heumöser Hang ein ‚Schicht über Halbraum‘ - Modell mit den erwähnten Ausbreitungsgeschwindigkeiten und Mächtigkeiten gewählt. Zusätzlich wurden auf dem ganzen Hang Kalibrierungsschüsse mit Hilfe einer sog. *SISSEY* (*Seismic Impulse Source System*) durchgeführt. Es zeigte sich, dass mit Hilfe des gewählten Untergrundmodells die Schüsse an bekannten Lokationen die geringsten zeitlichen Abweichungen ihrer Phaseneinsätze an den Stationen aufwiesen.

Im Gegensatz zum Heumöser Hang war die Untergrundtopographie des basalen Festgesteins und somit die Mächtigkeit des Rutschungskörpers am Schlammstrom in Super-Sauze im Vorfeld der Untersuchungen bekannt. AMITRANO et al. (2007) bestimmten eine durchschnittliche Mächtigkeit des Schlammstroms von ca. 15 m mit Hilfe verschiedener geophysikalischer Verfahren. Auch das Lockermaterial des Schlammstroms in Super-Sauze zeigt ein relativ hohes v_P/v_S - Verhältnis von $v_P/v_S = 1,9$. Die durchschnittliche Ausbreitungsgeschwindigkeit der P-Wellen innerhalb des Hangmaterials beträgt $v_P = 500$ m/s. Das basale Festgestein zeigt aufgrund seiner relativ hohen Verwitterungsanfälligkeit eine im Vergleich zum Heumöser Hang geringere Ausbreitungsgeschwindigkeit der P-Wellen von $v_P = 2200$ m/s (Kapitel 3.2), die mit früheren Untersuchungen einhergehen (GRANDJEAN et al. 2007). Somit wurde auch am Schlammstrom in Super-Sauze ein ‚Schicht über Halbraum‘ - Modell mit den beschriebenen Ausbreitungsgeschwindigkeiten und Mächtigkeiten gewählt und dessen Richtigkeit durch die Auswertung von Kalibrierungsschüssen bestätigt.

Für die Lokalisierung lokaler und regionaler Erdbeben wurde das *IASP91 Earth Reference Model* (KENNETT & ENGDAHL 1991) der *International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior* (IASPEI) verwendet.

Die refraktionsseismischen Untersuchungen am Heumöser Hang sind ausführlich im Manuskript des Anhangs A3 dargestellt.

5.2.2 Lokalisierung von Bruchprozessen in Lockersedimenten

Bei der seismischen Untersuchung kleinskaliger Prozesse in Lockersedimenten gilt es, den möglichen Einfluss der Materialeigenschaften auf die Signalregistrierung zu berücksichtigen. In Abhängigkeit der Sedimentmächtigkeit kann es prinzipiell durch die Lockersedimente zu einer Verstärkung des registrierten Signals kommen (z.B. TAYLOR et al. 1986). Diese Einflüsse sind besonders bei der gewählten Stationsauslage des permanenten seismischen Netzwerks am Heumöser Hang (Kapitel 6.1.3) beobachtbar. Dabei befindet sich das SNS 3 in einem Hangareal, wo die Sedimentmächtigkeit mehr als 25 m beträgt, wohingegen SNS 1 und SNS 2 in Hangbereichen deutlich geringerer Sedimentmächtigkeit installiert wurden. Dies führt dazu, dass einfallende seismische Wellen, ebenso wie die Bodenunruhe, an SNS 3 verstärkt werden, wodurch das Signal höhere Amplituden aufweist als an den Stationen der anderen SNS. Dadurch wird in der Berechnung der Sonogramme an diesen Stationen den einzelnen Zeit-Frequenz Blöcken eine höhere relative Energie zugewiesen. Gleichzeitig zeigt ebenso die Signalcoda an diesen Stationen ein höheres Signal-Rausch-Verhältnis wodurch das Signal an diesen Stationen eine größere Signaldauer aufweist (Abbildung 5.5c).

Unabhängig davon, dass es sich in den Untersuchungsgebieten um Lockergesteins-Hangrutschungen handelt, kommt es bei einer sehr geringen Epizentraldistanz eines Ereignisses dazu, dass einzelne Wellenphasen nicht mehr getrennt voneinander, sondern nahezu zeitgleich an einer Station registriert werden bzw. durch Nahfeldeffekte die S-Phase nicht klar zu identifizieren ist. In diesen Fällen kann die Lokalisierung des Ereignisses nicht mit Hilfe der Einsätze der S-Phase erfolgen, so dass dieses Ereignis zumeist mit Hilfe weiter entfernt gelegener Stationen erfolgte (Abbildung 5.5b).

Die Abbildung 5.5 zeigt die Supersonogramme von drei verschiedenen Ereignissen, die am Heumöser Hang registriert wurden. Die Stationsgeometrie kann Kapitel 6.1.3 entnommen werden. Die Abbildung 5.5a zeigt die Registrierung eines Bruchprozesses mit annähernd gleicher Epizentraldistanz zu allen Stationen von ca. 250-300 m. In diesem Fall sind die Muster der Supersonogramme an allen betrachteten SNS ähnlich und einzelne Wellenphasen lassen sich deutlich unterscheiden. Im Gegensatz dazu zeigt die Abbildung 5.5b die Registrierung eines Bruchprozesses, der in unmittelbarer Nähe von SNS 1 lokalisiert wurde. Die unterschiedliche Epizentraldistanz führt dazu, dass prinzipiell die Supersonogramme der einzelnen SNS ganz unterschiedliche Muster zeigen und an SNS 1 einzelne Wellenphasen nicht unterscheidbar sind. Die Abbildung 5.5c zeigt die Verstärkung der Registrierung eines Lokalbebens an SNS 3 aufgrund der größeren Sedimentmächtigkeit. Deutlich lassen sich die höhere Energieskalierung und die längere Signaldauer erkennen.

Die extreme Heterogenität des jeweiligen Materials der untersuchten Hangrutschungen sowie die extreme jeweilige Untergrundtopographie (Kapitel 3.1 und Kapitel 3.2) führen zusätzlich dazu, dass seismische Wellen innerhalb des Hangmaterials mehrfach reflektiert, gebrochen und gestreut werden. Dadurch sind die Laufwege eines Signals zu den einzelnen Stationen derart unterschiedlich, so dass die Seismogramme der Signale eine nur geringe Kohärenz

aufweisen. Dennoch zeigen die Sonogramme vergleichbare Muster und erlauben somit eine Signalidentifizierung. Bei oberflächennah generierten Prozessen führen Lockersedimente dazu, dass Signale enorm gedämpft werden (Kapitel 5.3).

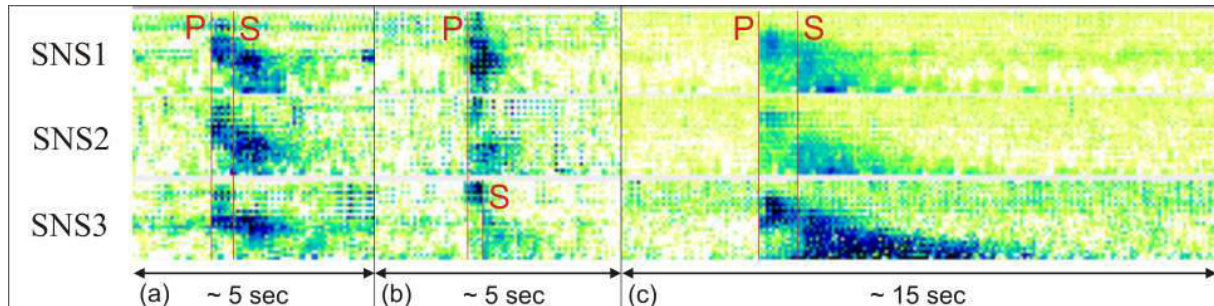


Abbildung 5.5: Supersonogramme verschiedener Signale zur Verdeutlichung des Einflusses von Lockersedimenten auf die Signalregistrierung: (a) Bruchprozess ($M_L = -1,2$ am Heumöser Hang) in vergleichbarer Entfernung von 250-300 m zu allen SNS, (b) Bruchprozess ($M_L = -1,8$ am Heumöser Hang) in der Nähe von SNS 1, (c) am Heumöser Hang registriertes Lokalbeben ($M_L = 0,5$ in ~8 km Entfernung). Die Samplingrate aller Signale beträgt 400 Hz.

5.3 Entwicklung von Rissen

Neben den beschriebenen Bruchprozessen konnten am Schlammstrom in Super-Sauze Signale registriert werden, die signifikante Unterschiede aufweisen. Die Ereignisse zeigen hangtypische Scheingeschwindigkeiten, einzelne Wellenphasen lassen sich aber nicht bestimmen. Gleichzeitig wurden diese Signale auch jeweils nur innerhalb eines SNS registriert. Sie zeigen innerhalb eines SNS enorme Amplitudenunterschiede, ein unterschiedliche Signaldauer und enorme Dämpfungseffekte hoher Frequenzen. Die Abbildung 5.6 zeigt die Seismogramme und Sonogramme des beschriebenen Signaltyps, registriert am Schlammstrom in Super Sauze mit einem SNS. Die Stationsgeometrie kann Kapitel 6.2.1 entnommen werden. Deutlich erkennbar ist der enorme Unterschied registrierter Amplituden des gleichen Signals innerhalb eines SNS, mit einem Faktor von ca. 30 innerhalb von ca. 20 m (vgl. die Stationen S2N und S2E). Gleichzeitig erkennt man an diesen beiden Stationen die enorme Dämpfung hoher Frequenzen.

Diese Eigenschaften der Signale deuten darauf hin, dass diese oberflächennah generiert sein müssen. Da die Registrierungen dieser Signale keine Trennung einzelner Wellenphasen ermöglichen und lediglich innerhalb eines SNS registriert wurden, wurde die Lokalisierung erschwert (vgl. Kapitel 5.2.2). Dennoch erlauben die registrierten Amplituden eine räumliche Abschätzung des Quellgebiets, in der Nähe der Station, an der die höchsten Amplituden aufgezeichnet wurden. Mit Hilfe weiterführender Feldexperimente konnte schließlich der Ursprung der Signale identifiziert werden (vgl. Kapitel 6.2.2, Anhang A4). Sie wurden durch Prozesse der Rissentwicklung an der Hangoberfläche generiert (vgl. Kapitel 3.2). Aus diesem

Grund wurde dieser Signaltyp auch nie am Heumöser Hang beobachtet, da dort keine Entwicklung von Rissen an der Oberfläche stattfindet. Die Ergebnisse der seismischen Untersuchung dieser Signale und eine ausführliche Beschreibung der Experimente, die zu deren Identifizierung führte, können dem Kapitel 6.2.2 entnommen werden.

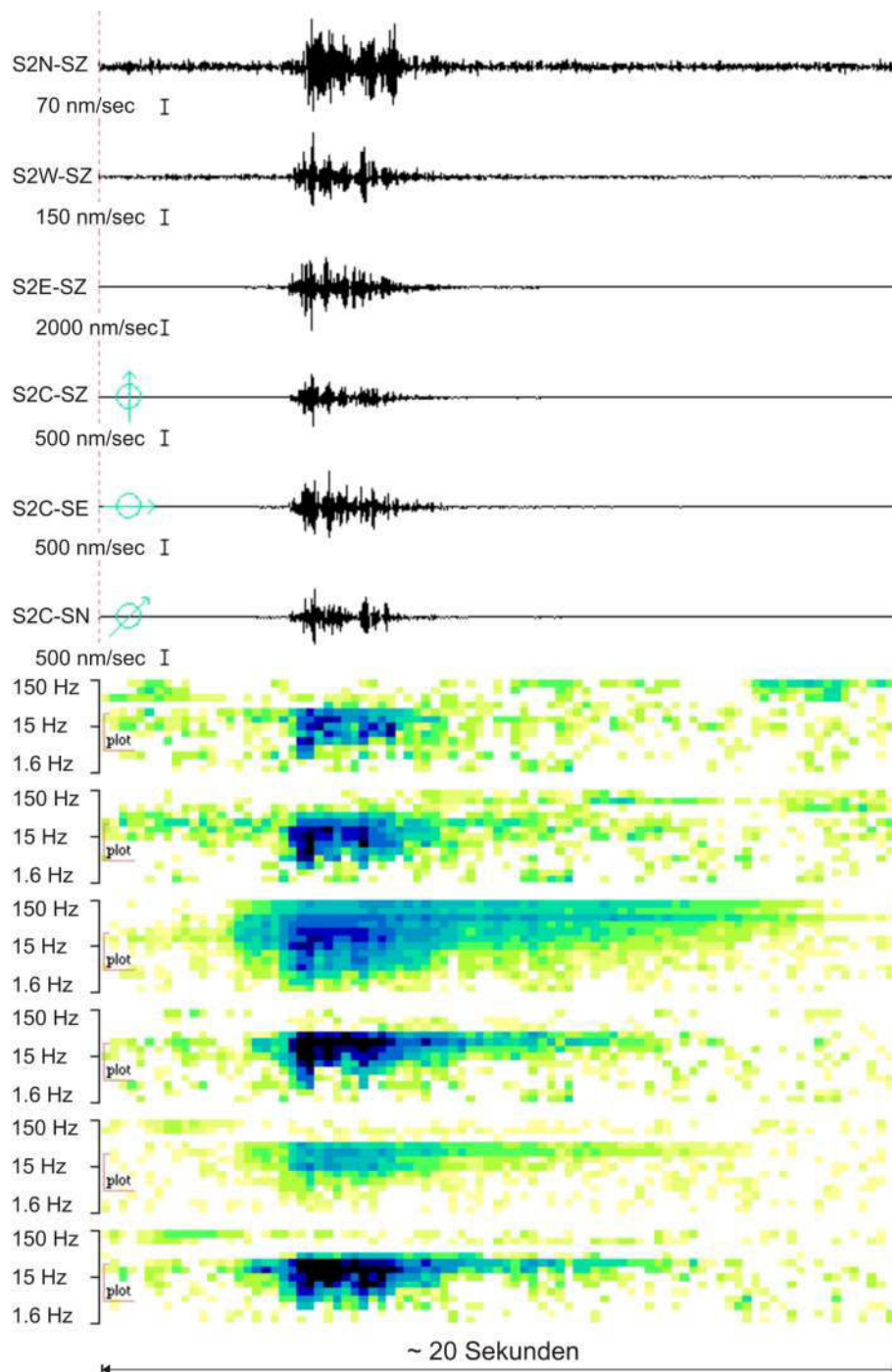


Abbildung 5.6: Seismogramme und Sonogramme des Signals durch Rissentwicklung, registriert am Schlammstrom in Super-Sauze mit SNS 2 (Samplingrate: 400 Hz). Die oberen drei Spuren repräsentieren die äußeren 1c-Stationen, die unteren drei die 3c-Zentralstation.

5.4 Lokale Felsstürze

Im Quellgebiet des Schlammstroms in Super-Sauze (Kapitel 3.2) kommt es nahezu täglich zum Abgang von Felsstürzen mit Komponenten unterschiedlicher Größe. Diese konnten im Gelände visuell beobachtet werden, womit eine Identifizierung registrierter Signale ermöglicht wurde. Die registrierten Signale zeigen dabei ganz unterschiedliche Eigenschaften. Der Aufschlag größerer Felsbrocken resultiert in einem breitbandigen, spike-artigen Signal, wohingegen das Rieseln feinkörnigen Materials als monofrequentes Noise-Band registriert wird. Da die Felsstürze an der Oberfläche generiert wurden, werden auch hier mit zunehmender Distanz von Quelle zu Empfänger, die hohen Frequenzanteile des Signals zunehmend gedämpft.

Die Abbildung 5.7 zeigt die Seismogramme und Sonogramme der Registrierung eines solchen Felssturzereignisses am Schlammstrom in Super-Sauze. Die Stationsgeometrie kann Kapitel 6.2.1 entnommen werden. Deutlich sind die unterschiedlichen Signalformen erkennbar.

Direkt am Heumöser Hang wurden solche Signale nie registriert, da sich dort aufgrund der lokalen geologischen und geomorphologischen Verhältnisse keine Felsstürze ausbilden (Kapitel 3.2). Dennoch ereignete sich am 10.05.2011 in einer Entfernung von ca. 5 km zum Heumöser Hang, in der Rappenlochschlucht, ein Felssturz mit einem geschätzten Volumen von ca. 15.000 m³, der eine Betonbrücke auf einer Länge von ca. 30 m wegriss. Dieser Felssturz wurde aufgrund der geringen Epizentraldistanz eher zufällig von den Stationen des permanenten seismischen Netzwerks registriert. Die Abbildung 5.8 zeigt die Seismogramme und Sonogramme eines SNS dieser Registrierung, die Stationsgeometrie kann Kapitel 6.1.3 entnommen werden. Die Abbildung 5.8a zeigt die ca. 5-minütige Registrierung der gesamten Felssturz-Sequenz und Abbildung 5.8b das ca. 40-sekündige Signal des Brückeneinsturzes. Deutlich ist zu erkennen, dass die Signale der Abbildung 5.7 und die der Abbildung 5.8 in Bezug auf die beschriebenen Signaleigenschaften signifikante Ähnlichkeiten aufweisen.

Bei den registrierten Felsstürzen, sowohl in Super-Sauze als auch bei dem Ereignis in der Nähe des Heumöser Hangs, konnten in den Signalen, vergleichbar mit den Signalen die durch Rissentwicklung generiert wurden (Kapitel 5.4), keine einzelnen Wellenphasen identifiziert werden. Dennoch erlaubt die Software *HypoLine* mit Hilfe der Permutation der P-Einsätze eine Lokalisierung.

Eine ausführliche Beschreibung der Auswertung des Felssturzereignisses in der Rappenlochschlucht ist in Kapitel 6.1.4 und im Anhang A5 gegeben.

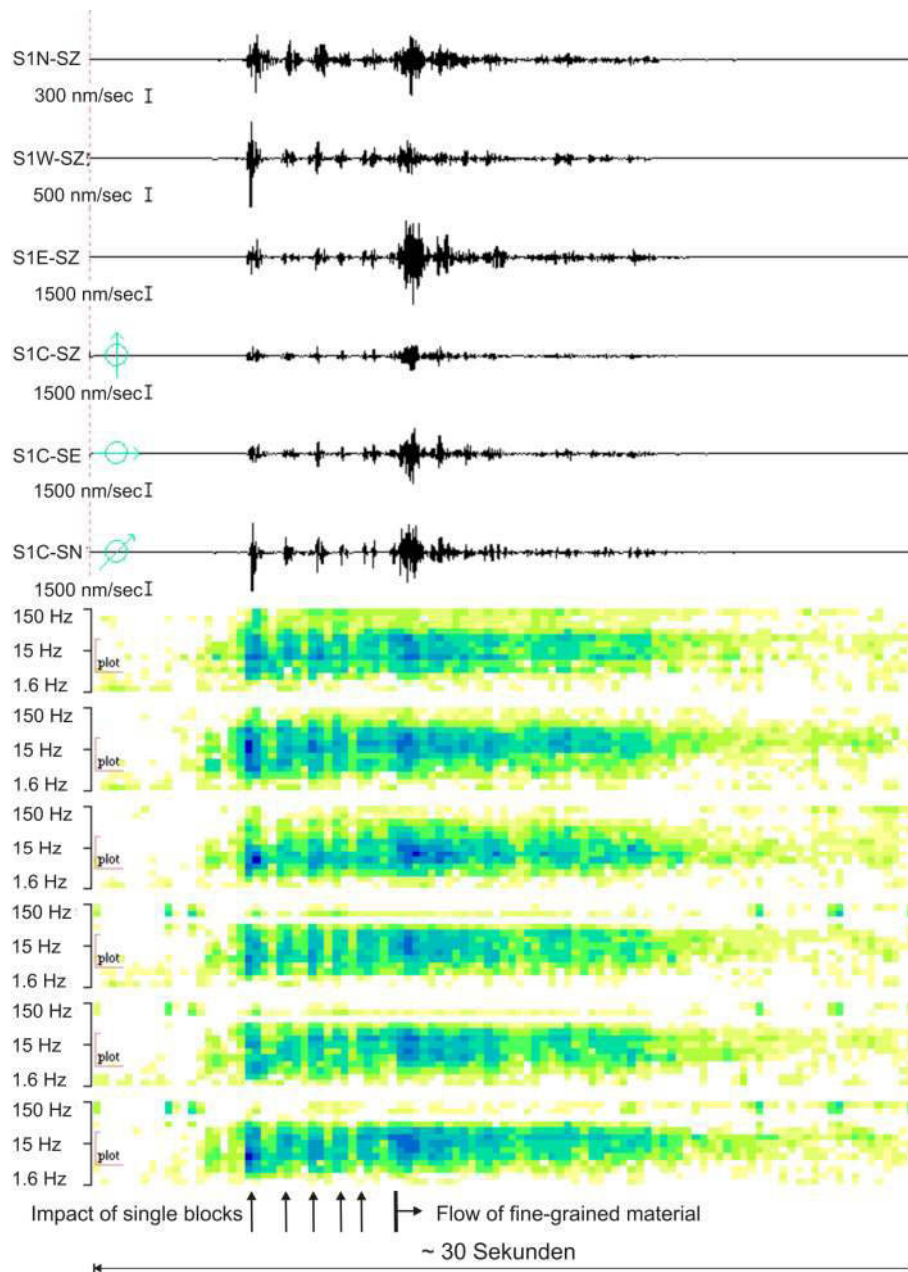


Abbildung 5.7: Seismogramme und Sonogramme des Signals eines Felssturzes, registriert am Schlammstrom in Super-Sauze mit SNS 1 (Samplingrate: 400 Hz). Die oberen drei Spuren repräsentieren die äußeren 1c-Stationen, die unteren drei die 3c-Zentralstation.

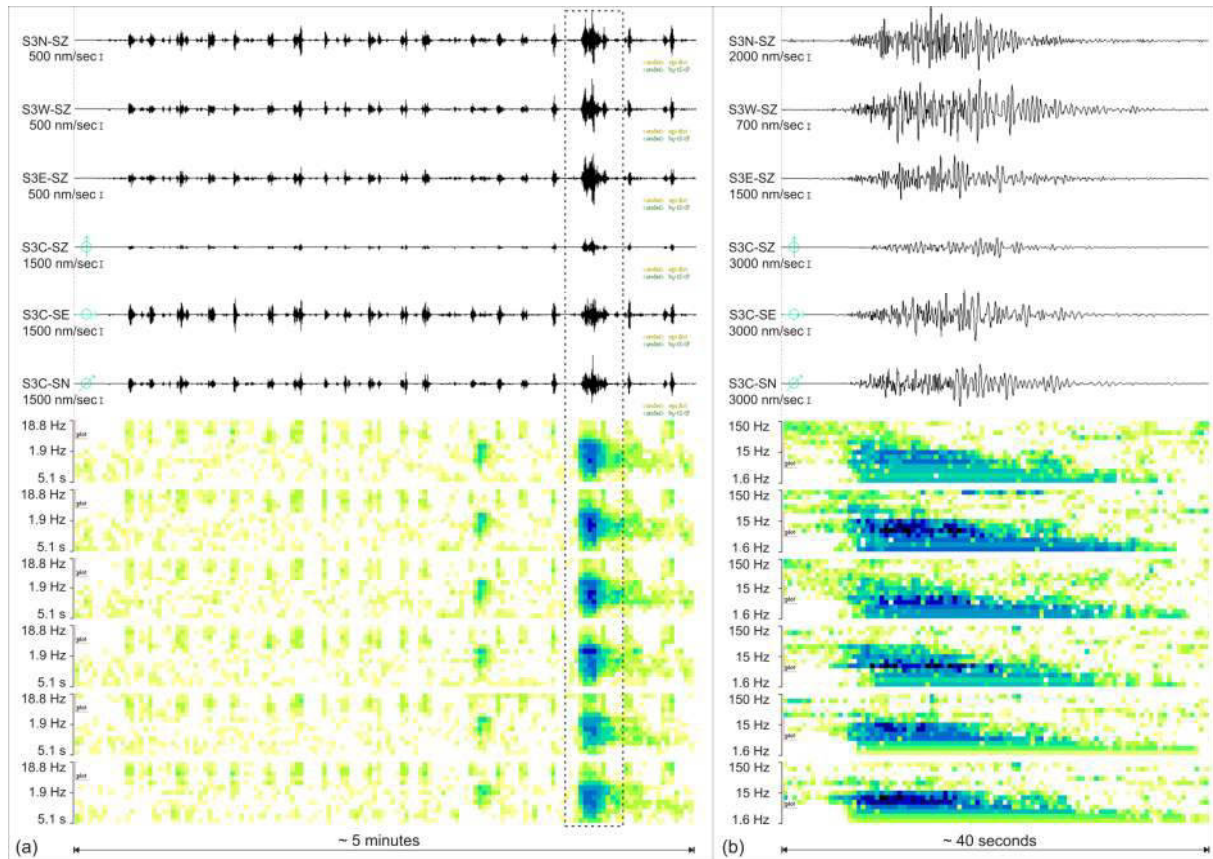


Abbildung 5.8: Seismogramme und Sonogramme des Signals des Felssturzes in der Rappenlochschlucht am 10.05.2011, registriert am Heumöser Hang mit SNS 3: (a) gesamte Felssturz-Sequenz (resampelt auf 50 Hz), (b) Sequenz des Brückeneinsturzes (Samplingrate: 400 Hz). Die oberen drei Spuren repräsentieren die äußeren 1c-Stationen, die unteren drei die 3c-Zentralstation.

5.5 Frostbrüche

Am Heumöser Hang konnten aufgrund der permanenten seismischen Überwachung Signale beobachtet werden, die zwar nicht durch die Dynamik des Hangmaterials an sich, aber durch Gefrierprozesse des Oberbodens generiert wurden. Vergleichbar mit den Signalen, die am Schlammstrom in Super-Sauze durch Rissentwicklung entstehen (Kapitel 5.3), konnten diese Signale nur innerhalb eines SNS registriert werden. Sie zeigen ebenso enorme Amplitundenunterschiede und die Dämpfung hoher Frequenzen innerhalb weniger Meter, was auf eine oberflächennahe Generierung deutet. Diese Signale wurden jeweils nur in den Wintermonaten beobachtet. Um mögliche Herdprozesse der registrierten Signale zu bestimmen, wurde im Winter 2010/2011 ein Feldexperiment unter kontrollierten Bedingungen durchgeführt. Das Experiment zeigte, dass vergleichbare Signale wie sie am Heumöser Hang observiert wurden, durch frostinduzierte Rissentwicklung im Material (Frostsprengung) in den obersten Bodenschichten generiert werden (vgl. Kapitel 6.1.3). Die Signale treten sequenzartig auf, mit bis zu 100 Ereignissen innerhalb von einer Stunde.

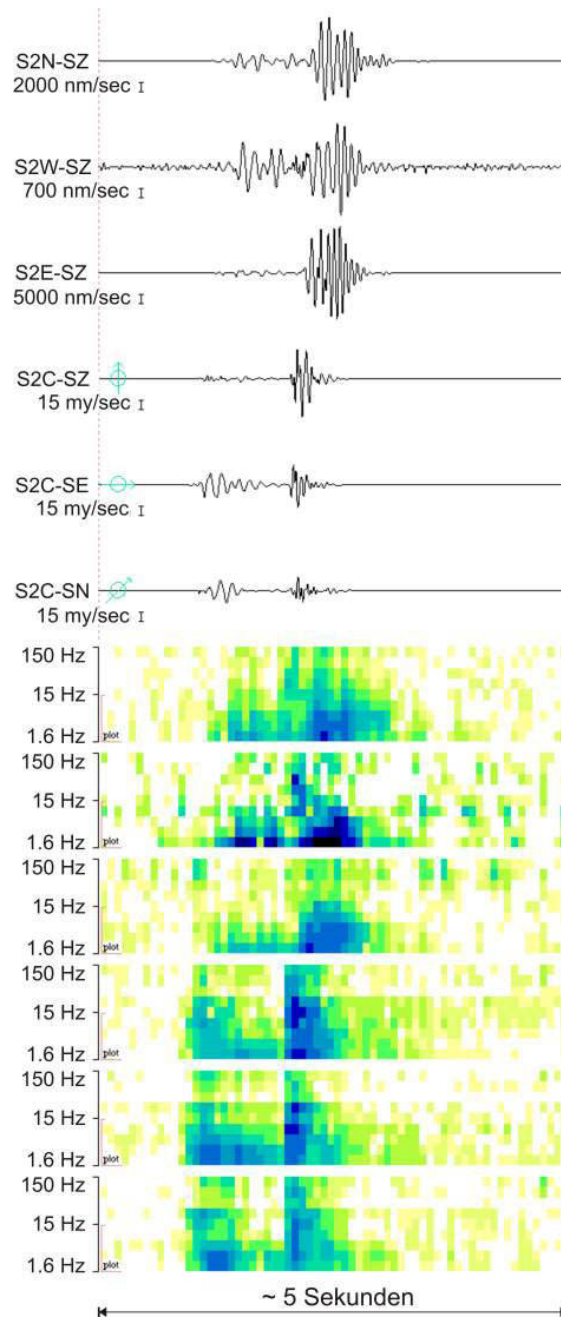


Abbildung 5.9: Seismogramme und Sonogramme des Signals eines Frostbruchs, registriert am Heumöser Hang mit SNS 2 (Samplingrate: 400 Hz). Die oberen drei Spuren repräsentieren die äußeren 1c-Stationen, die unteren drei die 3c-Zentralstation.

Die Abbildung 5.9 zeigt die Seismogramme und Sonogramme eines am Heumöser Hang registrierten Frostbruch-Ereignisses. Die Stationsgeometrie kann Kapitel 6.1.3 entnommen werden. Deutlich sind die enormen Amplitudenunterschiede des Signals mit einem Faktor von ca. 20 zu erkennen (vgl. Stationen S2W und S2C) und die Absorption hoher Frequenzen. Da auch bei diesen Signalen keine einzelnen Wellenphasen unterschieden werden können und aufgrund der Tatsache, dass diese Signale innerhalb eines SNS generiert und registriert

wurden, wurden die Signale nicht lokalisiert, da eine Lokalisierung zu stark durch Nahfeldeffekte beeinflusst und somit verfälscht würde.

5.6 Anthropogene und natürliche Störsignale

Bei der seismischen Untersuchung kleinskaliger, rutschungsinduzierter Hangprozesse in bewohnten bzw. bewirtschafteten Gebieten, ist die Mehrheit registrierter Signale anthropogenen Ursprungs. SPILLMANN et al. (2007) untersuchten mit Hilfe passiver seismischer Verfahren eine Festgesteins-Hangrutschung in den Schweizer Alpen in unbewohntem Gebiet und observierten in ca. zweieinhalb Jahren 66.409 automatisch getriggerte, seismische Ereignisse, die es anschließend individuell zu untersuchen bzw. zu interpretieren galt. Lediglich ca. 0,003 % dieser Ereignisse konnten der zu untersuchenden Hangrutschung zugeordnet werden, die überwältigende Mehrheit von 99,997 % der Ereignisse war anthropogenen bzw. tektonischen Ursprungs.

Vergleichbar zu dem beschriebenen Beispiel (SPILLMANN et al. 2007) war die Mehrheit der seismisch registrierten Signale der im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Messkampagnen, anthropogenen Ursprungs. Insbesondere die permanente seismische Überwachung des Heumöser Hanges (Kapitel 6.1.3) erlaubte die Identifizierung des Ursprungs zahlreicher Signale. Prinzipiell sind die anthropogenen Signale vielfältig (Kapitel 4.2.1, Tabelle 4.2). Die Signaldauer, der dominierende Frequenzgehalt, die Signalkohärenz, die Amplituden des registrierten Signals und weitere Signaleigenschaften können enorm variieren. Daher wurden die Kriterien zur Signalklassifizierung, die in Kapitel 4.2.1 aufgeführt sind, eingehend für jeden Signaltyp manuell angewendet.

Prinzipiell kann man zwischen anthropogenen Schallsignalen, die über die Luft an die Seismometer ankoppeln und Signalen, deren Raumwellen durch den Untergrund laufen, unterscheiden. Schallsignale, letztlich gleich welchen Ursprungs, durchlaufen eine Stationsauslage mit einer Geschwindigkeit von $v_a \approx 330$ m/s, die im Array-Modus der Software *HypoLine* bestimmt werden kann (Kapitel 4.2.4). Abbildung 5.10 zeigt die Seismogramme und Sonogramme anthropogener Schallsignale, die Silvester 2009/2010 am Heumöser Hang registriert wurden. Die Stationsgeometrie kann Kapitel 6.1.3 entnommen werden.

Auffällig sind die gleichen Amplituden, mit der das hochfrequente Signal an die einzelnen Seismometer ankoppelt sowie die spike-artige Signalform. Derartige Schallsignale werden üblicherweise gleichermaßen an allen Seismometern registriert. Die meisten anthropogenen Störsignale werden nur lokal begrenzt registriert bzw. zeigen enorme Amplitudenunterschiede innerhalb einer Stationsauslage.

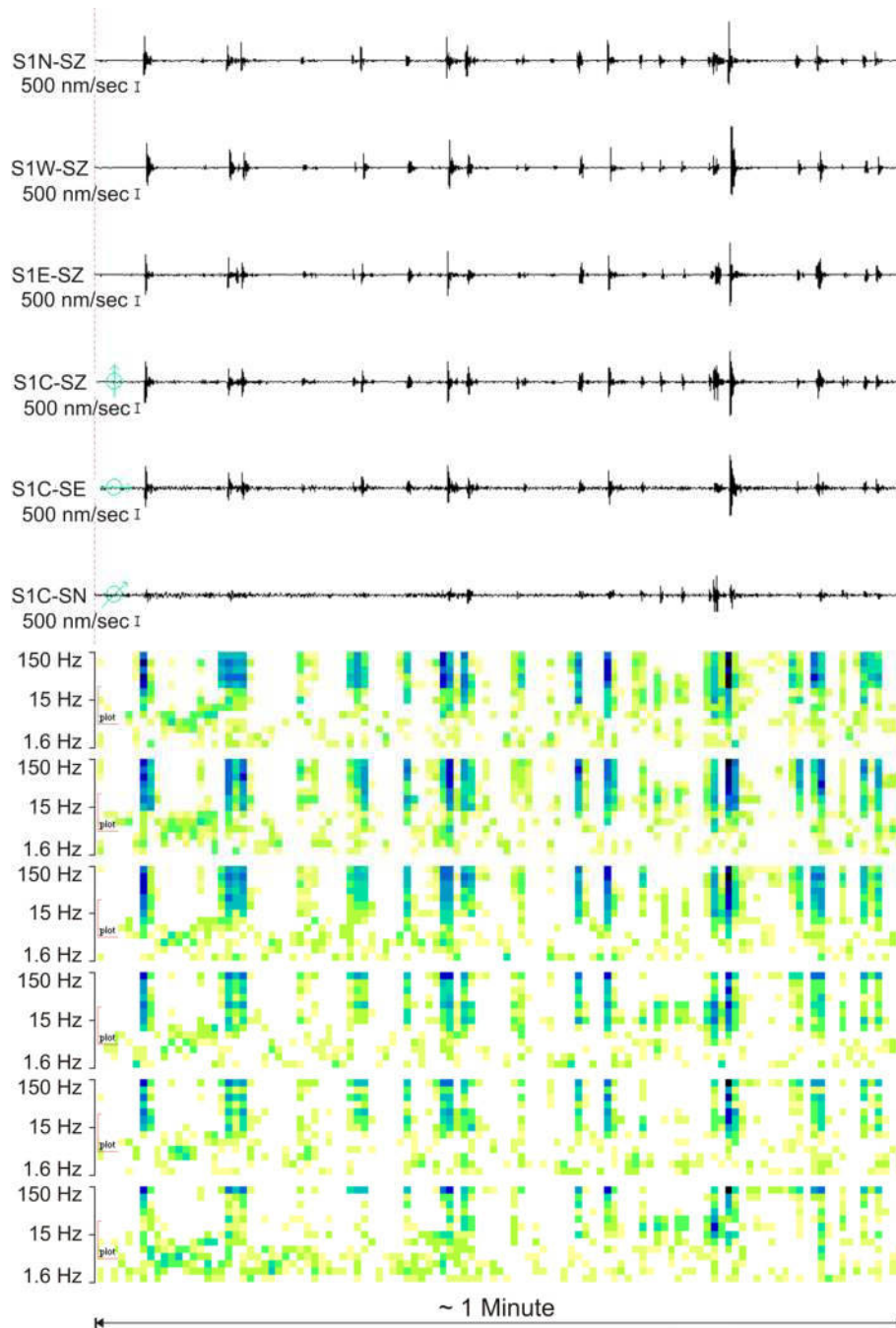


Abbildung 5.10: Seismogramme und Sonogramme anthropogener Schallsignale am Heumöser Hang, Silvester 2009/2010 (31.12.2009, 23:00:00 UTC, Samplingrate: 400 Hz), registriert mit SNS 1. Die oberen drei Spuren repräsentieren die äußeren 1c-Stationen, die unteren drei die 3c-Zentralstation.

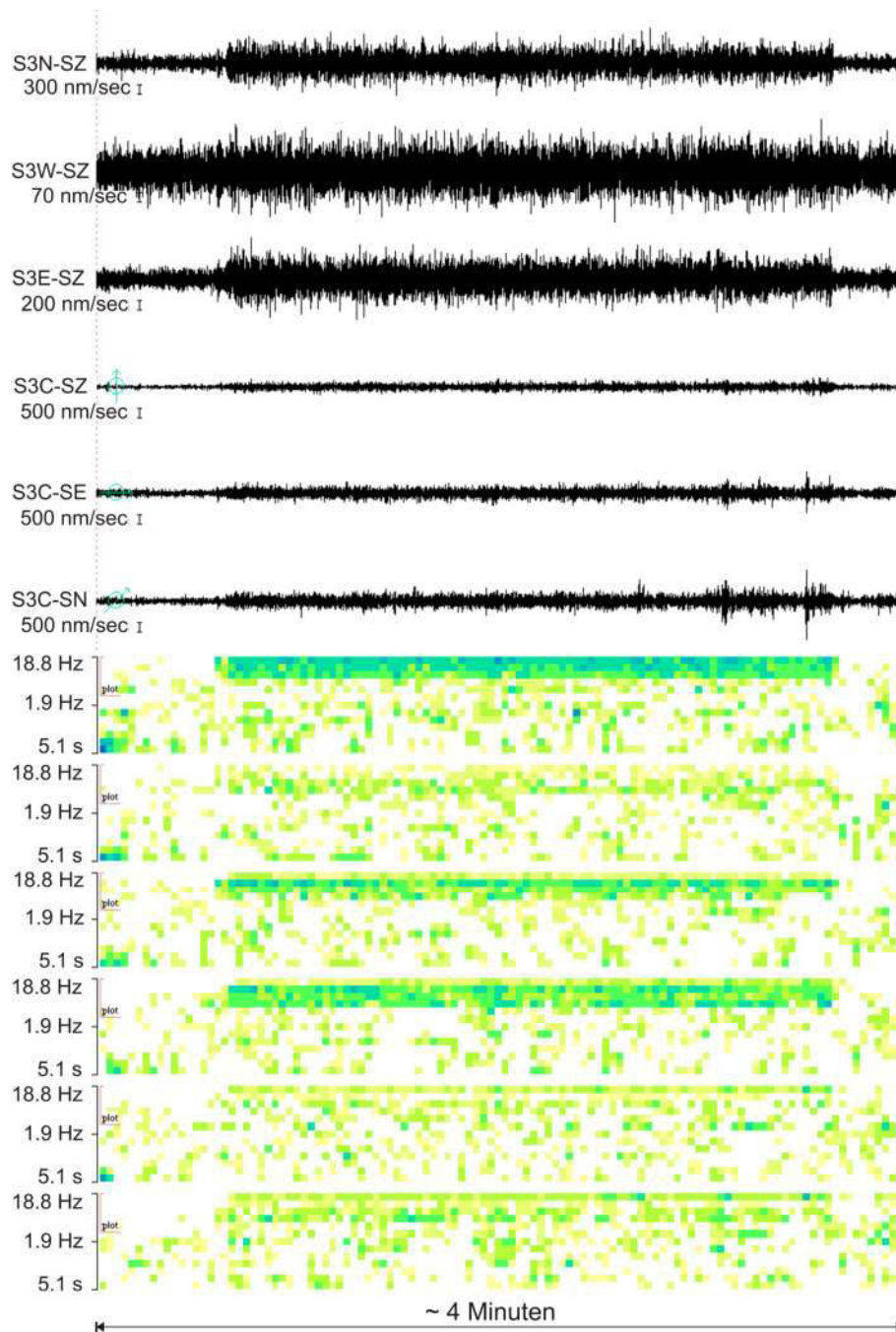


Abbildung 5.11: Seismogramme und Sonogramme des anthropogenen Störsignals einer Wasserpumpe, registriert am Heumöser Hang mit SNS 3 (18.07.2010, 03:03:00 UTC, resampelt auf 50 Hz). Die oberen drei Spuren repräsentieren die äußeren 1c-Stationen, die unteren drei die 3c-Zentralstation.

Die Abbildung 5.11 zeigt die Seismogramme und Sonogramme des Signals einer Wasserpumpe am Heumöser Hang, welches während der permanenten Registrierung lediglich an SNS 3 aufgezeichnet wurde; die Stationsgeometrie kann Kapitel 6.1.3 entnommen werden. Die Wasserpumpe verursacht ein monofrequentes Signal, welches in monochromatischen Sonogrammmustern resultiert. Die Amplituden variieren innerhalb eines SNS sehr stark, an der Station S3W, die am weitesten von der Quelle entfernt liegt, kann das Signal kaum mehr

identifiziert werden. Ein weiteres Indiz für den anthropogenen Ursprung eines Signals ist ein mögliches periodisches Auftreten. Die Abbildung 5.12 zeigt die Seismogramme und Sonogramme eines periodischen Signals, welches durch den Betrieb des Skilifts am Heumöser Hang verursacht wurde, die Stationsgeometrie kann Kapitel 6.1.3 entnommen werden.

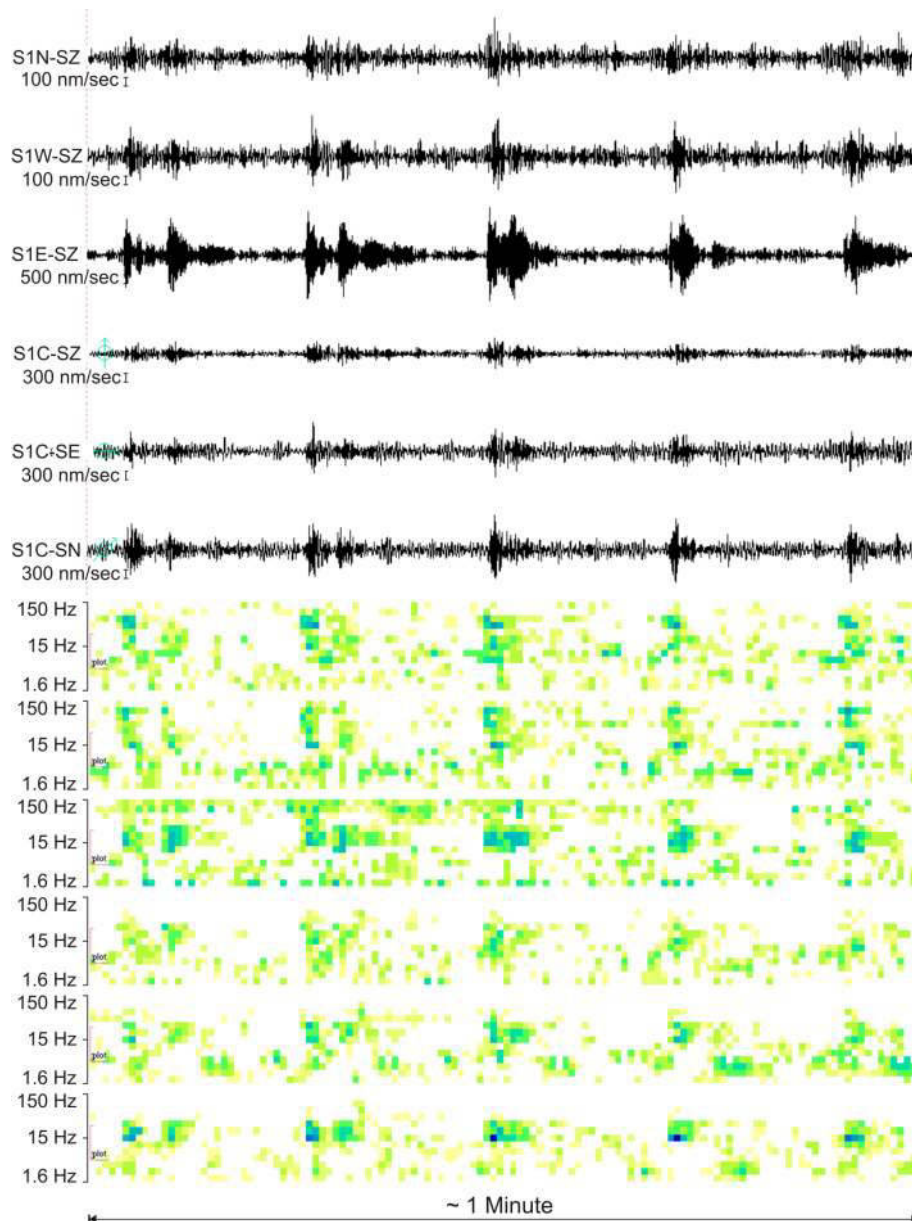


Abbildung 5.12: Seismogramme und Sonogramme des periodischen, anthropogenen Störsignals eines Skilifts, registriert am Heumöser Hang mit SNS 1 (19.12.2009, 08:43:30 UTC, Samplingrate: 400 Hz). Die oberen drei Spuren repräsentieren die äußeren 1c-Stationen, die unteren drei die 3c-Zentralstation.

Dabei wurden die höchsten Amplituden an der Station registriert, die die geringste Distanz zu dem Skilift aufwies (S1E). Das Signal, welches nur in den Wintermonaten registriert wurde, wird durch einen Schlepplift verursacht, bei dem im Abstand von ca. 12 Sekunden ein Bügel über den Pfeiler der Skianlage rollt.

Ein weiteres Beispiel anthropogen verursachter Störsignale zeigt Abbildung 5.13. Fahrzeuge, die das Untersuchungsgebiet queren, verursachen Signale, die mit unterschiedlicher Amplitude, und zeitlich deutlich versetzt, an den einzelnen Stationen registriert werden.

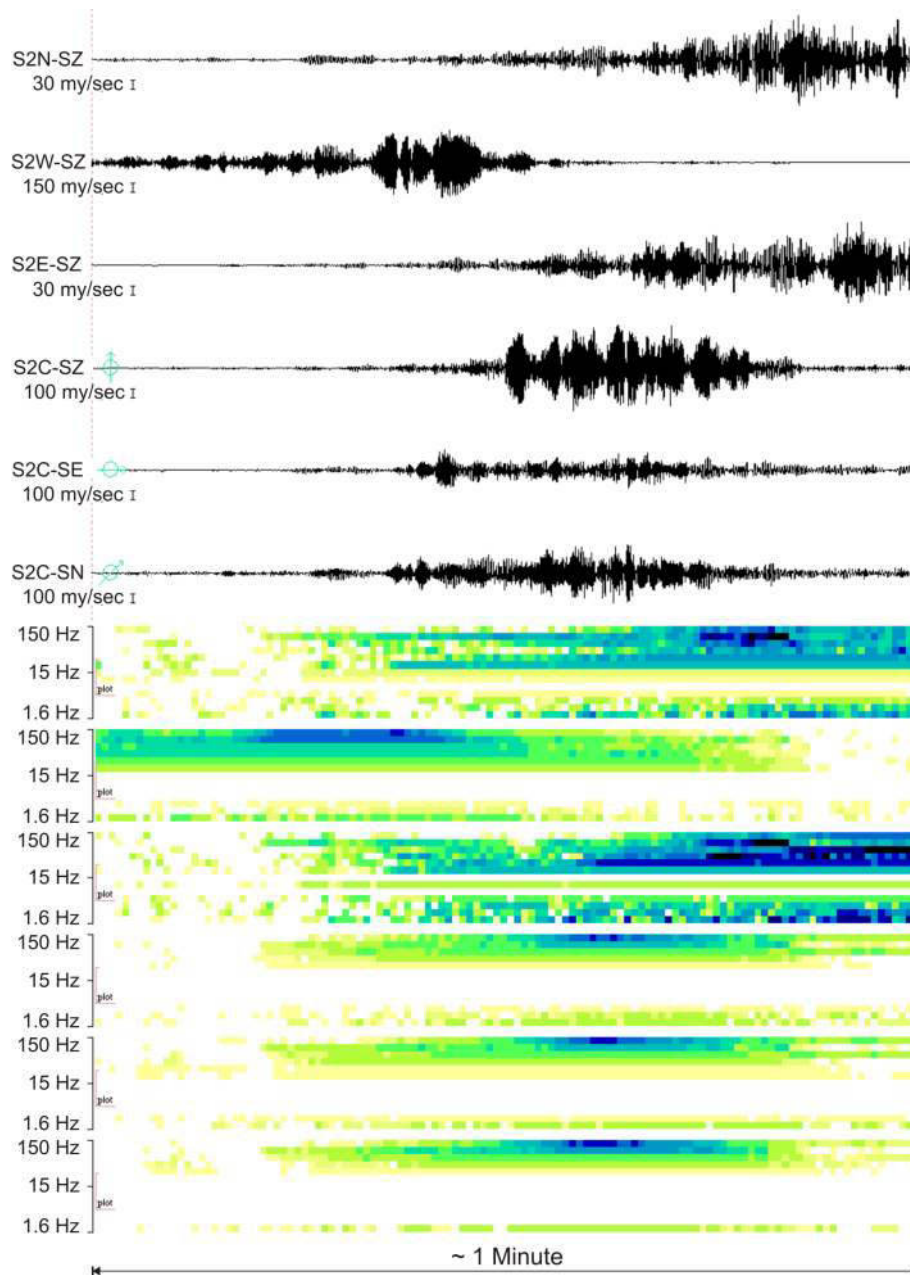


Abbildung 5.13: Seismogramme und Sonogramme des Signals einer vorbeifahrenden Pistenraupe, registriert am Heumöser Hang mit SNS 2 (19.12.2009, 09:10:30 UTC, Samplingrate: 400 Hz). Die oberen drei Spuren repräsentieren die äußeren 1c-Stationen, die unteren drei die 3c-Zentralstation.

Die Abbildung 5.13 zeigt das registrierte Signal einer an den Stationen des SNS 2 vorbeifahrenden Pistenraupe am Heumöser Hang, die Stationsgeometrie kann Kapitel 6.1.3 entnommen werden. Aufgrund der geringen Distanz zur Quelle und der relativ hohen

Energieabstrahlung ragt das Signal deutlich aus der natürlichen Bodenunruhe heraus und zeigt enorme Amplituden.

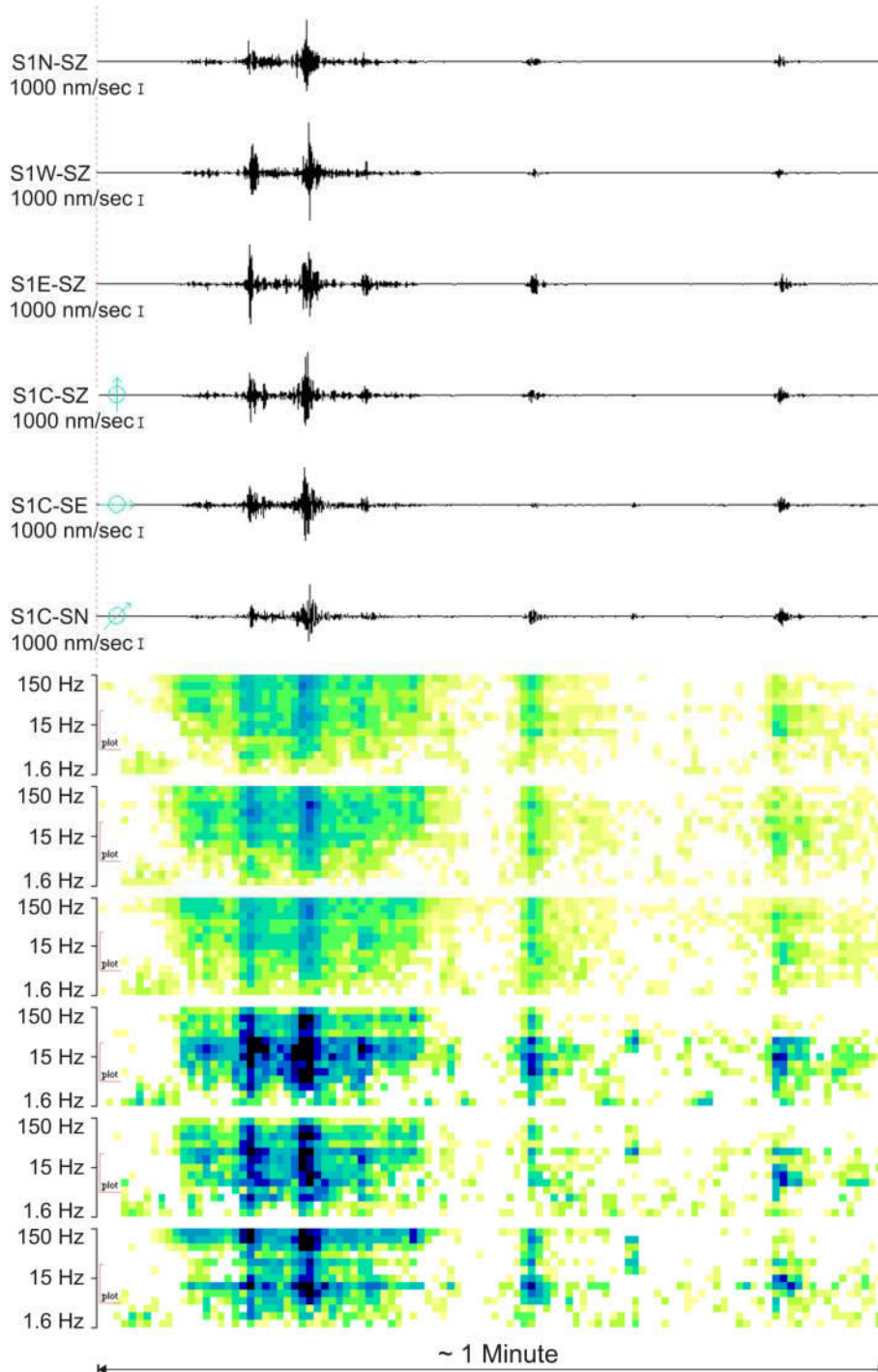


Abbildung 5.14: Seismogramme und Sonogramme des Schallsignals von Donner eines Unwetters, registriert am Heumöser Hang mit SNS 1 (14.10.2009, 00:12:00 UTC, Samplingrate: 400 Hz). Die oberen drei Spuren repräsentieren die äußeren 1c-Stationen, die unteren drei die 3c-Zentralstation.

Neben den beschriebenen Quellen, gibt es eine Vielzahl weiterer möglicher anthropogener Ursachen registrierter Signale, z.B. an den Stationen vorbeilaufende Personen,

Baumaßnahmen, industrielle Bodenunruhe und Bewirtschaftung. Diese Faktoren gilt es im Vorfeld einer Messkampagne abzuschätzen und zu untersuchen, um die mögliche Detektionsempfindlichkeit relevanter Signale individuell bestimmen zu können.

Neben anthropogenen Einflüssen können aber auch natürliche Phänomene für registrierte Signale ursächlich sein. Die Abbildung 5.14 zeigt die Seismogramme und Sonogramme des registrierten Signals von Donner eines Unwetters am Heumöser Hang. Die Stationsgeometrie kann Kapitel 6.1.3 entnommen werden. Dabei handelt es sich um Schallsignale, die im Wesentlichen ähnliche Signaleigenschaften zeigen, wie die des Beispiels von Abbildung 5.10. Mit Hilfe des permanenten seismischen Netzwerks am Heumöser Hang (Kapitel 6.1.3) konnte der Einfluss natürlicher und anthropogener Störsignale auf die Detektionsempfindlichkeit relevanter Signale am Heumöser Hang quantifiziert werden. Dabei hat sich gezeigt, dass anthropogene Einflüsse die Bodenunruhe um bis zu 40 dB negativ beeinflussen, wodurch die Detektionsempfindlichkeit entscheidend herabgesetzt wird. Positiv wird die Bodenunruhe und somit die Detektionsempfindlichkeit durch Schneebedeckung in den Wintermonaten beeinflusst. Die Schneebedeckung von ca. einem Meter dämpft vor allem anthropogene Störsignale, insbesondere Schallsignale, und setzt die lokale Bodenunruhe flächig um ca. 10 dB herab. Die Bodenunruhe von seismischen Stationen, die sich in der Nähe von Wäldern befinden, wird durch die Ankopplung von Wind über die Bäume an den Boden bei starken Winden beeinflusst. Es zeigt sich, dass an Stationen, die sich in einer Entfernung von bis zu ca. 150 m zu Waldgrenzen befinden, die lokale Bodenunruhe um bis zu 10 dB durch ‚Windankopplung‘ negativ beeinflusst werden kann. Neben starken Winden und Schneebedeckung haben auch starke Niederschläge Einfluss auf die Bodenunruhe und somit auf die Detektionsempfindlichkeit relevanter Signale. Starke Regenereignisse können flächig die Bodenunruhe um bis zu 20 dB heraufsetzen.

Die Quantifizierung des Einflusses natürlicher und anthropogener Störfaktoren auf die Bodenunruhe, und somit auf die Detektionsempfindlichkeit, zeigt, dass diese starken, und teilweise räumlich begrenzten, zeitlichen und räumlichen Schwankungen unterliegen kann. Daher ist es wichtig, vor Inbetriebnahme einer seismischen Stationsauslage individuell und auf die jeweiligen Gegebenheiten angepasst, eine intensive Analyse der lokalen Bodenunruheverhältnisse durchzuführen.

6 Ergebnisse und Interpretation der seismischen Untersuchung von Hangprozessen

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der seismischen Untersuchung von Hangprozessen im Rahmen der einzelnen Messkampagnen am Heumöser Hang und am Schlammstrom in Super-Sauze sowie die daraus resultierenden Interpretationen erläutert. Die Abbildung 6.1 illustriert die durchgeführten Messkampagnen zwischen 2005 und 2011.

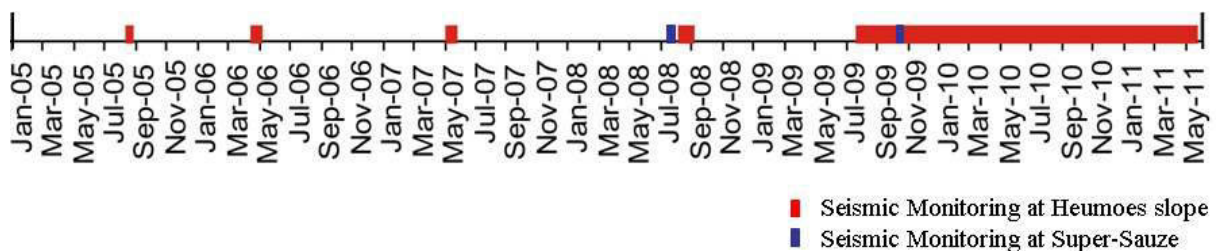


Abbildung 6.1: Zeitliche Abfolge der am Heumöser Hang und am Schlammstrom in Super-Sauze durchgeführten seismischen Untersuchungen zwischen 2005 und 2011.

6.1 Heumöser Kriechhang

Am Heumöser Kriechhang (Kapitel 3.1) wurden zwischen 2005 und 2008 mehrere einzelne Messkampagnen durchgeführt und im Juli 2009 ein permanentes seismisches Netzwerk zur dauerhaften Überwachung von Hangprozessen installiert.

6.1.1 Erstbeobachtung von rutschungsinduzierten Bruchprozessen

Im September 2005 wurde am Heumöser Hang eine Pilotstudie zur seismischen Untersuchung rutschungsinduzierter Bruchprozesse durchgeführt. Dabei konnten erstmals die in Kapitel 5.2 beschriebenen Bruchereignisse beobachtet und lokalisiert werden. Die Feldmessungen wurden vom 08.09.2005 – 14.09.2005 und vom 23.09.2005 – 29.09.2005 mit zwei *SNS* durchgeführt. In dem Zeitraum vom 08.09.2005 – 14.09.2005 konnten insgesamt 26 Bruchprozesse mit Magnituden zwischen $-2,2 \leq M_L \leq -0,7$ registriert und lokalisiert werden, wohingegen während der zweiten Messperiode keine Ereignisse beobachtet wurden. Die Abbildung 6.2 zeigt die Lokationen der *SNS* sowie die der Bruchprozesse für den Messzeitraum vom 08.09.2005 – 14.09.2005. Die Tatsache, dass lediglich während des ersten Messzeitraums Bruchereignisse registriert wurden, kann unter Berücksichtigung der in diesem Zeitraum herrschenden hydrologischen und untergrundhydraulischen Gegebenheiten erklärt werden. Im ersten Messzeitraum wurden mehrere Niederschlagsereignisse observiert, wohingegen im zweiten Messzeitraum keine Niederschläge stattfanden. Die Wetterdaten wurden an der Wetterstation am Heumöser Hang (Abbildung 3.3, Kapitel 3.1.2) registriert und von Kollegen des *Instituts für Wasser und Gewässerentwicklung* der Universität Karlsruhe im Rahmen der Forschergruppe *Grosshang* zur Verfügung gestellt.

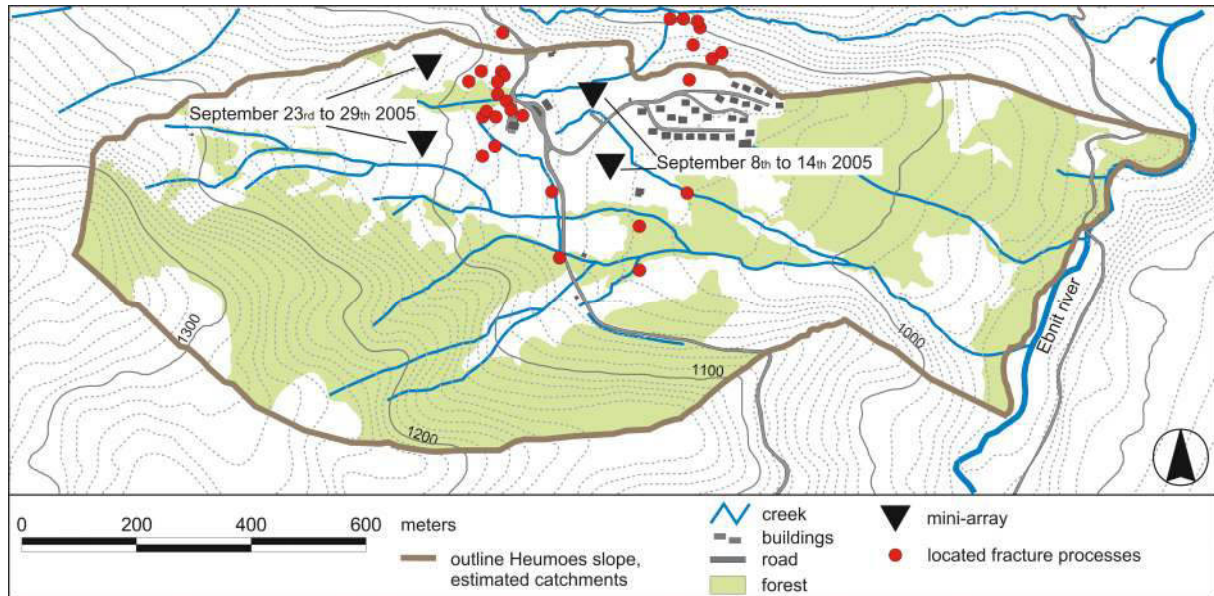


Abbildung 6.2: Lokationen der seismischen Stationen und der Epizentren der lokalisierten Bruchereignisse am Heumöser Hang im Messzeitraum vom 08.09.2005 – 14.09.2005.

Die Abbildung 6.3 zeigt die Niederschlagsintensität in mm/Tag für den September 2005 (unten) sowie die Anzahl der registrierten Bruchprozesse pro Tag (oben) während der Messzeiträume im September 2005.

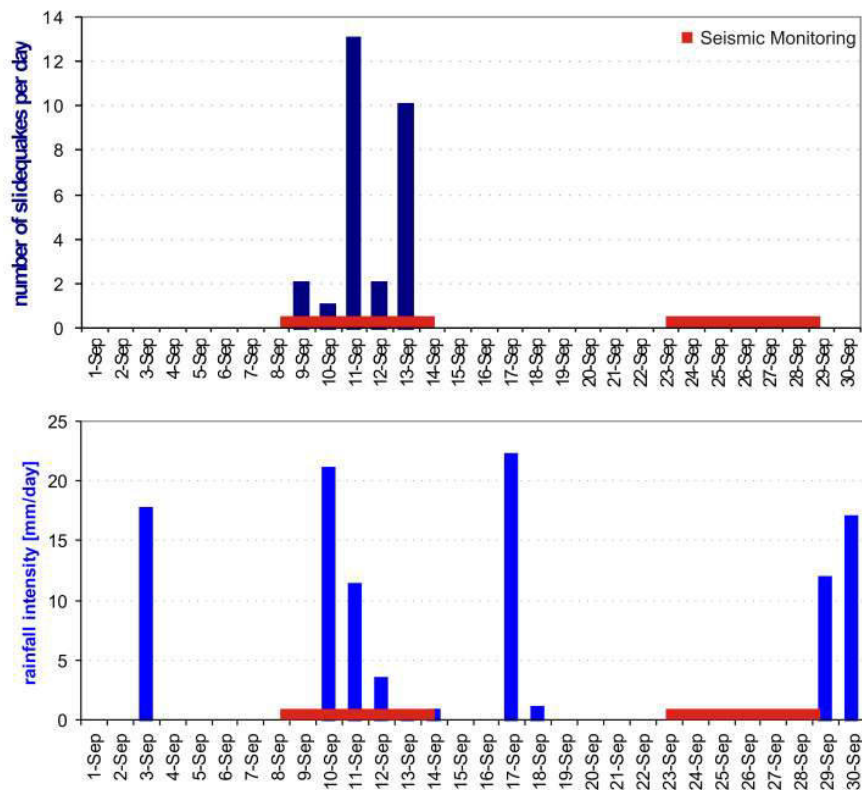


Abbildung 6.3: Niederschlagsintensität im September 2005 (unten) und Anzahl von observierten Bruchprozessen pro Tag während der Messzeiträume im September 2005 am Heumöser Hang.

Da die Bruchprozesse jeweils zwischen wenigen Minuten und 20 Stunden nach einem Niederschlagsereignis stattfanden, war die Anfangshypothese, dass die Bruchereignisse durch regengetriggerte Deformation des Hangmaterials generiert wurden. Diese Interpretation wird durch die Tatsache gestützt, dass die Porenwasserdrücke in verschiedenen Tiefen, die mit Hilfe von Piezometern an der Bohrung KB3 registriert wurden (Abbildung 3.3), erst bis zu 24 Stunden nach einem Niederschlagsereignis signifikante Änderungen aufweisen (Kapitel 3.1.2, LINDENMAIER et al. 2005). Damit liegt das zeitliche Auftreten der Bruchprozesse in dem Zeitfenster zwischen dem Auftreten eines Niederschlagsereignisses und dadurch resultierenden Änderungen hydrologischer Eigenschaften des Hangmaterials.

Eine ausführliche Beschreibung der im Rahmen dieser Pilotstudie durchgeführten Untersuchungen ist der Publikation im Anhang A1 zu entnehmen.

6.1.2 Indizien für Triggerung von Bruchprozessen durch Lokalbeben

Zwischen 2006 und 2008 wurden am Heumöser Hang mehrere drei- bis vierwöchige Messkampagnen mit zwei bis fünf SNS durchgeführt. Da anfangs davon ausgegangen wurde, dass rasche Wasserinfiltrationen bzw. starke Regenereignisse Bruchereignisse am Heumöser Hang triggern können, wurden die Messkampagnen zum einen kurz nach der jeweiligen Schneeschmelze (Mai 2006 und Mai/Juni 2007) sowie in den Sommermonaten (August/September 2008) durchgeführt.

Während der Messkampagnen im Mai 2006 und im Mai/Juni 2007 konnten lediglich vier bzw. fünf Bruchereignisse in einem Messzeitraum von jeweils drei Wochen observiert werden, so dass ein verstärktes Auftreten von Bruchprozessen nach der Schneeschmelze am Heumöser Hang zunächst ausgeschlossen werden konnte. Gleichzeitig konnte, im Gegensatz zur Anfangshypothese (Kapitel 6.1.1), kein Zusammenhang zwischen Niederschlagsereignissen und dem zeitlichen Auftreten von Bruchprozessen beobachtet werden.

Obwohl kein Zusammenhang zwischen hydrologischer Änderungen des Hangmaterials und der Generierung von Bruchprozessen beobachtet wurde (vgl. Abbildung 6.8), konnte ein weiterer möglicher Trigger für Bruchprozesse am Heumöser Hang während der Messkampagne im Mai/Juni 2007 aufgezeigt werden. Alle fünf Ereignisse, die während dieser Messkampagne registriert wurden, traten jeweils zwischen 5 und 70 Minuten nach Lokalbeben mit einer Magnitude von jeweils $M_L \approx 2,0$ auf. Beide Lokalbeben wurden in der seismisch aktiven Zone des Oberrheingrabens in ca. 10 km Entfernung zum Heumöser Hang lokalisiert. Die Epizentren aller in den Messkampagnen zwischen 2005 – 2008 observierten Bruchprozesse sind in Abbildung 6.4 dargestellt.

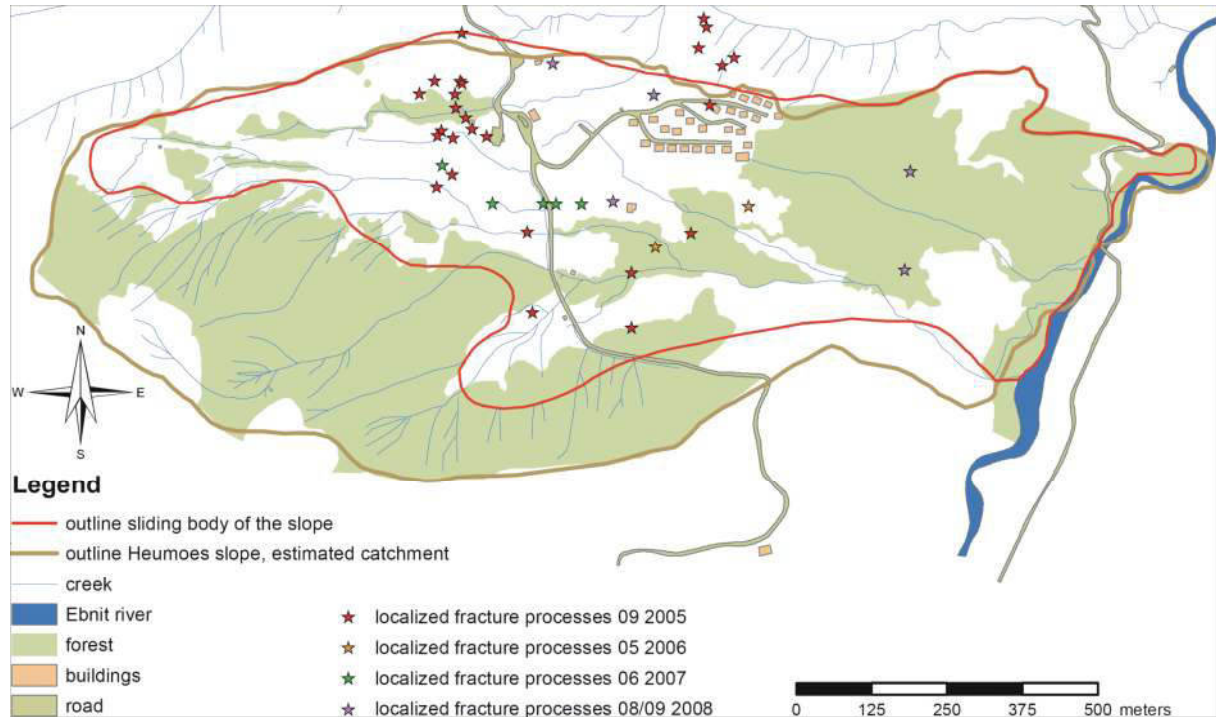


Abbildung 6.4: Lokationen der Bruchprozesse, die während der Messkampagnen zwischen 2005 – 2008 am Heumöser Hang registriert wurden.

Neben den passiven seismischen Untersuchungen wurden während der Messkampagne im Mai/Juni 2007 refraktionsseismische Verfahren entlang ausgewählter Profile am Heumöser Hang durchgeführt (WALSER 2008). Damit konnte erstmals die Geometrie des Rutschungskörpers und dessen Volumen abgeschätzt werden. Mit Hilfe der Refraktionsseismik wurden durchschnittliche Mächtigkeiten der instabilen Lockersedimente von ca. 20 m sowie ein Gesamtvolumen von ca. 10^7 m^3 ermittelt. Gleichzeitig wurde im mittleren Hangbereich eine signifikante Änderung der Untergrundtopographie observiert, die senkrecht zur Hauptbewegungsrichtung des Hanges orientiert ist und somit eine Art ‚Rutschungsbremse‘ darstellen könnte. Diese Festgesteinserhöhung könnte für die geringen Bewegungsraten in diesem Hangbereich ursächlich sein (WALSER 2008).

Die Ergebnisse der seismischen Untersuchungen im Rahmen der einzelnen Messkampagnen zwischen 2006 und 2008 sowie die refraktionsseismischen Untersuchungen sind detailliert in der Publikation im Anhang A3 beschrieben. Eine umfassende Analyse der Auftretensmuster der Bruchprozesse kann dem Kapitel 7 entnommen werden.

6.1.3 Permanente seismische Überwachung 2009-2011

Die Ergebnisse der auf den einzelnen Messkampagnen basierenden Untersuchungen haben gezeigt, dass nur eine permanente seismische Überwachung des Heumöser Hanges eine statistisch belastbare Aussage bzgl. des dortigen raum-zeitlichen Auftretens von Bruchprozessen zulässt. Aus diesem Grund wurde im Juli 2009 ein permanentes seismisches

Netzwerk bestehend aus drei *SNS* am Heumöser Hang installiert. Die vorliegenden Ergebnisse beziehen sich auf den Zeitraum von Juli 2009 bis Mai 2011. Strukturelle Details bzgl. des Netzwerks können BLASCHECK (2010) entnommen werden.

In dem Zeitraum von Juli 2009 bis Mai 2011 konnten insgesamt folgende relevanten seismischen Ereignisse registriert und identifiziert werden:

- 286 Lokalbeben
- 83 rutschungsinduzierte Bruchprozesse
- 33 Episoden von Frostbrüchen
- das Felssturzereignis am 10.05.2011 in der Rappenlochschlucht.

Lokalbeben

Die registrierten Lokalbeben mit Magnituden zwischen $M_L = -1,1$ und $M_L = 3,9$ entstanden durch die lokale tektonische Seismizität des Oberrheingrabens in einer Entfernung von bis zu 100 km zum Heumöser Hang. Von den 286 registrierten Ereignissen konnten 250 lokalisiert werden, 36 Lokalbeben waren zu schwach, um eindeutig lokalisiert werden zu können. Die Erdbebendienste des Bundeslandes Baden-Württemberg (*LED - Landeserdbebendienst*), der Schweiz (*SED - Schweizer Erdbebendienst*) und von Österreich (*ZAMG - Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik*) konnten im gleichen Zeitraum insgesamt lediglich 16 der registrierten Lokalbeben mit Magnituden $M_L > 1,5$ observieren.

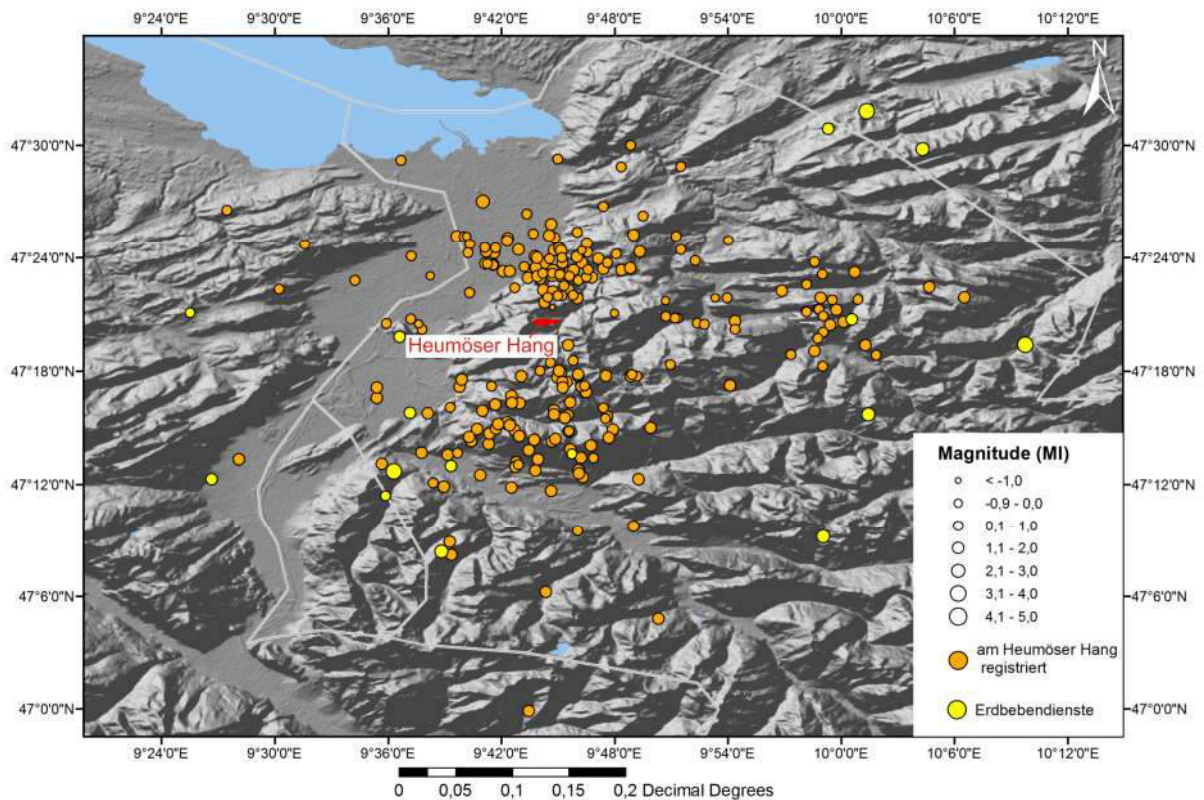


Abbildung 6.5: Epizentren der während der permanenten seismischen Überwachung des Heumöser Hanges (2009 – 2011) lokalisierten Lokalbeben.

Die Abbildung 6.5 zeigt die Epizentren der während der dauerhaften Überwachung des Heumöser Hanges lokalisierten Lokalbeben. Eine Beben-getriggerte Generierung von Hangprozessen, wofür es in der Messkampagne im Mai/Juni 2007 Indizien gab (Kapitel 6.1.2), konnte während der permanenten seismischen Überwachung des Heumöser Hanges nicht bestätigt werden.

Rutschungsinduzierte Bruchprozesse

Während der ca. 22-monatigen permanenten seismischen Überwachung des Heumöser Hanges von Juli 2009 bis Mai 2011 konnten insgesamt 83 rutschungsinduzierte Bruchprozesse (Kapitel 5.2) mit Magnituden von $-2,5 \leq M_L \leq -0,5$ registriert und lokalisiert werden. Die Abbildung 6.6 zeigt die Epizentren der in diesem Zeitraum lokalisierten Ereignisse in Abhängigkeit ihrer Magnitude. Auffällig ist, dass ein Teil der Bruchereignisse, wie schon bei den seismischen Untersuchungen im Rahmen der Messkampagnen zwischen 2005 – 2008 (Kapitel 6.1.1 und 6.1.2), außerhalb der Hangbegrenzung lokalisiert wurde. Dies ist höchst wahrscheinlich der Tatsache geschuldet, dass auch außerhalb der hydrologischen Begrenzung des Heumöser Hanges hangabwärts gerichtete Bewegungen von Lockersedimenten stattfinden (LINDENMAIER et al. 2005).

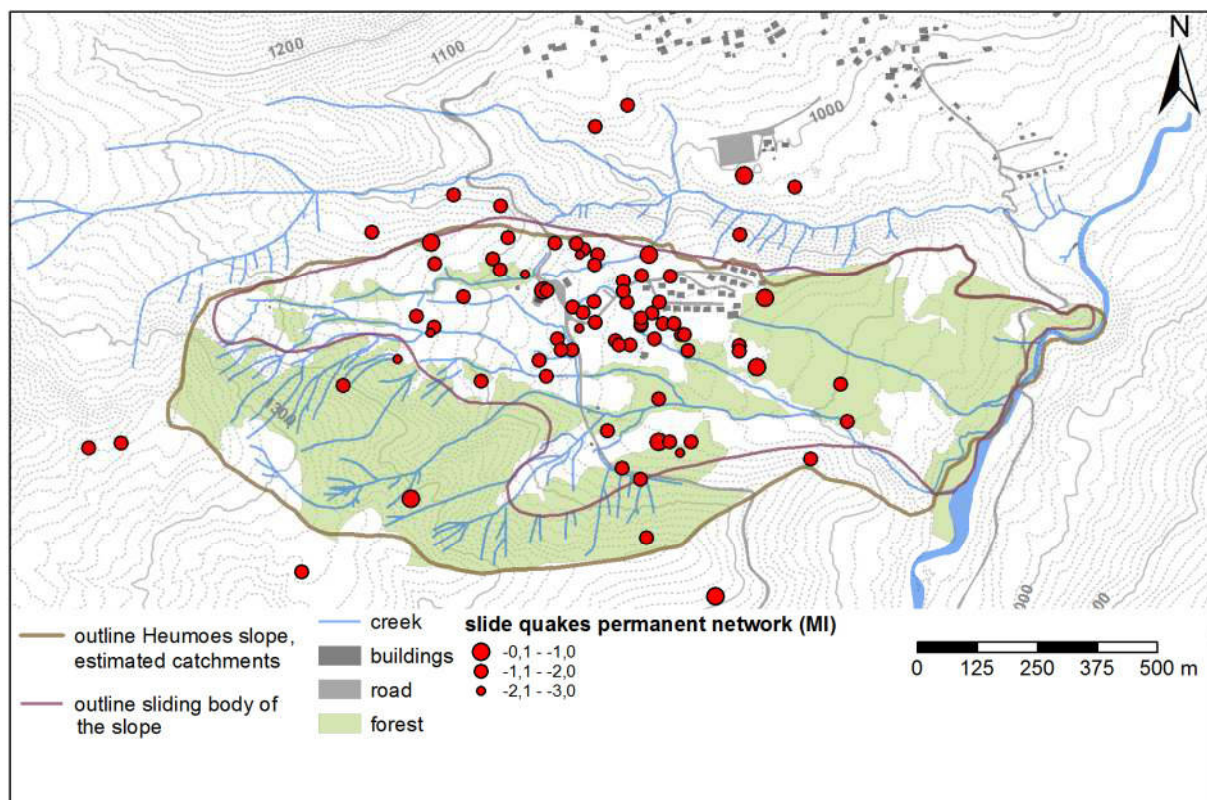


Abbildung 6.6: Lokationen der 83 während der permanenten seismischen Überwachung (2009 – 2011) am Heumöser Hang registrierten Bruchprozesse.

Des Weiteren ist aus Abbildung 6.6 ersichtlich, dass sich die Bruchereignisse im mittleren Hangbereich, bei dem die geringsten Bewegungsraten an der Oberfläche registriert wurden,

räumlich clustern, wohingegen im östlichen Hangbereich, wo die höchsten Bewegungsraten observiert wurden, kaum Bruchprozesse lokalisiert wurden (vgl. Abbildung 3.3, Kapitel 3.1). Diese widersprüchlich erscheinende Beobachtung kann durch die synoptische Analyse des räumlichen Auftretens der Bruchprozesse unter Einbeziehung der Untergrundtopographie erklärt werden (Kapitel 7.1).

Die Abbildung 6.7 zeigt das zeitliche Auftreten der registrierten Bruchereignisse zwischen 2009 und 2011. Es ist ersichtlich, dass lediglich an drei Tagen eine signifikant größere Anzahl von Bruchprozessen observiert wurde: am 22.02.2010, am 20.05.2010 und am 15.07.2010. Diese zeitlichen Cluster stehen leider in keinem plausiblen Zusammenhang mit observierten meteorologischen Einflüssen oder hydrologischen und hydraulischen Änderungen des Hangmaterials. Ungeachtet dessen wird aus Abbildung 6.7 ersichtlich, dass zum einen während der jeweiligen Wintermonate (November bis Februar) eine sehr geringe Anzahl von Bruchprozessen observiert wurde, und zum anderen die wenigen Ereignisse in diesem Zeitraum sehr geringe Magnituden aufweisen. Dies führt zu der Vermutung, dass die klimatischen Verhältnisse während der Wintermonate den Heumöser Hang eher zu stabilisieren scheinen und somit auch die flächige Auflast der Schneebedeckung von über einem Meter den Hang nicht zu destabilisieren scheint.

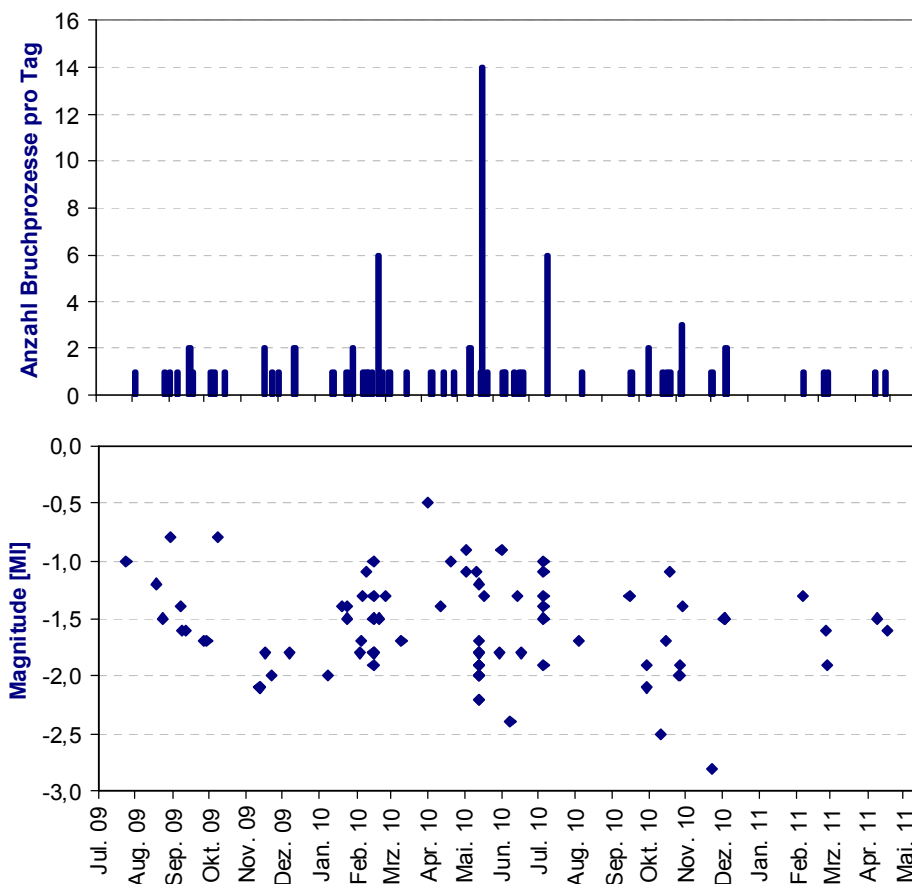


Abbildung 6.7: Zeitliches Auftreten der 83 während der permanenten seismischen Überwachung (2009 - 2011) am Heumöser Hang registrierten Bruchprozesse: Anzahl Bruchprozesse pro Tag (oben) und ihre Magnituden (unten).

Bei der Analyse des raumzeitlichen Auftretens der Bruchprozesse sind jedoch zwei wesentliche Tatsachen zu berücksichtigen. Zum einen werden im Rahmen dieser Arbeit keine großräumigen Einzelereignisse, wie z.B. Erdbeben oder Murenabgänge untersucht, sondern diskrete Deformationsprozesse eines komplexen Rutschungskörpers. Zum anderen wird die seismische Detektionsempfindlichkeit von natürlichen und anthropogenen Faktoren beeinflusst (Kapitel 5.6).

Dennoch erlaubt erst die permanente seismische Überwachung des Heumöser Hanges eine statistisch belastbare Untersuchung möglicher Triggermechanismen der beobachteten Bruchprozesse. Da in der Pilotstudie 2005 Indizien für eine durch Regen getriggerte Generierung von Bruchprozessen beobachtet wurden (Kapitel 6.1.1), generell die Mehrheit von Hangrutschungen durch Starkregenereignisse getriggert werden (z.B. VAN ASCH et al. 1996, TSAPARAS et al. 2002) und Hinweise für relevante, hydrologisch kontrollierte, Prozesse am Heumöser Hang vorliegen (LINDENMAIER et al. 2005, LINDENMAIER 2008), wurden im Wesentlichen hydrologische und untergrundhydraulische Referenzdaten zur Untersuchung möglicher Triggerfaktoren herangezogen. In Abbildung 6.8 ist die Lufttemperatur, die Niederschlagsintensität pro Tag, die Schneehöhe, der Grundwasserpegel sowie die Anzahl von Bruchereignissen pro Tag für den Zeitraum von Juli 2009 bis Mai 2011 abgebildet. Die meteorologischen und hydrologischen Daten wurden am Heumöser Hang (Abbildung 3.3, Kapitel 3.1.2) registriert und von Kollegen des *Instituts für Wasser und Gewässerentwicklung* der Universität Karlsruhe im Rahmen der Forschergruppe *Grosshang* zur Verfügung gestellt. Wie aus der Abbildung ersichtlich ist, kann leider kein Zusammenhang zwischen meteorologischen oder hydraulischen Einflüssen bzw. Änderungen auf die Generierung von Bruchprozessen abgeleitet werden. WIENHÖFER et al. (2011) beschreiben die Hydrologie des Heumöser Hanges aufgrund seines sehr heterogenen Aufbaus als extrem komplex und konnten für den Heumöser Hang kein allgemeingültiges hydrologisches Modell erstellen, was letztlich der Tatsache geschuldet ist, dass die zur Verfügung stehenden Daten und Parameter lediglich punktuell erhoben bzw. abgeleitet wurden und somit nicht den gesamten Hang repräsentieren.

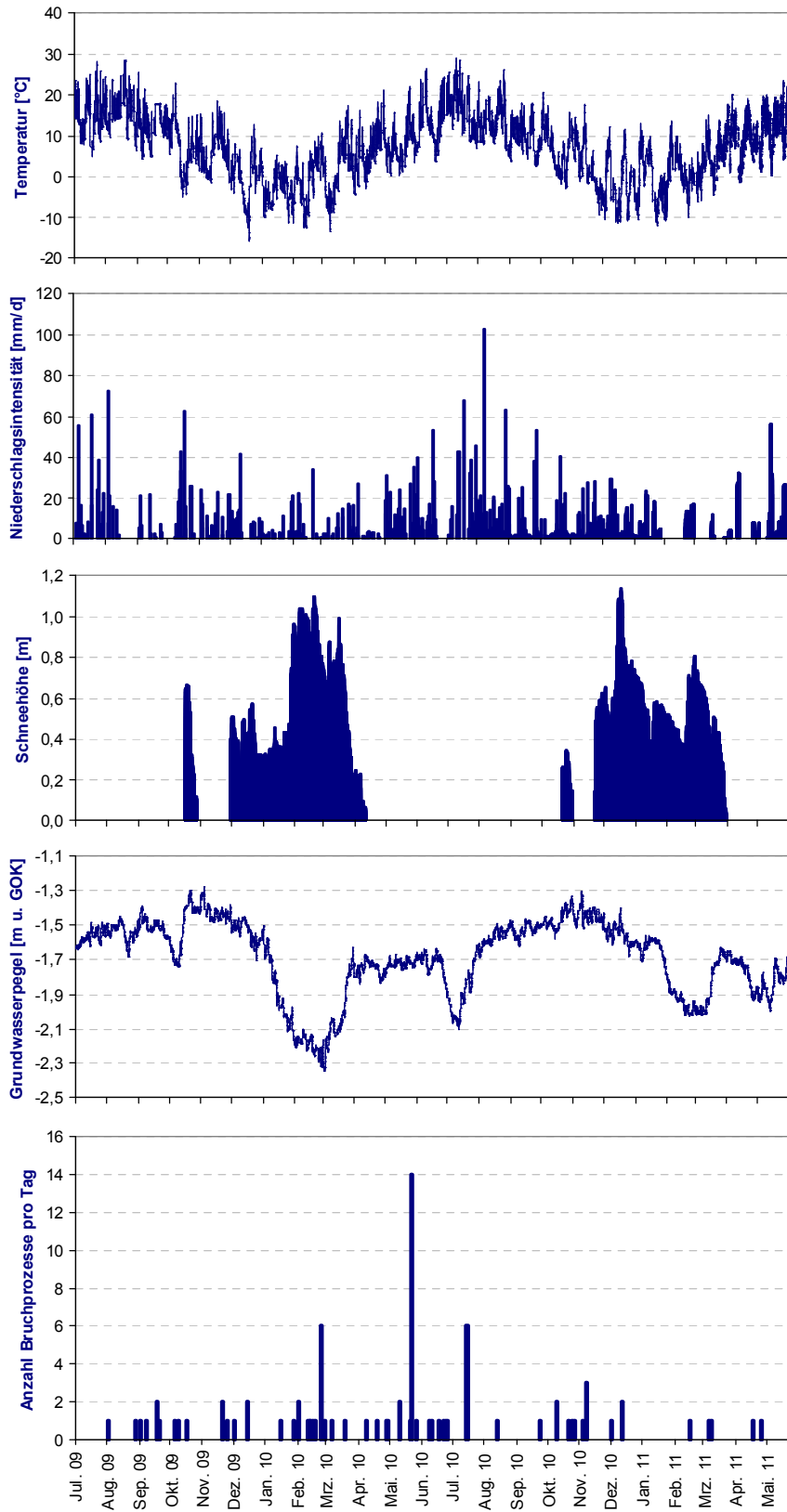


Abbildung 6.8: Lufttemperatur, Niederschlagsintensität, Schneehöhe, Grundwasserpegel und Anzahl der observierten Bruchprozesse pro Tag während der permanenten seismischen Überwachung des Heumöser Hangs von (2009 – 2011).

Frostbrüche

Neben den beschriebenen Lokalbeben und Bruchereignissen konnten während der permanenten seismischen Überwachung des Heumöser Hanges insgesamt 33 Episoden von Frostbrüchen (Kapitel 5.5) observiert werden. Diese Signale traten lediglich in den Wintermonaten bei Lufttemperaturen unter 0 °C auf, was bereits auf eine mit Frost im Zusammenhang stehende Generierung deutet. Die Abbildung 6.9 zeigt das zeitliche Auftreten der beobachteten Episoden von Frostbrüchen während der permanenten seismischen Überwachung des Heumöser Hanges von Juli 2009 – Mai 2011 sowie die im gleichen Zeitraum registrierte Lufttemperatur. Die Lufttemperatur wurde an der Wetterstation am Heumöser Hang (Abbildung 3.3, Kapitel 3.1.2), die von Kollegen des *Instituts für Wasser und Gewässerentwicklung* der Universität Karlsruhe im Rahmen der Forschergruppe *Grosshang* installiert wurde, registriert und deren Daten zur Verfügung gestellt.

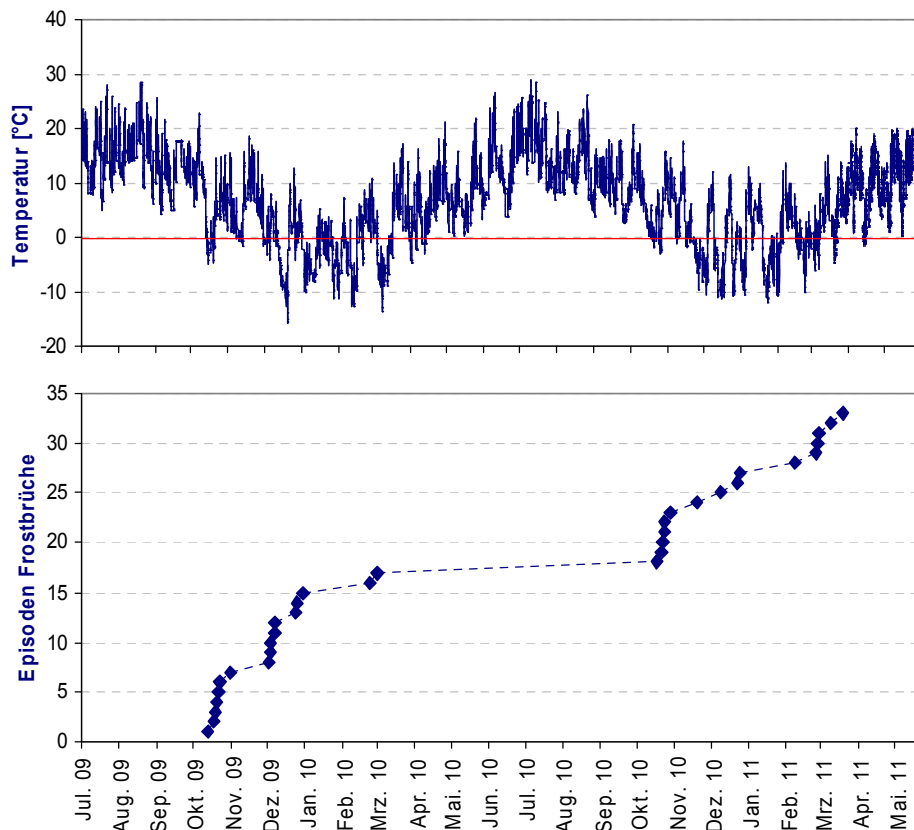


Abbildung 6.9: Zeitliches Auftreten der 33 Episoden von Frostbrüchen während der permanenten seismischen Überwachung des Heumöser Hanges (2009 – 2011, unten) sowie die im gleichen Zeitraum registrierte Lufttemperatur (oben).

Um mögliche Herdprozesse der registrierten Signale zu bestimmen, wurde im Winter 2010/2011 ein Feldexperiment unter kontrollierten Bedingungen durchgeführt. Dafür wurde das Materialverhalten von ca. 60 kg des Lockersediments des Heumöser Hanges bei unterschiedlichen Temperaturen seismisch erfasst. Das Experiment zeigte, dass vergleichbare Signale wie sie am Heumöser Hang observiert wurden, durch frostinduzierte Rissentwicklung

im Material (Frostsprengung) generiert werden. Daher kann davon ausgegangen werden, dass diese Signale in der obersten Schicht des Hangmaterials entstanden und letztlich in keinem Bezug zu dynamischen Prozessen des Hanges stehen. Dennoch könnten die durch Frost entstandenen Risse bei der Schneeschmelze Wasserwegsamkeiten darstellen, durch die es zu rasch ablaufenden Infiltrationsprozessen kommen könnte. Am Heumöser Hang dürfte dieser Effekt allerdings eine eher untergeordnete Rolle spielen, da dort die, punktuell gemessene, Frosteindringtiefe lediglich maximal 10 cm beträgt (WIENHÖFER, persönliche Mitteilung).

6.1.4 Felssturzereignis in der Rappenlochschlucht

Am 10.05.2011 ereignete sich in einer Entfernung von ca. 5 km zum Heumöser Hang, in der Rappenlochschlucht, ein Felssturzereignis mit einem geschätzten Volumen von ca. 15.000 m³. Durch den Felssturz wurde eine Brücke, die man auf der einzigen Straße die zum Heumöser Hang führt, überqueren muss, auf einer Länge von ca. 30 m weggerissen. Aufgrund der Tatsache, dass sich die Stationen des permanenten seismischen Netzwerks in der Nähe befanden, konnte dieses Ereignis seismisch erfasst werden.

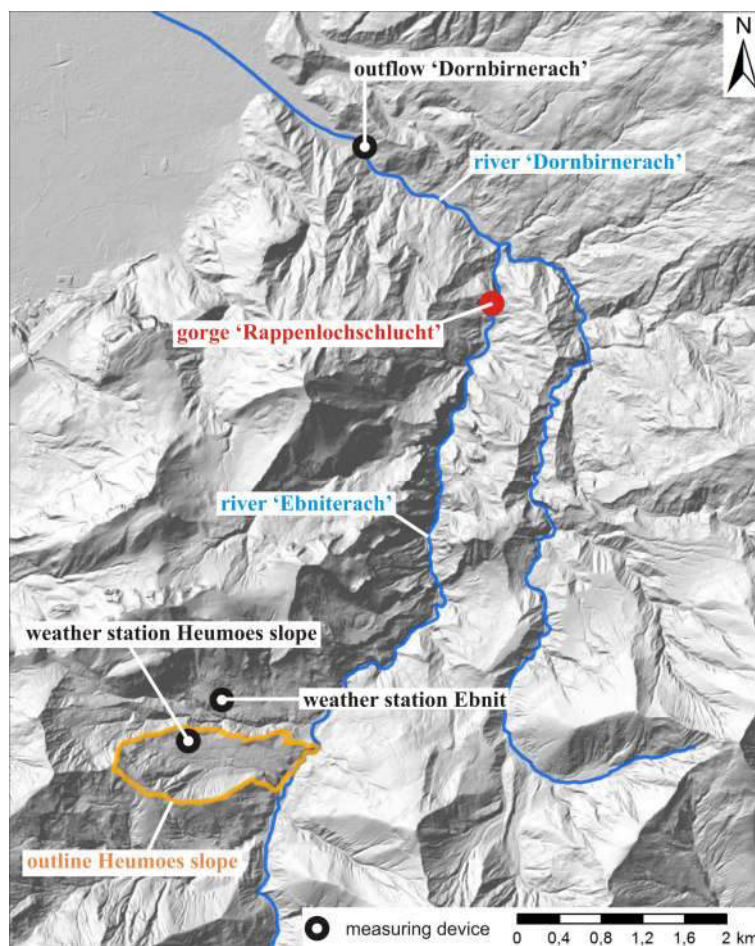


Abbildung 6.10: Geografischer Überblick der Region der Rappenlochschlucht, Lokation relevanter hydrologischer und meteorologischer Stationen und Umriss des Heumöser Hanges, geplottet auf einem Airborne Laser Scan (2002 - 2005, vom Land Vorarlberg freundlicherweise zur Verfügung gestellt).

Die Abbildung 6.10 zeigt eine geografische Übersicht des Untersuchungsgebietes und die Lokalität der für weiterführende Analysen verwendeten hydrologischen und meteorologischen Stationen. Neben der Registrierung des katastrophalen Felssturzes (Kapitel 5.4, Abbildung 5.8) konnten zum einen zwei weitere kleinere Felsstürze sowie zum zweiten mehrere Bruchsignale mit Magnituden von $-0,5 \leq M_L \leq 0,4$ registriert und in dem Gebiet der Rappenlochschlucht lokalisiert werden (Kapitel 5.2, Abbildung 5.4), die bis zu fünf Stunden vor dem Felssturz stattfanden. Trotz der Tatsache, dass die Signale der Felsstürze keine einzelnen Wellenphasen zeigen, wurde anhand der mittleren Maximalamplitude des Signals eine ‚Äquivalenzmagnitude‘ ($M_{L,eq}$) abgeschätzt. Die Magnitude des Hauptereignisses beträgt $M_{L,eq} = 2,3$, die der schwächeren Felsstürze wurden zu $M_{L,eq} = 0,0$ abgeschätzt. Die Abbildung 6.11 zeigt das zeitliche Auftreten der observierten Felsstürze und Bruchereignisse am 10.05.2011 in der Rappenlochschlucht und ihre Magnituden.

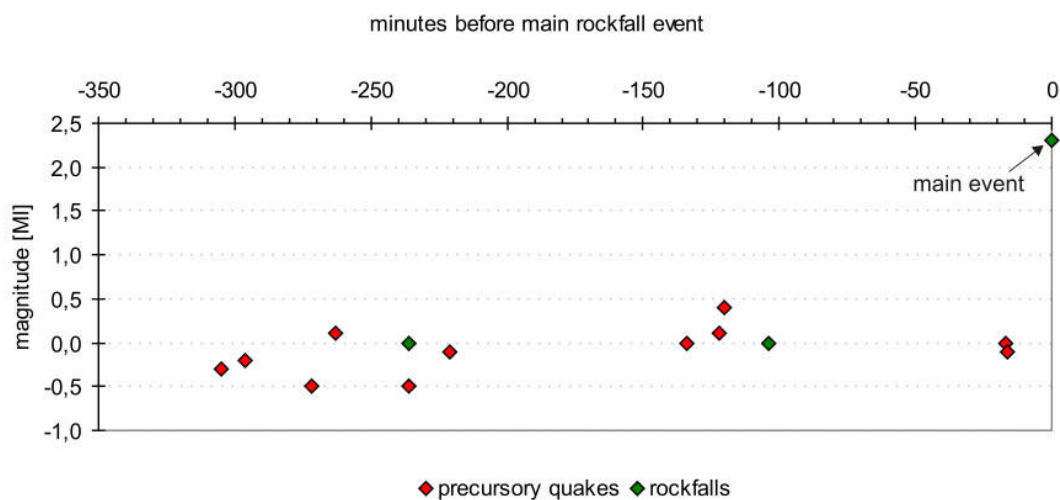


Abbildung 6.11: Zeitliches Auftreten der observierten Felsstürze und Bruchereignisse am 10.05.2011 in der Rappenlochschlucht in Abhängigkeit ihrer Magnituden.

Die Tatsachen, dass diese Bruchereignisse in der 22-monatigen dauerhaften seismischen Überwachung des Heumöser Hanges sonst nie aufgetreten sind, ihr zeitliches Auftreten im Zusammenhang mit dem Hauptereignis zu stehen scheint und sie in der Nähe der Rappenlochschlucht lokalisiert wurden, deuten darauf hin, dass diese Bruchereignisse Vorläufer des katastrophalen Felssturzes darstellen. Mögliche Triggermechanismen, die das Felssturzereignis ausgelöst haben könnten, wurden umfassend untersucht. Dennoch konnte ein auslösender Faktor des Felssturzes (z.B. Starkregen, Schneeschmelze, o. ä.) nicht bestimmt werden und ist derzeit unbekannt.

Die seismische Untersuchung des Felssturzereignisses am 10.05.2011 in der Rappenlochschlucht ist umfassend in der Publikation des Anhangs A5 erläutert.

6.2 Schlammstrom in Super-Sauze

Die Ergebnisse der seismischen Untersuchungen des Heumöser Hangs (Kapitel 6.1) führten zu einer Einladung französischer Kollegen, das Verfahren *Nanoseismic Monitoring* an dem von ihnen untersuchten, im Vergleich zum Heumöser Hang wesentlich dynamischeren, Schlammstrom in Super-Sauze (Kapitel 3.2) anzuwenden. Die vorgestellten Ergebnisse basieren auf zwei Messkampagnen im Juli 2008 und Juli 2009.

6.2.1 Seismische Observierung diverser Hangprozesse

Vom 14.07.2008 – 24.07.2008 wurde mit Hilfe von vier SNS die Dynamik des Schlammstroms in Super-Sauze seismisch observiert. In diesem Messzeitraum konnten insgesamt 34 Bruchprozesse mit Magnituden zwischen $M_L = -3,2$ und $M_L = -1,3$, die ähnliche Signaleigenschaften wie die Bruchereignisse, die am Heumöser Hang beobachtet wurden, aufweisen (Kapitel 5.2, Abbildung 5.4), registriert und lokalisiert werden.

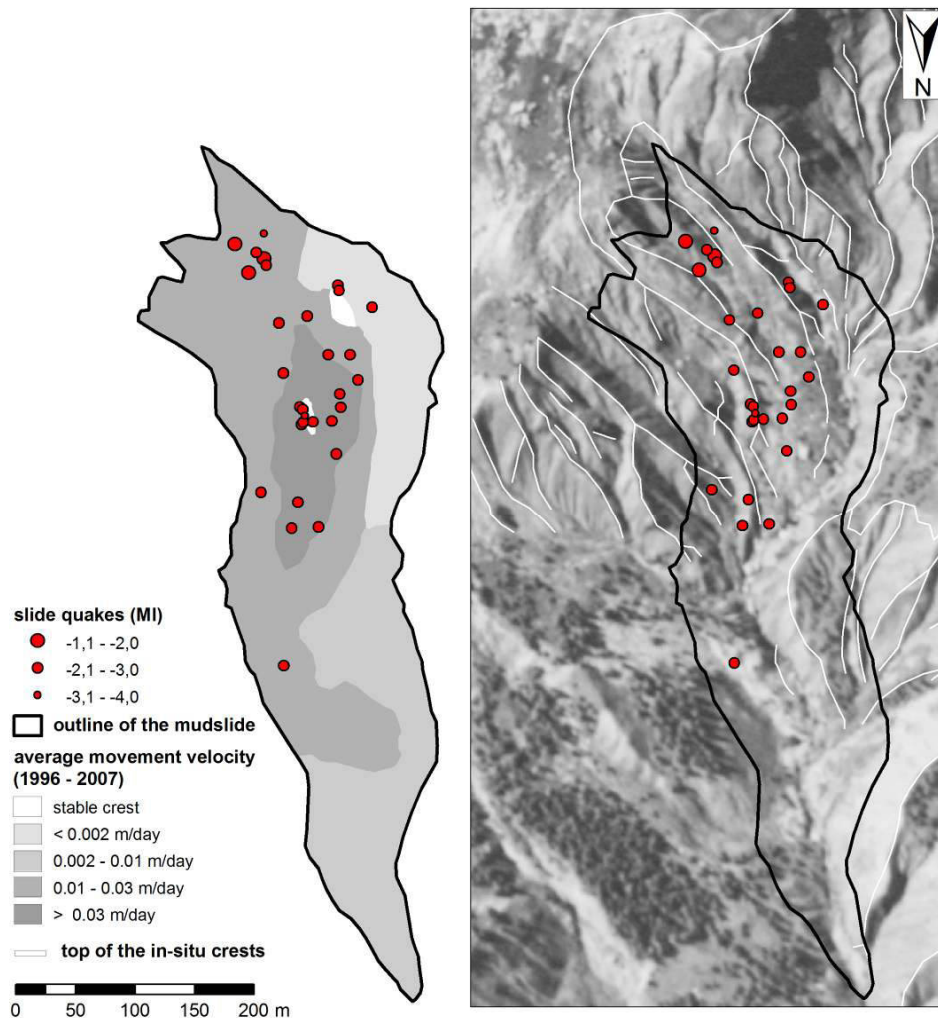


Abbildung 6.12: Epizentren der im Juli 2008 am Schlammstrom in Super-Sauze lokalisierten Bruchprozesse. Links: Geplottet auf die durchschnittlichen Bewegungsraten nach AMITRANO et al. (2007); rechts: Geplottet auf ein Luftbild aus dem Jahr 1956 (zur Verfügung gestellt vom Institut Geographique National, Kampagne F3139–3639).

Die Abbildung 6.12 zeigt die Epizentren der während der Messkampagne im Juli 2008 lokalisierten Bruchereignisse am Schlammstrom in Super-Sauze. Aus Abbildung 6.12 (links) ist ersichtlich, dass zum einen die Bruchprozesse verstärkt im mittleren Hangbereich auftreten, der durch höhere Bewegungsraten an der Oberfläche charakterisiert ist. Zum zweiten scheint die Generierung von Bruchereignissen an markante Strukturen der basalen Festgesteinstopographie gekoppelt zu sein. Die Abbildung 6.12 (rechts) zeigt die räumliche Verteilung der lokalisierten Bruchprozesse auf einem Luftbild des Jahres 1956, bevor sich der Schlammstrom entwickelt hatte. Die Mehrheit der Ereignisse wurde im südlichen (oberen) Hangbereich lokalisiert, dessen Untergrundtopographie durch, heute durch den Schlammstrom bedeckte, Festgesteinskämme charakterisiert ist, wohingegen im nördlichen (unteren) Hangbereich keine Bruchereignisse beobachtet wurden.

Neben der Observierung von Bruchprozessen, konnten am Schlammstrom in Super-Sauze weitere Hangprozesse seismisch erfasst werden, die am Heumöser Hang aufgrund seiner Eigenschaften und daraus resultierenden Dynamik nicht beobachtet werden konnten und somit zu Beginn der Messkampagne in Super-Sauze auch nicht erwartet wurden, z.B. das Auftreten von Felsstürzen und die Ausbildung von Rissstrukturen an der Hangoberfläche. Im Quell- bzw. Akkumulationsgebiet des Schlammstroms (Abbildung 3.8) kommt es regelmäßig zu kleineren Felsstürzen (Kapitel 3.2), die auch während der Messkampagne visuell beobachtet wurden, wodurch eine Identifizierung der Quelle registrierter Signale ermöglicht wurde (Kapitel 5.4). Neben den Signalen, die durch Felsstürze verursacht wurden, konnten des weiteren Signale beobachtet werden, die völlig andere Signaleigenschaften aufweisen (Abbildung 5.6, Kapitel 5.3). Diese Signale konnten nur innerhalb eines SNS registriert werden, wodurch deren Lokalisierung erschwert wurde. Aufgrund der enormen Amplitudenunterschiede und der Dämpfung hoher Frequenzen konnte aber zumindest der Quellort abgeschätzt werden (Kapitel 5.3). Das Signal muss in der Nähe der Station generiert worden sein, welche die höchsten Amplituden und die höchsten Frequenzen registriert hat. Insgesamt konnten während der Messkampagne im Juli 2008 28 Sequenzen dieses Signaltyps observiert werden. Die Abbildung 6.13 zeigt die Anzahl von Sequenzen dieses Signaltyps, dessen Herdort einzelnen Stationen zugeordnet wurde. Der Quellort der Mehrheit dieser Signale wurde der Station zugeordnet, die direkt an der Grenze zwischen dem Schlammstrom und dem aus dem Hangmaterial herausragenden Festgesteinskamm installiert wurde. Das bedeutet, dass an der Grenze zwischen dem Hangmaterial und den Festgesteinskämmen besondere Prozesse stattfinden. Zum einen könnten diese Signale durch das ‚Reiben‘ bzw. ‚Schmirgeln‘ des Schlammstroms an den Festgesteinskämmen, zum anderen aber auch durch die Entwicklung von Rissen an der Hangoberfläche generiert worden sein. Die Tatsache, dass an den Festgesteinskämmen bzw. an der lateralen Hangbegrenzung Rissstrukturen ausgebildet werden, konnte durch die Auswertung hochauflösender Luftbilder, die mit Hilfe von *UAVs* (*Unmanned Aerial Vehicle*, Kapitel 2.3) von Kollegen des *Instituts für Geophysik* der Universität Stuttgart aufgenommen und prozessiert wurden, beobachtet werden.

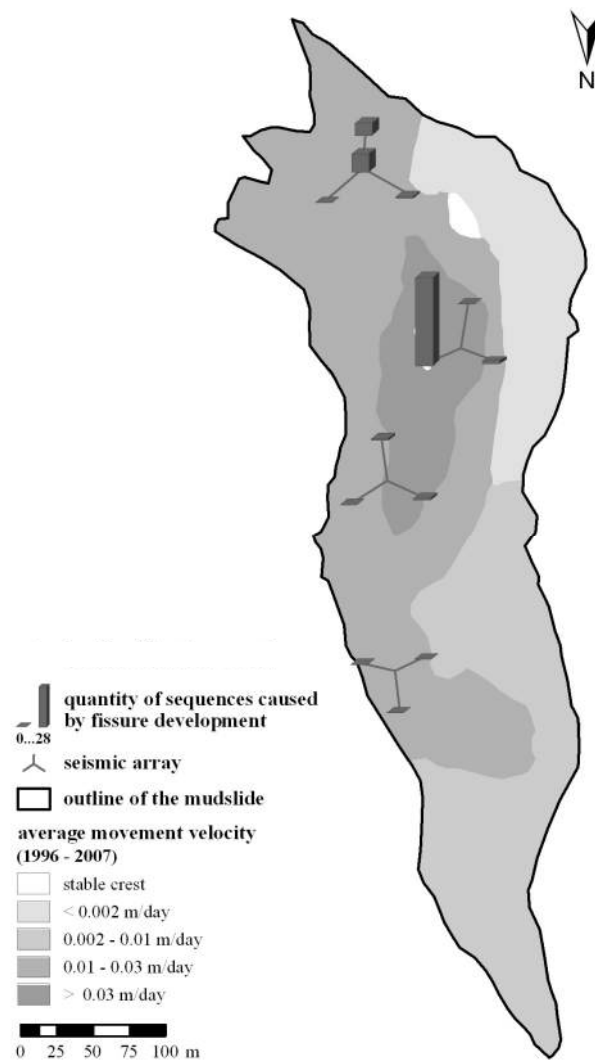


Abbildung 6.13: Anzahl der während der Messkampagne im Juli 2008 in Super-Sauze registrierten Signale, die durch Rissentwicklung generiert wurden, geplottet auf die durchschnittlichen Bewegungsraten nach AMITRANO et al. (2007).

Ein Beleg dafür, dass die observierten Signale tatsächlich durch Prozesse der Entwicklung von Rissen an der Hangoberfläche generiert wurden, konnte während der Messkampagne im Juli 2009 gewonnen werden (Kapitel 6.2.2).

Eine ausführliche Beschreibung der Messkampagne im Juli 2008 am Schlammstrom in Super-Sauze sowie eine gemeinsame Interpretation der Erkenntnisse, die mit Hilfe der seismischen Untersuchung und der hochauflösenden Fernerkundung mittels *UAV* gewonnen wurden, ist der Publikation im Anhang A3 zu entnehmen.

6.2.2 Analyse seismischer Signale durch Rissentwicklung

Ein Fokus der Messkampagne vom 13.07. – 25.07.2009 lag unter anderem in der Diskriminierung möglicher Herdprozesse des in Kapitel 5.3 und Kapitel 6.2.1 beschriebenen Signaltyps. Obwohl es bereits Indizien für einen Bezug zur Entwicklung von Rissen an der Hangoberfläche gab, konnte dieser erst im Rahmen eines kleinräumigen Feldexperiments umfassend untersucht bzw. belegt werden.

Hierfür wurde in einem existierenden Riss an der Hangoberfläche zum einen eine Seismometerstation und zum anderen über den Riss ein Extensometer von Kollegen des *Departments of Engineering Geology and Hydrology* der *RWTH Aachen* installiert. Zusätzlich standen die Daten eines Piezometers sowie die einer *GPS*-Station, die beide in unmittelbarer Nähe installiert wurden, zur Verfügung. Die Abbildung 6.14 zeigt den generellen Aufbau des Feldexperiments.

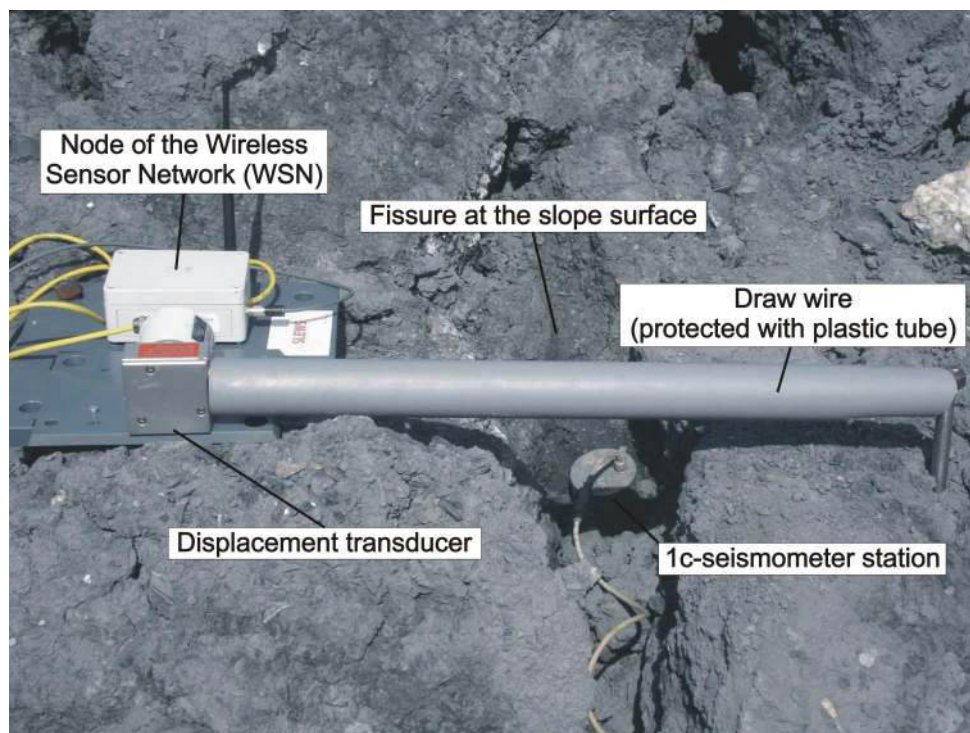


Abbildung 6.14: Aufbau des Feldexperiments am Schlammstrom in Super-Sauze zur Observierung der Entwicklung von Rissen mit Hilfe von seismischen und geotechnischen Messungen.

Die Abbildung 6.15 zeigt den Grundwasserpegel vom 13.07. – 25.07.2009 (Abbildung 6.15a), die kumulative Darstellung der mit der *GPS*-Station registrierten Hangbewegungen vom 13.07. – 25.07.2009 (Abbildung 6.15b), die kumulative Darstellung der mit dem Extensometer registrierten Bewegungen vom 21.07. – 25.07.2009 (Abbildung 6.15c) sowie die kumulative Darstellung der Anzahl von Ereignissen des beschriebenen Signaltyps vom 13.07. – 25.07.2009 (Abbildung 6.15d).

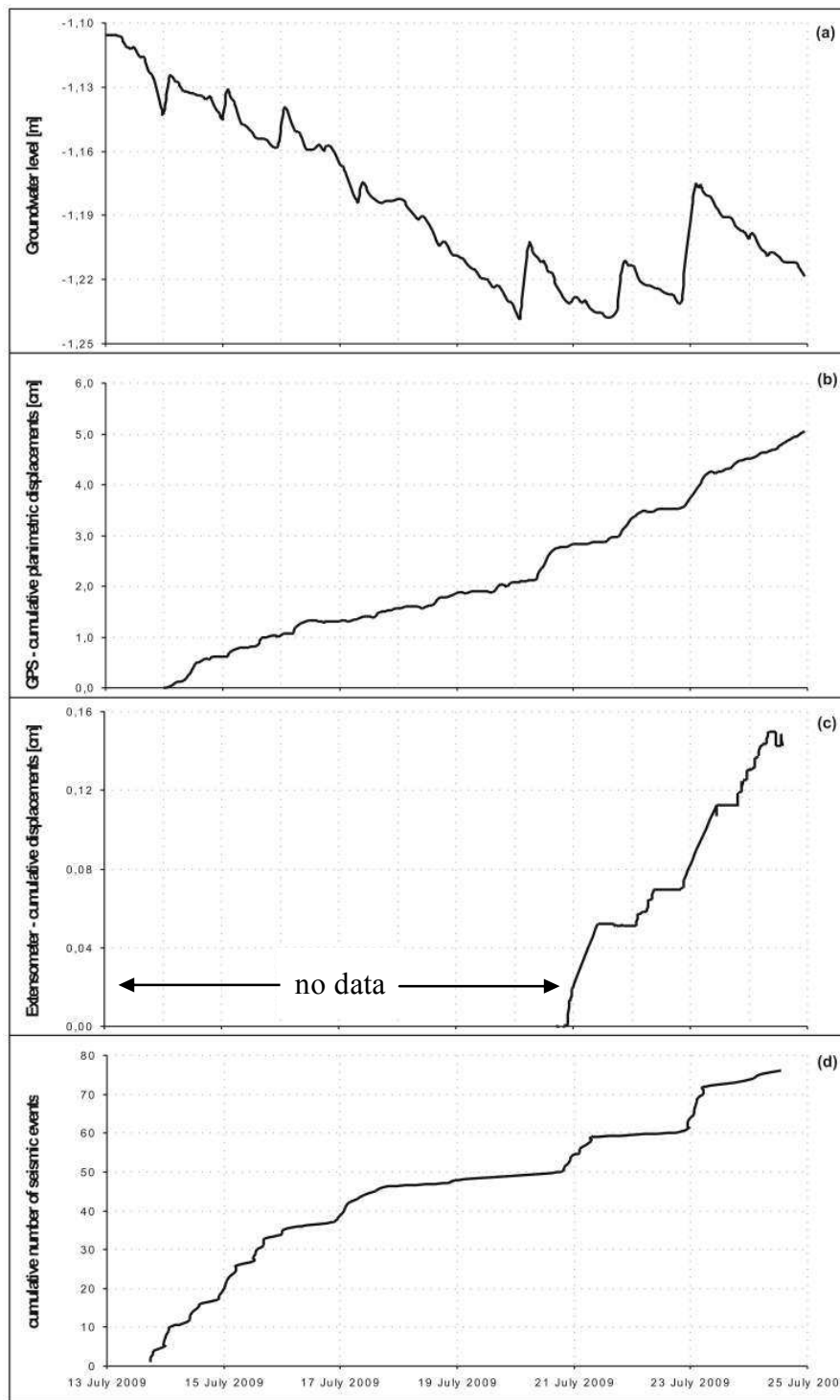


Abbildung 6.15: Grundwasserpegel vom 13.07. – 25.07.2009 (a), kumulative Darstellung der mit der GPS-Station registrierten Bewegungen vom 13.07. – 25.07.2009 (b), kumulative Darstellung der mit dem Extensometer registrierten Bewegungen vom 21.07. – 25.07.2009 (c) sowie die kumulative Darstellung der Anzahl registrierter seismischer Ereignisse vom 13.07. – 25.07.2009(d).

Aus der Abbildung 6.15 ist ersichtlich, dass prinzipiell eine sprunghafte Erhöhung des Grundwasserpegels zu größeren Bewegungsraten an der Hangoberfläche führt. Des Weiteren korrelieren die erhöhten Bewegungsraten an der Oberfläche des Hanges mit den

Öffnungsraten des observierten Risses und mit der registrierten Anzahl seismischer Ereignisse, zumindest am 21.07.2009 und am 23.07.2009. Das Feldexperiment zeigt, dass die Generierung der beschriebenen seismischen Signale im Zusammenhang mit der Öffnung von Rissen zu stehen scheint.

Ein weiteres Indiz für mögliche Herdprozesse der observierten Signale ist in Abbildung 6.16 dargestellt. Die Abbildung zeigt das Seismogramm und das Sonogramm des Signal eines in Super-Sauze registrierten Felssturzes, resampelt auf 200 Hz (Abbildung 6.16a) und das Seismogramm und Sonogramm eines typischen Signals, das durch Rissentwicklung generiert wurde (Samplingrate: 400 Hz, Abbildung 6.16b).

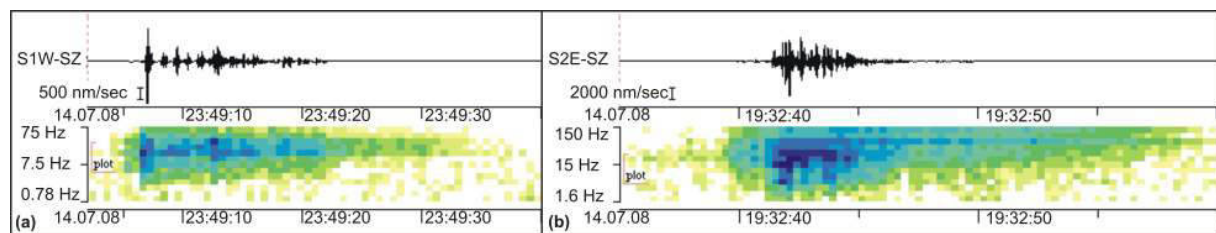


Abbildung 6.16: Seismogramm und Sonogramm des Signals eines Felssturzes in Super-Sauze (a - resampelt auf 200 Hz) und des Signals durch Rissentwicklung am Schlammstrom in Super-Sauze (b - Samplingrate: 400 Hz).

Die Abbildung zeigt, dass, trotz der unterschiedlichen zeitlichen und räumlichen Skalen, die Sonogrammmuster vergleichbare Eigenschaften aufweisen. Insbesondere die hochfrequente Signalcodas ist sehr ungewöhnlich und wurde sonst bei keinen anderen Signalen beobachtet. Dies deutet darauf hin, dass vergleichbare Prozesse das jeweilige Signal generiert haben könnten. Es ist möglich, dass die registrierten Signale durch das ‚Nachrieseln‘ feinkörnigen Materials in einen existierenden Riss generiert wurden. Somit deuten zwei völlig unterschiedliche Prozesse auf mögliche Herdmechanismen der observierten Signale hin: zum einen auf Rissöffnung, zum anderen auf Prozesse der Riss-schließung.

Die Ergebnisse der seismischen Untersuchung des Schlammstroms in Super-Sauze sind ausführlich in der Publikation des Anhangs A4 beschrieben.

7 Synoptische Analyse und Interpretation

In diesem Kapitel werden die einzelnen Beobachtungen und Ergebnisse der seismischen Untersuchungen bzgl. des raum-zeitlichen Auftretens von Bruchprozessen am Heumöser Kriechhang und am Schlammstrom in Super-Sauze synoptisch interpretiert. Ein Fokus liegt dabei auf der Diskussion möglicher Herdmechanismen.

7.1 Räumliches Auftreten der Bruchprozesse

Die Analyse der räumlichen Verteilung der lokalisierten Bruchprozesse am Heumöser Hang (Kapitel 6.1, Abbildung 7.1) zeigt, dass die Ereignisse mehrheitlich im mittleren Hangbereich, der die geringsten Bewegungsraten an der Oberfläche zeigt, generiert wurden. Die Abbildung 7.1 zeigt die Epizentren der insgesamt 121 Bruchprozesse, die während der Messkampagnen zwischen 2005 und 2008 als auch während der permanenten seismischen Überwachung von Juli 2009 bis Mai 2011 am Heumöser Hang registriert und lokalisiert wurden.

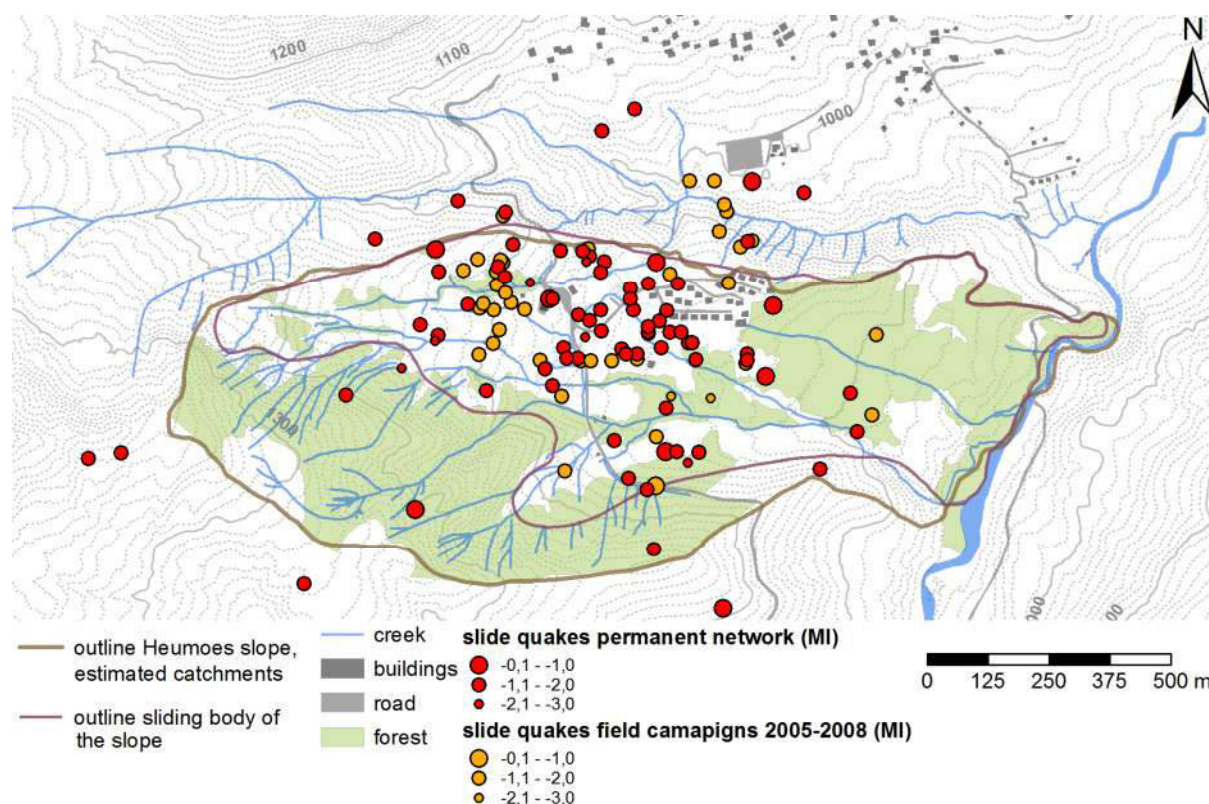


Abbildung 7.1: Epizentren der zwischen 2005 und 2011 am Heumöser Hang observierten Bruchprozesse.

Mit Hilfe von refraktionsseismischen Untersuchungen konnte 2007 eine signifikante Erhöhung des basalen Festgesteins am Heumöser Hang observiert werden (WALSER 2008, Anhang A3). Diese Erhöhung könnte als ‚Rutschungsbremse‘ für den gesamten Hang fungieren und für die geringen Bewegungsraten an der Oberfläche des mittleren Hangbereichs ursächlich sein. Da diese Festgesteinsenerhöhung senkrecht zur Hauptbewegungsrichtung des

Heumöser Hanges orientiert ist, könnte es in diesem Hangbereich zu einer erhöhten Spannungsakkumulation kommen, die wiederum die Häufung von Bruchprozessen in diesem Hangbereich erklären würde. Die Abbildung 7.2 zeigt eine schematische Darstellung dieser Hypothese.

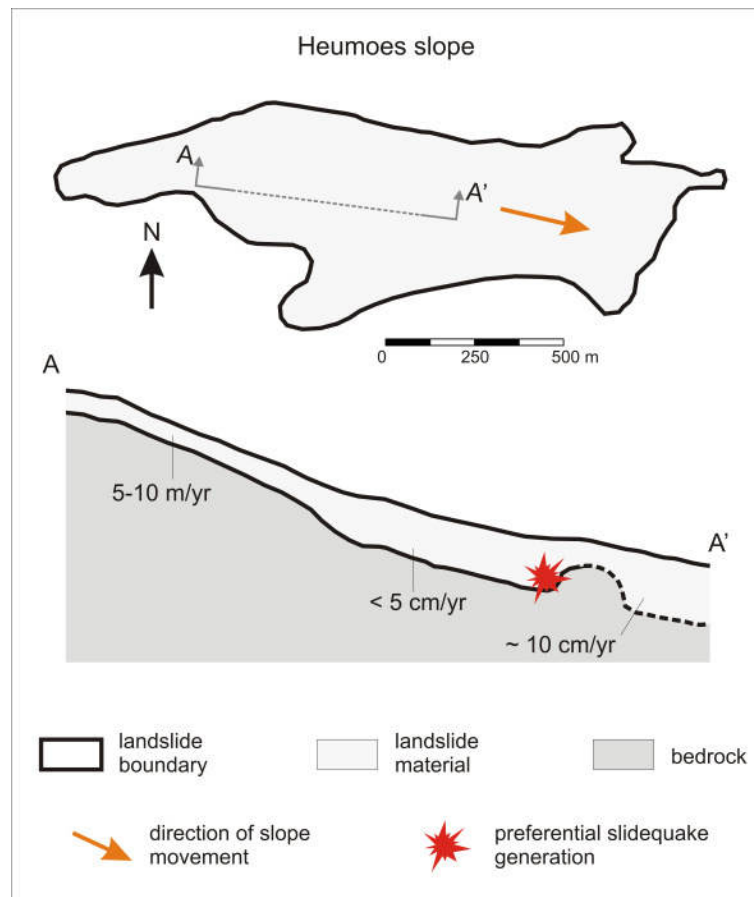


Abbildung 7.2: Schematische Darstellung der vorrangigen Generierung von Bruchprozessen am Heumöser Hang an der Erhöhung der basalen Festgesteinstopographie (Untergrundtopographie verändert nach WALSER 2008).

Im Gegensatz zu den Beobachtungen am Heumöser Hang korreliert die räumliche Verteilung der Bruchprozesse am Schlammstrom in Super-Sauze mit Hangbereichen erhöhter Bewegungsraten an der Hangoberfläche (Kapitel 6.2). Die Untergrundtopographie des Schlammstroms in Super-Sauze ist charakterisiert durch Festgesteinskämme, die in Bewegungsrichtung der Hangrutschung orientiert sind und den Schlammstrom ‚kanalisieren‘ (Kapitel 3.2). Besonders an den Festgesteinskämmen bzw. an den lateralen Begrenzungen des Schlammstroms kommt es dadurch zu vermehrter Spannungsakkumulation und daher zu einer räumlichen Häufung von Bruchprozessen (Abbildung 6.12). Die Abbildung 7.3 zeigt eine schematische Darstellung der Hypothese der vorrangigen Generierung von Bruchprozessen an diesen Festgesteinskämmen im Untergrund.

Diese These wird auch dadurch gestützt, dass insbesondere in den Rinnen zwischen den Festgesteinskämmen, die die höchste Dynamik von 11 m/Jahr zeigen, die Bruchprozesse bevorzugt generiert werden (Abbildung 7.3).

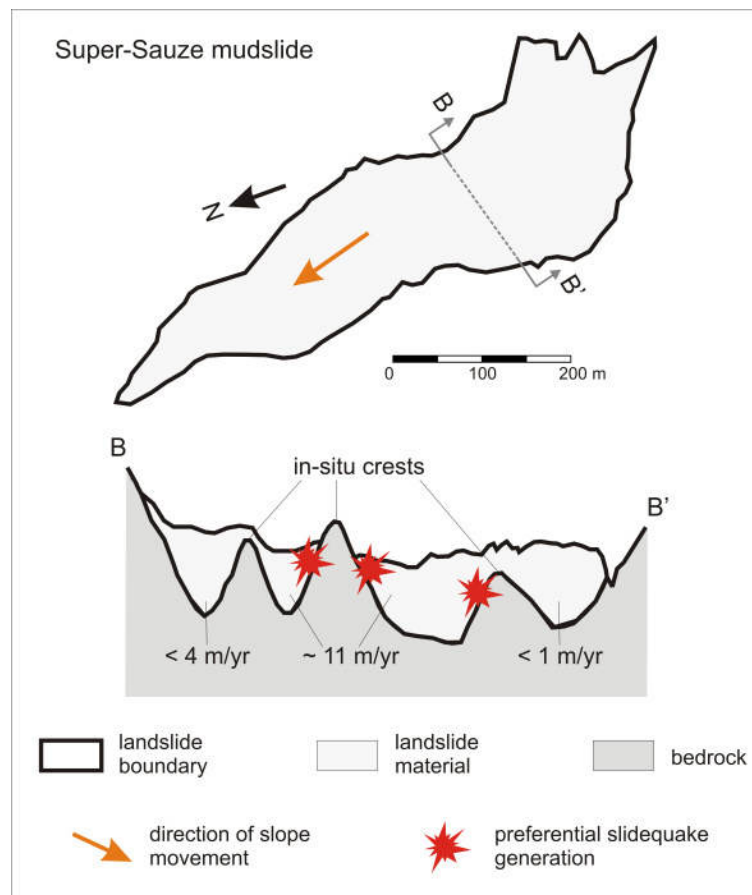


Abbildung 7.3: Schematische Darstellung der vorrangigen Generierung von Bruchprozessen am Schlammstrom in Super-Sauze an der Grenze zwischen Hangmaterial und Festgesteinskämmen (Untergrundtopographie verändert nach AMITRANO et al. 2007).

Neben dem Heumöser Hang und dem Schlammstrom in Super-Sauze konnten an einer weiteren Lockergesteins-Hangrutschung rutschungsinduzierte Bruchprozesse seismisch beobachtet und analysiert werden. An der Slumgullion Hangrutschung in Colorado, USA, konnten von GOMBERG et al. (1995, 2011) Bruchprozesse zwar registriert, aber nicht lokalisiert werden. Es konnten lediglich seismologische Kriterien und Verfahren angewendet werden, um deren Lokalität abzuschätzen. Dennoch konnte plausibel belegt werden, dass die observierten Bruchprozesse ausschließlich direkt an der Grenze zwischen dem Hangmaterial und der lateralen Festgesteinsbegrenzung generiert wurden. Im Gegensatz zum Heumöser Hang und zum Schlammstrom in Super-Sauze ist die basale Grenzfläche an der Slumgullion Hangrutschung von nahezu planarer Form. An der lateralen Begrenzung des Hanges kommt es zum ‚Herauspressen‘ von Hangmaterial, wodurch es, neben dem lateralen Versatz, zu einer vermehrten Generierung von Bruchprozessen kommt. Die Abbildung 7.4 zeigt eine

schematische Darstellung der Interpretation bzgl. der Generierung von Bruchprozessen an der Slumgullion Hangrutschung.

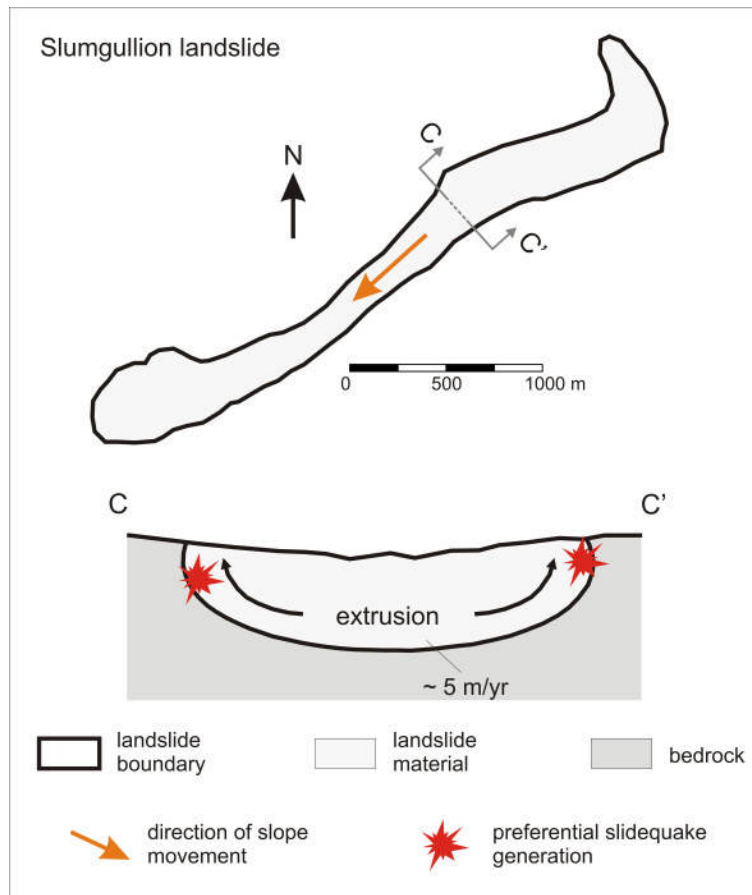


Abbildung 7.4: Schematische Darstellung der vorrangigen Generierung von Bruchprozessen an der Slumgullion Hangrutschung entlang der Grenze zwischen Hangmaterial und der lateralen Festgesteinsbegrenzung (Untergrundtopographie verändert nach FLEMING et al. 1999).

Die synoptische Analyse und Interpretation von rutschungsinduzierten Bruchprozessen anhand der Beispiele der beschriebenen Lockergesteins-Hangrutschungen zeigt, dass trotz der hangspezifischen kinematischen Unterschiede, die Generierung von seismisch erfassbaren Bruchprozessen prinzipiell direkt an deren Untergrundtopographie bzw. deren lateralen Begrenzungen gekoppelt ist.

7.2 Zeitliches Auftreten der Bruchprozesse am Heumöser Hang

Die seismischen Untersuchungen des Heumöser Hanges (Kapitel 6.1) haben gezeigt, dass in den einzelnen Kampagnen die Anzahl der registrierten Bruchereignisse stark variiert. Während der Messkampagne im September 2005 konnten innerhalb von zwei Wochen 26 Bruchprozesse observiert werden, dies entspricht $\sim 1,9$ Ereignissen pro Tag (Kapitel 6.1.1). Dagegen wurden während der Messkampagnen zwischen 2006 und 2008 (Kapitel 6.1.2) sowie während der permanenten seismischen Überwachung des Hanges von Juli 2009 bis Mai 2011 (Kapitel 6.1.3) durchschnittlich zwischen $\sim 0,1$ und $\sim 0,2$ Ereignisse pro Tag beobachtet.

Obwohl mögliche Triggermechanismen der Bruchprozesse nicht allgemeingültig nachgewiesen werden konnten (Abbildung 6.15), so belegt das zeitliche Auftreten der während der Messkampagne im September 2005 beobachteten Bruchprozesse dennoch einen Zusammenhang mit hydrologischen Einflüssen. Die Tatsache, dass während der Messkampagne im September 2005 zum einen die größte Anzahl von Bruchereignissen pro Tag registriert wurde und zum anderen ein Zusammenhang mit Regenereignissen beobachtet wurde, könnte durch das Jahrhundert-Regenereignis im August 2005 erklärt werden. Am 23. August 2005 kam es zu einem Starkregenereignis, welches enorme wirtschaftliche Schäden durch Überschwemmungen und Überflutungen im gesamten Alpenraum zur Folge hatte. Am Heumöser Hang wurden an diesem Tag über 240 mm Niederschlag registriert, eine Niederschlagsintensität die zuletzt am 14.06.1910 aufgezeichnet wurde (Bericht der Vorarlberger Landesregierung, Quelle: www.vorarlberg.at). Die Abbildung 7.5 zeigt die tägliche Niederschlagsintensität von Januar 2005 bis Mai 2011, die am Heumöser Hang registriert wurde. Der Niederschlag wurde an der Wetterstation am Heumöser Hang (Abbildung 3.3, Kapitel 3.2.2), die von Kollegen des *Instituts für Wasser und Gewässerentwicklung* der Universität Karlsruhe im Rahmen der Forschergruppe *Grosshang* installiert wurde, registriert und die Daten zur Verfügung gestellt.

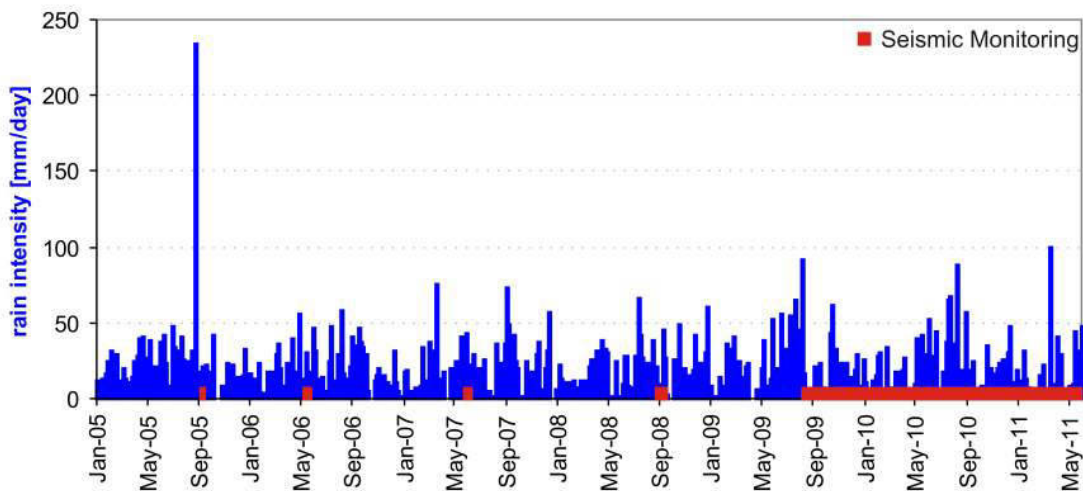


Abbildung 7.5: Tägliche Niederschlagsmenge am Heumöser Hang von Januar 2005 bis Mai 2011.

Aus der Abbildung wird ersichtlich, dass die Messkampagne im September 2005 kurz nach dem Starkregenereignis am 23. August 2005 stattgefunden hat und vergleichbare Niederschlagsmengen während der Messkampagnen zwischen 2006 und 2008 bzw. der dauerhaften Überwachung von Juli 2009 bis Mai 2011 nicht wieder auftraten. Dies ist ein Indiz dafür, dass das Hangmaterial während der Messkampagne im September 2005 stark wassergesättigt war, so dass Regenereignisse deutlich geringerer Intensität ausgereicht haben, um Bruchprozessen zu generieren. Gestützt wird diese These durch das Auftreten dreier Rotationsrutschungen mehrere Tage nach dem Starkregenereignis am 23. August 2005 in

unmittelbarer Nähe des Heumöser Hanges (Bericht der Vorarlberger Landesregierung, Quelle: www.vorarlberg.at).

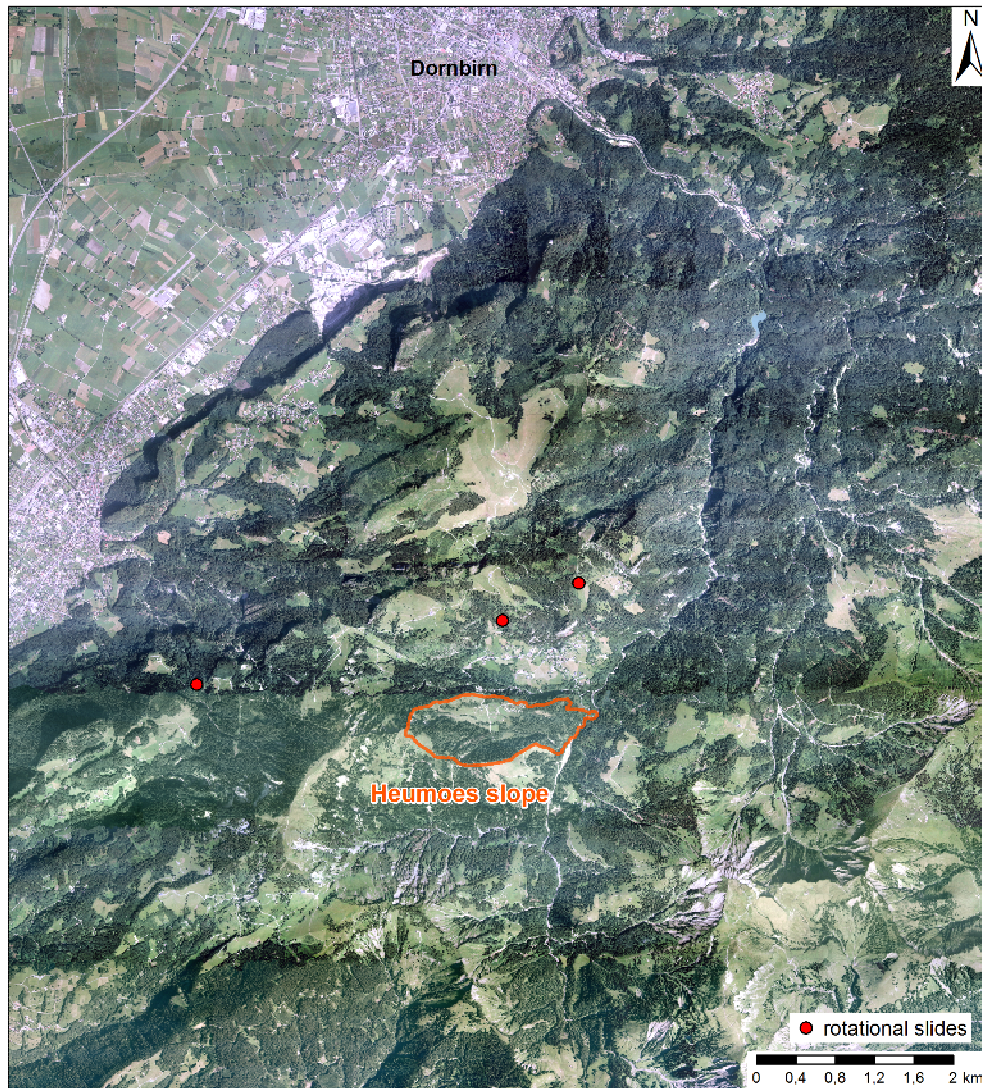


Abbildung 7.6: Lokationen einzelner Rotationsrutschungen in der Nähe des Heumöser Hanges als Folge des Starkregenereignisses vom 23. August 2005; geplottet auf ein Luftbild des Jahres 2006 (vom Land Vorarlberg freundlicherweise zur Verfügung gestellt).

Die Abbildung 7.6 zeigt die Lokationen dreier Rotationsrutschungen in der Nähe des Heumöser Hanges als Folge des Starkregenereignisses vom 23. August 2005. Die Koordinaten der Rutschungen wurden dem Bericht zu den Folgen des Starkregenereignisses der Vorarlberger Landesregierung (Quelle: www.vorarlberg.at) entnommen.

7.3 Mögliche Herdmechanismen der untersuchten Bruchprozesse

Aufgrund der geringen Mächtigkeiten der observierten Hangrutschungen konnte die Herdtiefe der am Heumöser Hang und am Schlammstrom in Super-Sauze beobachteten Bruchprozesse durch die daraus resultierenden zu geringen Laufzeitdifferenzen einzelner Wellenphasen nicht bestimmt werden. Daher werden in diesem Kapitel mögliche Herdmechanismen ausführlich diskutiert.

7.3.1 Seismologische Interpretation

Mit Hilfe der Analyse der Magnituden-Häufigkeits Beziehung der observierten Bruchprozesse, der Untersuchung der Polaritäten der registrierten Signale sowie der seismologischen Abschätzung der Bruchfläche können Rückschlüsse auf mögliche Herdmechanismen gezogen werden.

Magnituden-Häufigkeits Beziehung

Die empirische Gutenberg-Richter Beziehung beschreibt die Verteilung von Erdbeben in einem bestimmten Gebiet bezüglich ihrer Magnituden (GUTENBERG & RICHTER 1942):

$$\log_{10} N = a - bM \quad (7.1)$$

N ist die kumulative Anzahl von Erdbeben mit Magnituden $\geq M$, die Konstante a beschreibt die seismische Aktivität eines Gebietes und b ist ein statistischer Wert, der als tektonischer Parameter das Verhältnis zwischen kleinen und großen Magnituden beschreibt (ISHIMOTO & IIDA 1939, GUTENBERG & RICHTER 1942). Der b -Wert bildet verschiedene seismische Eigenschaften eines Mediums ab, wie z.B. Spannungen und/oder Materialeigenschaften des Herdgebietes. Der b -Wert variiert zwischen 0,6 und 1,4 für die meisten tektonischen Regimes, global beträgt er 1,0 im Durchschnitt. Die Gutenberg-Richter Beziehung wurde ebenso bei Deformationsexperimenten im Labor untersucht (SCHOLZ 1968a, 1968b, 1968c). SCHOLZ observierte, dass der b -Wert bei Deformationen, die mit Sprödbbruch einhergehen, kleiner ist ($b < 1$) als bei duktilen bzw. plastischen Deformationen ($b > 1$).

Um eine statistisch belastbare Aussage bzgl. des b -Wertes treffen zu können, ist eine hinreichend große Anzahl von observierten Ereignissen notwendig. SCHORLEMMER & WIEMER (2004) schlagen vor, dass mindestens 50-100 Ereignisse für eine zuverlässige b -Wert Abschätzung notwendig sind. Dagegen erwarten NEUNHÖFER & HEMMANN (2005) einen nur geringen Fehler bei der Berechnung des b -Wertes mit mehr als 10 Ereignissen.

Für die Bestimmung des b -Wertes der observierten Bruchprozesse wurden für den Heumöser Hang 44 der insgesamt 83 Ereignisse mit $M_L \geq M_C$, die während der permanenten seismischen Überwachung observiert wurden (Kapitel 6.1.3), und für den Schlammstrom in Super-Sauze 22 von insgesamt 34 Ereignissen der Kampagne im Juli 2008 (Kapitel 6.2.1), herangezogen. Der Fehler in der Magnitudenbestimmung wurde für jedes Ereignis mit $\pm 0,1$ abgeschätzt. Die

Vollständigkeitsmagnitude wurde anhand der inkrementellen Magnituden-Häufigkeits Verteilung am Heumöser Hang mit $M_C = -1,6$ und am Schlammstrom mit $M_C = -2,6$ bestimmt (Abbildung 7.7). Die unterschiedlichen Vollständigkeitsmagnituden liegen darin begründet, dass, im Gegensatz zum Heumöser Hang, der Schlammstrom in Super-Sauze nicht besiedelt ist und somit die Detektionsempfindlichkeit bzw. die natürliche Bodenunruhe kaum von anthropogenen Faktoren beeinflusst wird.

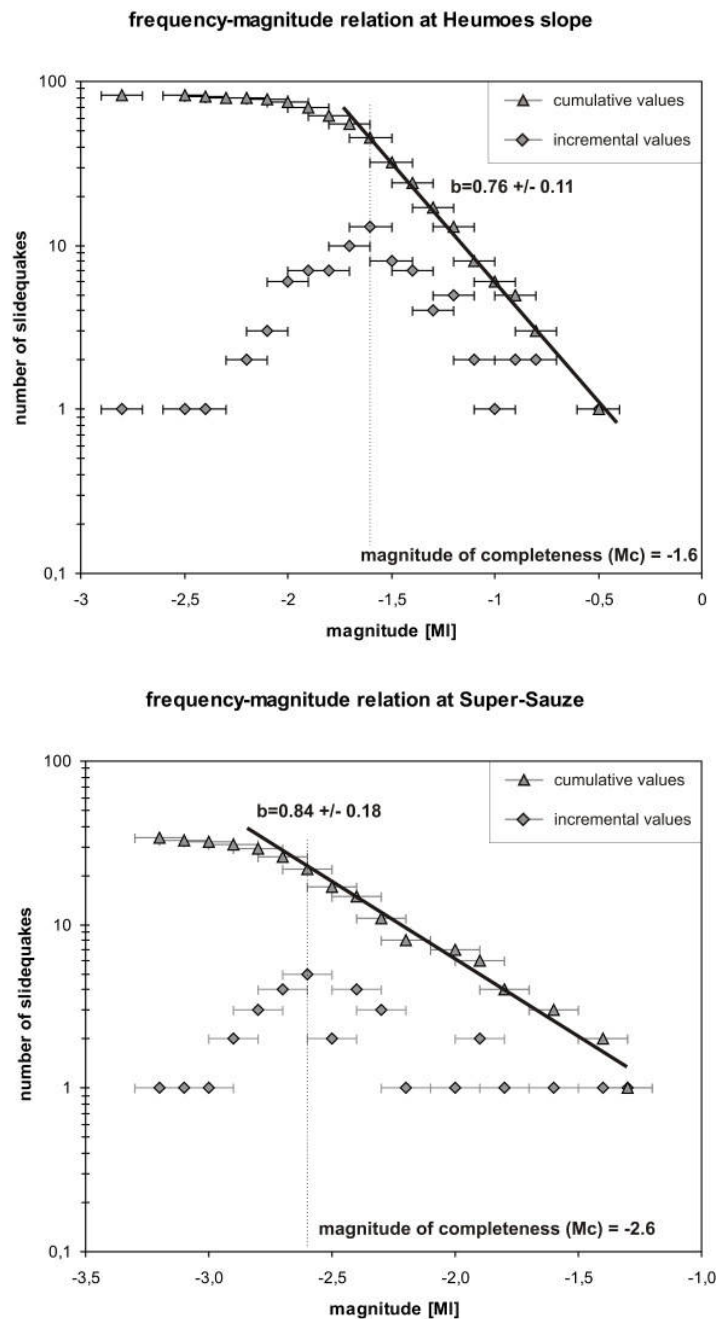


Abbildung 7.7: Magnituden-Häufigkeits Beziehung, Abschätzung der Vollständigkeitsmagnitude und b -Wert Bestimmung der observierten Bruchprozesse am Heumöser Hang (oben) und am Schlammstrom in Super-Sauze (unten).

Die Abbildung 7.7 zeigt sowohl die inkrementelle als auch die kumulative Magnituden-Häufigkeits Beziehung der beobachteten Bruchprozesse am Heumöser Hang und am Schlammstrom in Super-Sauze. Der b -Wert wurde für die Ereignisse am Heumöser Hang mit $b = 0,76$ und für die am Schlammstrom in Super-Sauze mit $b = 0,84$ bestimmt. Die Fehlerabschätzung der Berechnung des b -Wertes beträgt am Heumöser Hang $\pm 0,11$ und am Schlammstrom in Super-Sauze $\pm 0,18$. Der Fehler in der Bestimmung des b -Wertes wurde nach UTSU (1965) abgeschätzt:

$$b_{err} \approx b\sqrt{N}. \quad (7.2)$$

Die Analyse der Magnituden-Häufigkeits Beziehung der in beiden Untersuchungsgebieten observierten Bruchprozesse zeigt, dass beide berechneten b -Werte bei $b \approx 0,8$ liegen und somit, gemäß den Untersuchungen von SCHOLZ (1968a, 1968b, 1968c), auf eine spröde Deformation bei der Generierung der beobachteten Bruchprozesse deuten. Dennoch ist zu beachten, dass, im regionalen bzw. globalen Maßstab, der b -Wert eines tektonischen Regimes den statistischen Zusammenhang über mehrere Größenordnungen von Magnituden beschreibt, wohingegen die Untersuchungen der Bruchprozesse an den beiden Untersuchungsgebieten lediglich ca. zwei Größenordnungen von Magnituden umfasst. Gleichzeitig ist zu berücksichtigen, dass die Bestimmung des b -Wertes sehr stark von der Vollständigkeitsmagnitude und somit von der Detektionsempfindlichkeit abhängt. Diese wiederum ist bei der Untersuchung von Ereignissen, deren Signale nur geringfügig über dem natürlichen Rauschen liegen, nicht konstant, sondern unterliegt zeitlichen und räumlichen Schwankungen. Die Einflüsse natürlichen und anthropogenen Ursprungs auf die Detektionsempfindlichkeit ist im Kapitel 5.6 beschrieben.

Polaritätsanalyse

Neben der Magnituden-Häufigkeits Beziehung kann die Analyse der Polaritäten der registrierten Signale von Bruchprozessen Rückschlüsse auf mögliche Herdmechanismen erlauben.

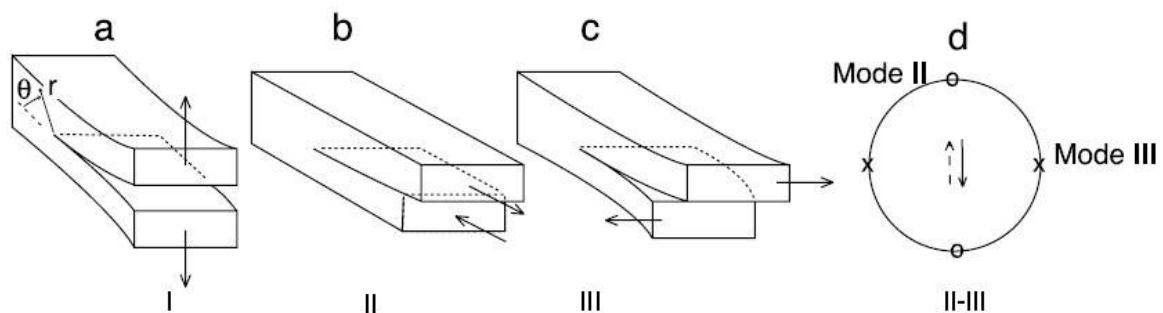


Abbildung 7.8: Die drei Moden von Bruchprozessen. (a) Mode I, (b) Mode II, (c) Mode III und (d) Kombination aus Mode II und Mode III (MARTEL 2004).

Die Abbildung 7.8 zeigt die verschiedenen Moden von Bruchereignissen (MARTEL 2004). Ereignisse der Mode I sind charakterisiert durch Relativbewegungen senkrecht zur Scherebene und zeigen keinen Scheranteil. Dagegen zeigen die Moden II und III Relativbewegungen mit gleicher Orientierung wie die Scherebene, ebenso sind Kombinationen aus den Moden II und III möglich. Die Analyse der Polaritäten der observierten Bruchprozesse kann somit Rückschlüsse auf mögliche Moden der Ereignisse erlauben.

Die Signale aller observierten Bruchprozesse an beiden untersuchten Hangrutschungen zeigen an den Stationen, an denen sie registriert wurden, die gleiche Polarität. Insbesondere die Ereignisse, die innerhalb der Stationsauslage des permanenten seismischen Netzwerks am Heumöser Hang lokalisiert wurden (Kapitel 6.1.3), ermöglichen eine weiterführende Analyse, da die Netzwerkgeometrie für die Ereignisse eine günstigere azimuthale Abdeckung aufweist. Die Abbildung 7.9 zeigt die Epizentren der 18 Bruchereignisse, die innerhalb der Netzwerkgeometrie während der permanenten Überwachung des Heumöser Hanges lokalisiert wurden.

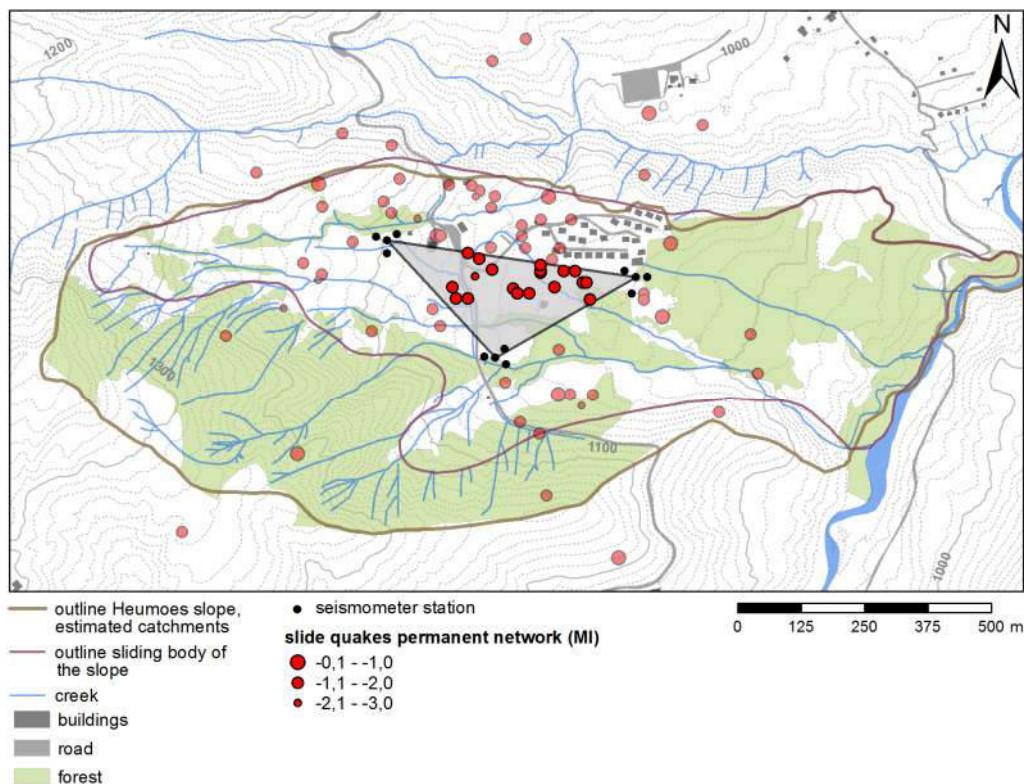


Abbildung 7.9: Epizentren der Bruchprozesse, die während der permanenten seismischen Überwachung des Heumöser Hanges (2009 – 2011) innerhalb der Stationsauslage lokalisiert wurden.

Die Abbildung 7.10 zeigt die Einsätze des Signals eines Bruchereignisses, welches innerhalb der Netzwerkgeometrie lokalisiert wurde, exemplarisch anhand der Registrierungen an SNS 1 und SNS 2 (Kapitel 6.1.3).

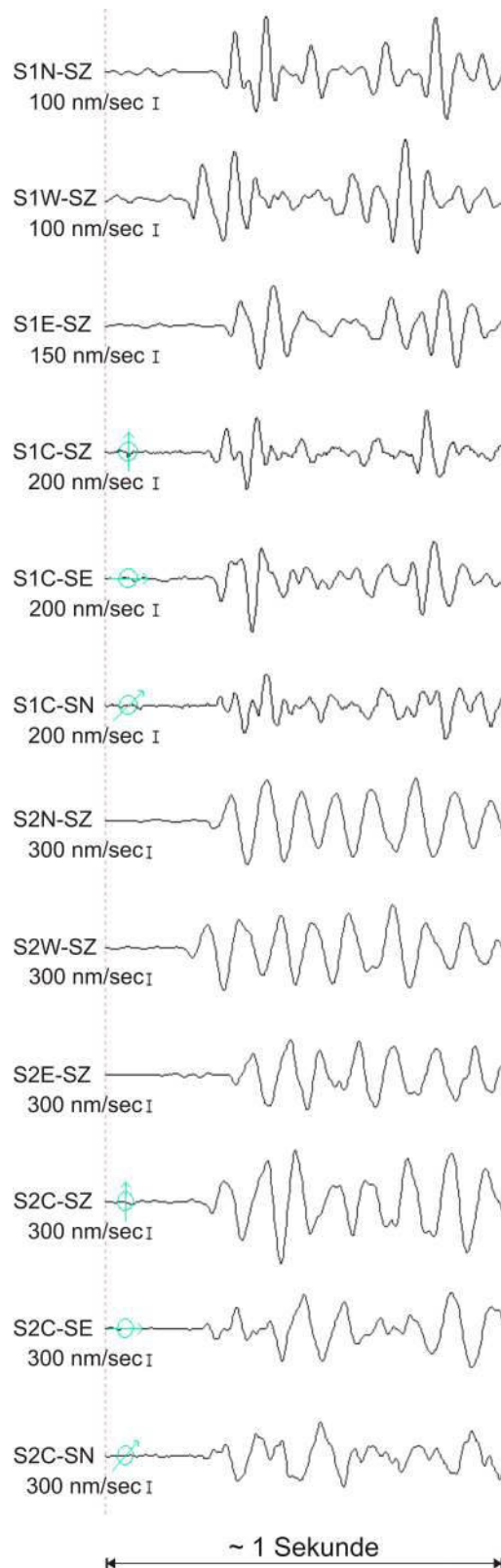


Abbildung 7.10: Ersteinsätze eines innerhalb des Netzwerks am Heumöser Hang (2009 – 2011) lokalisierten Bruchprozesses, registriert mit SNS 1 und SNS 2. Die oberen sechs Spuren repräsentieren SNS 1, die unteren sechs Spuren SNS 2.

Aus Abbildung 7.10 ist ersichtlich, dass sowohl an den Vertikalspuren als auch an den Horizontalspuren beider SNS die Polaritäten des registrierten Signals, gleich sind. Da weder am Heumöser Hang noch an dem Schlammstrom in Super-Sauze bei den Registrierungen der Bruchprozesse jemals unterschiedliche Polaritäten beobachtet wurden, deuten die Seismogramme auf Mode I Ereignisse hin (Abbildung 7.8). Dies bedeutet, dass die Ereignisse nicht durch Relativbewegungen entlang einer möglichen Scherbahn, sondern wahrscheinlich durch vertikal gerichtete Bewegungen generiert wurden.

7.3.2 Abschätzung der Herdfläche observierter Bruchprozesse

Aufgrund der geringen azimuthalen Abdeckung der observierten Bruchprozesse am Heumöser Hang und am Schlammstrom in Super-Sauze können keine Momentenmagnituden der Ereignisse direkt ermittelt werden, welche eine Herdflächenlösung erlauben würden. Dennoch gibt es empirische Zusammenhänge zwischen der ermittelten Lokalmagnitude der Ereignisse, ihrer Momentenmagnitude und ihrer Herdfläche. WELLS & COPPERSMITH (1994) bestimmten den Zusammenhang zwischen der Momentenmagnitude eines Ereignisses und seiner Bruchfläche (Abbildung 7.11). Die Abbildung 7.11 zeigt den empirischen Zusammenhang zwischen Momentenmagnitude (in der Abbildung mit M statt M_W beschrieben) und der Bruchfläche für knapp einhundert Ereignisse mit Momentenmagnituden zwischen $M_W \approx 4,7$ und $M_W \approx 8,0$ für verschiedene tektonische Regimes.

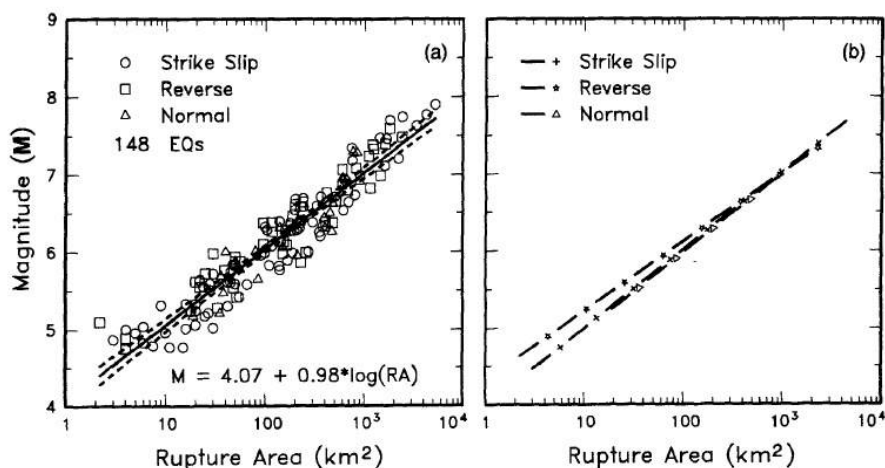


Abbildung 7.11: Zusammenhang zwischen Momentenmagnitude und Bruchfläche für verschiedene tektonische Regimes (WELLS & COPPERSMITH 1994).

GIBOWICZ et al. (1991) untersuchten den Zusammenhang zwischen Momentenmagnitude (M_W) und der Lokalmagnitude (M_L) für seismische Ereignisse mit $M_L < 0,0$. Die Untersuchungen von GIBOWICZ et al. (1991) zeigen, dass die Lokalmagnitude für seismische Ereignisse mit $M_L < 0,0$ ungefähr ihrer Momentenmagnitude entspricht. Mit Hilfe des Zusammenhangs zwischen Momentenmagnitude und der Bruchfläche eines Ereignisses nach WELLS & COPPERSMITH (1994, Abbildung 7.11) können somit die Bruchflächen der am Heumöser Hang und am Schlammstrom in Super-Sauze observierten Bruchprozesse

abgeschätzt werden. Die Gültigkeit dieses Ansatzes wurde von JONGMANS (persönliche Mitteilung) bestätigt und für beobachtete Bruchprozesse an einer Felssäule in den französischen Alpen angewendet (LEVY et al. 2011).

Unter der Annahme, dass $M_L \approx M_W$ (GIBOWICZ et al. 1991) und unter Verwendung des Zusammenhangs zwischen Momentenmagnitude und Bruchfläche eines Ereignisses nach WELLS & COPPERSMITH (1994) ergeben sich für die am Heumöser Hang observierten Bruchprozesse mit Magnituden zwischen $M_L = -2,5$ und $M_L = -0,5$ Bruchflächen zwischen $\sim 0,2 \text{ m}^2$ und $\sim 23,3 \text{ m}^2$. Analog repräsentieren die beobachteten Bruchprozesse in Super-Sauze mit Magnituden zwischen $M_L = -3,2$ und $M_L = -1,3$ Bruchflächen zwischen $\sim 400 \text{ cm}^2$ und $\sim 3,6 \text{ m}^2$. Der von WELLS & COPPERSMITH (1994) beschriebene Zusammenhang zwischen Momentenmagnitude und Bruchfläche basiert allerdings auf einen Spannungsabfall von Festgestein. Da dieser für Lockersedimente nicht übertragbar ist, kann davon ausgegangen werden, dass die Bruchflächen der beobachteten Bruchprozesse größer sind und im Bereich von mehreren Dutzend m^2 liegen.

7.3.3 Deformation von Lockersedimenten

Trotz der seismologischen Analysen der observierten Bruchprozesse bzgl. ihrer Bruchmoden und der Herdflächen, ist derzeit unklar, in welcher Tiefe die Ereignisse stattgefunden haben. Die Tatsache, dass die Mehrzahl der Ereignisse an allen Stationen registriert wurde, deutet aber auf eine Generierung in der Tiefe hin, da bei oberflächennahen Ereignissen (z.B. Frostbrüche am Heumöser Hang (Kapitel 5.5) oder Signalen durch Rissentwicklung am Schlammstrom in Super-Sauze (Kapitel 5.3) die Signale zum einen lediglich nur an einem SNS registriert wurden und zum anderen die Signale enorme Amplitudenunterschiede und Dämpfungen hoher Frequenzen zeigen. Unter der Annahme, dass die Signale innerhalb der Lockergesteinsmatrix des jeweiligen Rutschungskörpers generiert werden, ist das wassersättigungsabhängige Deformationsverhalten von Sedimenten zu berücksichtigen. Lockersedimente zeigen lediglich bei geringer Wassersättigung eine spröde Deformation (KARATO 2008, WOOD 2009), die für die observierten Bruchprozesse notwendig ist. Bei höherer Wassersättigung deformieren Lockersedimente plastisch bzw. fließend. Prinzipiell wird durch die Erhöhung der Wassersättigung bei Sedimenten dessen Scherfestigkeit herabgesetzt (KARATO 2008). Zusätzlich führt eine erhöhte Wassersättigung bei Lockergesteins-Hangrutschungen zu einer erhöhten Gravitationskraft sowie zu Auftriebs-effekten.

MAQUAIRE et al. (2003) untersuchten das Deformationsverhalten des Materials unterschiedlicher Lockergesteins-Hangrutschungen im Becken von Barcelonnette der französischen Seealpen (Kapitel 3.2.1) mit Hilfe von Ringscherversuchen. Die Abbildung 7.12 zeigt die Kohäsion und den Reibungswinkel in Abhängigkeit der Wassersättigung des Materials der Lockergesteins-Hangrutschungen La Valette, Super-Sauze und Poche. Die Abbildung illustriert, dass bis zu einem bestimmten Wassergehalt das jeweilige Locker-

material spröde Deformationen aufweist. Der hierfür kritische Wassergehalt liegt für das Material der Rutschung La Valette bei ca. 23 %, für das des Schlammstroms in Super-Sauze bei ca. 26 % und für das der Rutschung Poche bei ca. 30 % und liegt somit für alle drei Hangrutschungen in einem vergleichbaren Wertebereich.

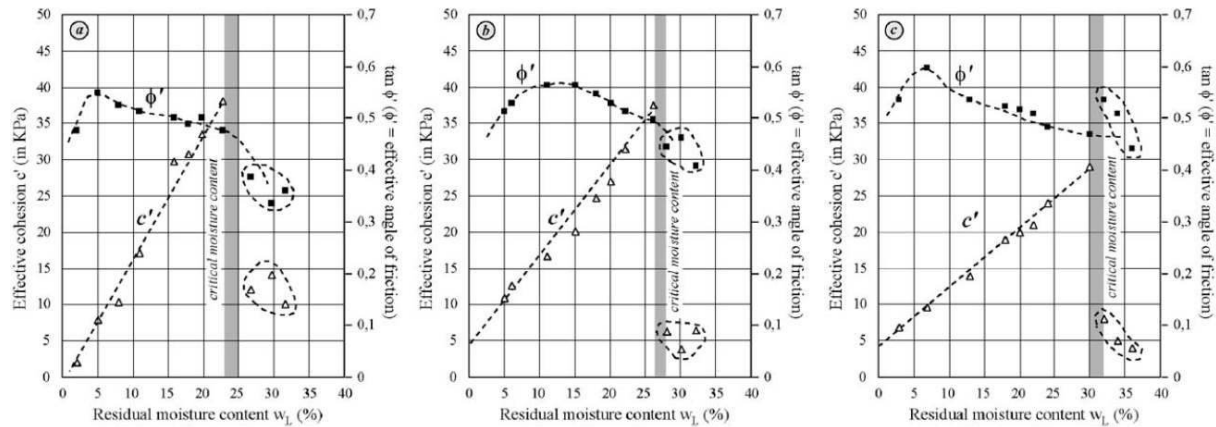


Abbildung 7.12: Kohäsion und Reibungswinkel in Abhängigkeit der Wassersättigung des Materials dreier Lockergesteins-Hangrutschungen der französischen Alpen. (a) La Valette, (b) Super-Sauze, (c) Poche (MAQUAIRE et al. 2003).

Von Kollegen der Universität Strasbourg wurden ebenso Triaxialversuche am Material des Heumöser Hanges durchgeführt, die jedoch, aufgrund der Tatsache, dass sie undrainiert durchgeführt werden mussten, keine Aussagen bezüglich dessen wassersättigungsabhängigen Deformationsverhaltens zulassen. LINDENMAIER (persönliche Mitteilung) führte an dem Material der Bohrung HH4 (Abbildung 3.3, Kapitel 3.1.2) mehrere Versuche durch, um das Hangmaterial zu untersuchen.

Die Abbildung 7.13 zeigt den Verlauf der Scherfestigkeit, des Karbonatgehalts, des Wassergehalts und der Konsistenzgrenzen über die Tiefe der Bohrung HH4 am Heumöser Hang. Für die Untersuchung der beobachteten Bruchprozesse ist im Wesentlichen der Verlauf der Wassersättigung über die Tiefe relevant. Die Abbildung 7.13 zeigt, dass erst ab einer Tiefe von ca. 4 m die Wassersättigung unter ~30 % liegt und somit die Bruchprozesse nicht an der Oberfläche, sondern in größerer Tiefe überhaupt generiert werden können.

Gestützt wird diese These durch den Vergleich des räumlichen Auftretens der Bruchprozesse am Heumöser Hang mit der Unterteilung des Hanges in unterschiedliche Hydrotöpfe bzw. mit der Kartierung der ökologischen Feuchte (Kapitel 3.1.2). Die ökologische Feuchte kann dabei als Indiz für die Wassersättigung des Oberbodens angesehen werden. Die Abbildung 7.14 zeigt die Epizentren der während der permanenten seismischen Überwachung des Heumöser Hanges beobachteten Bruchprozesse und die unterschiedlichen Hydrotöpfe des Heumöser Hanges sowie die Kartierung der ökologischen Feuchte (LINDENMAIER et al. 2005).

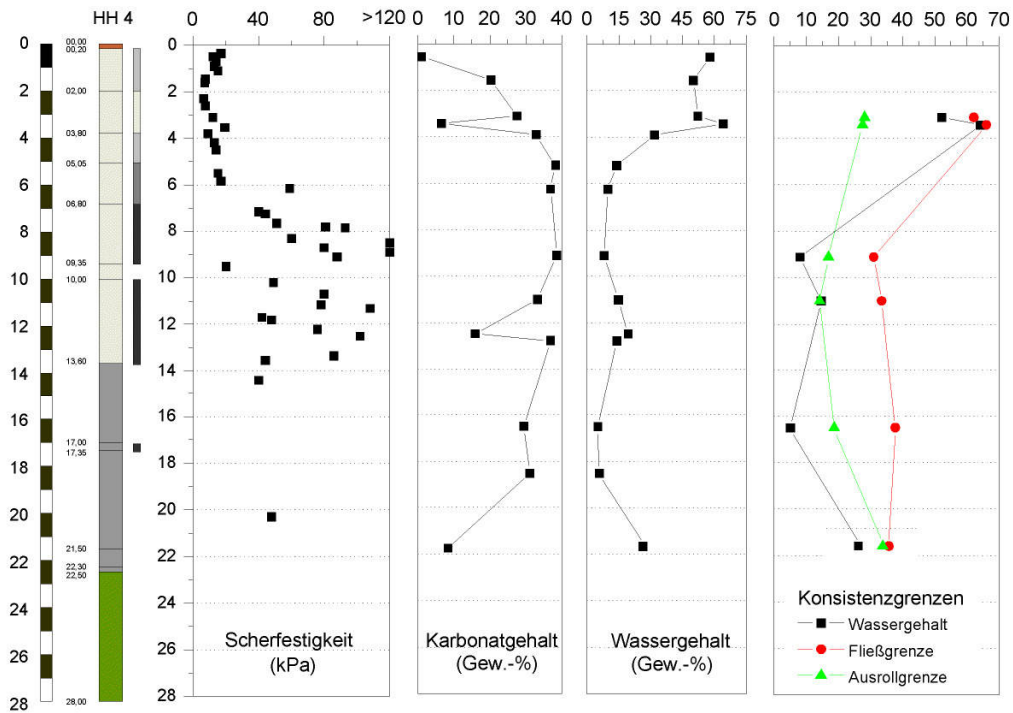


Abbildung 7.13: Verlauf der Scherfestigkeit, des Karbonatgehalts, des Wassergehalts und der Konsistenzgrenzen über die Tiefe der Bohrung HH4 am Heumöser Hang (LINDENMAIER, persönliche Mitteilung).

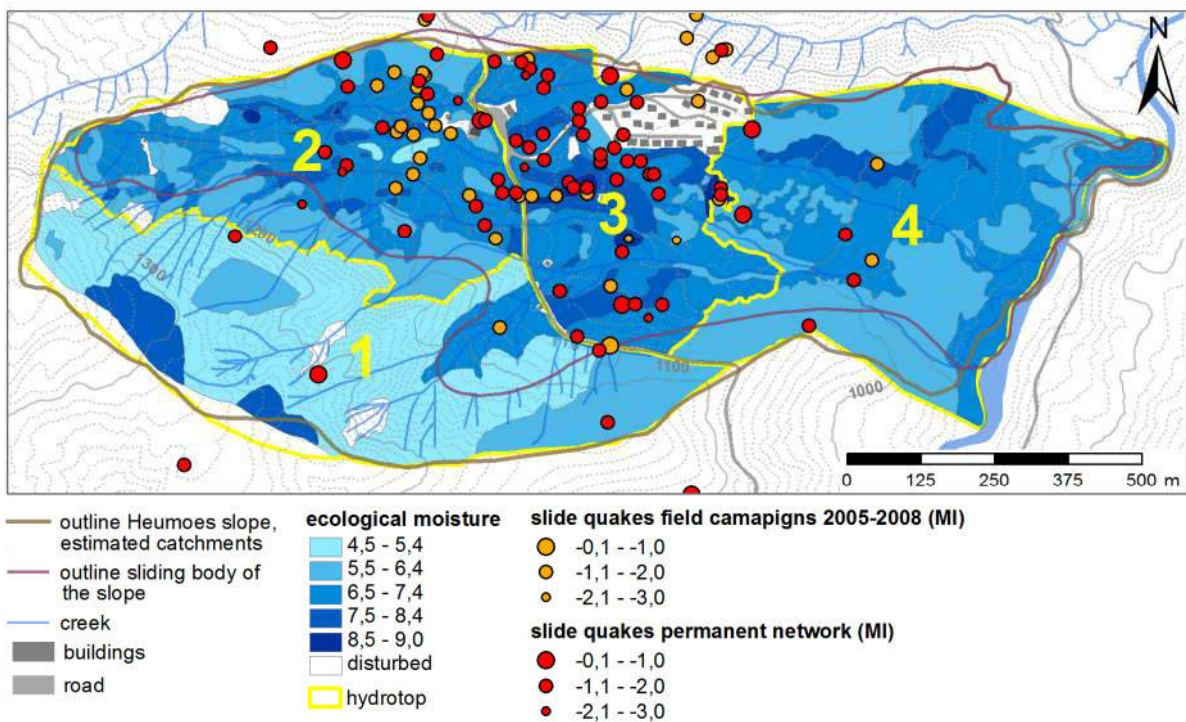


Abbildung 7.14: Lokationen der während der permanenten seismischen Überwachung des Heumöser Hanges (2009 – 2011) observierten Bruchprozesse, geplottet auf die Kartierung dessen ökologischer Feuchte (nach LINDENMAIER et al. 2005).

Aus der Abbildung 7.14 ist ersichtlich, dass auch in Bereichen hoher permanenter Wassersättigung Bruchprozesse lokalisiert wurden. Dies deutet darauf hin, dass die Bruchereignisse aufgrund der hohen Wassersättigung nicht an der Oberfläche generiert worden sein können. Zusätzlich zeigt die Abbildung, dass im östlichen Hydrotop 4 kaum Bruchereignisse lokalisiert wurden. Der östliche Hangbereich wird durch eine sehr hohe permanente Wassersättigung charakterisiert, wodurch dort sogar fließende Deformationen stattfinden (vgl. Abbildung 3.7). Dieser Vergleich ist ein weiterer Hinweis dafür, dass die am Heumöser Hang observierten Bruchereignisse nicht oberflächennah, sondern in größerer Tiefe generiert wurden.

Trotz mehrerer Indizien für eine Generierung der Bruchereignisse am Heumöser Hang in größerer Tiefe innerhalb der Lockergesteinsmatrix, kann nicht ausgeschlossen werden, dass die Bruchprozesse durch Deformationen der in das Lockersediment eingebetteten Festgesteinsblöcke (Kapitel 3.1), die generell sprödes Deformationsverhalten zeigen, erzeugt wurden. Die Tatsache, dass aber auch im östlichen Hangkörper Festgesteinsblöcke eingebettet sind und dort, trotz der höheren Bewegungsraten (Abbildung 3.3), kaum Bruchereignisse registriert wurden, deutet auf eine Generierung der Bruchereignisse innerhalb der Lockergesteinsmatrix. Gestützt wird diese These durch die Analyse der Polaritäten der registrierten Signale der Bruchprozesse am Heumöser Hang (Kapitel 7.3.1). Es ist sehr unwahrscheinlich, dass Festgesteinsblöcke durch Mode I Brüche (Abbildung 7.8) deformiert werden, vielmehr ist eine scherende Deformation zu erwarten, die bei den Bruchprozessen am Heumöser Hang nicht beobachtet wurde.

Im Gegensatz zum Heumöser Hang können die Bruchprozesse am Schlammstrom in Super-Sauze nicht in größerer Tiefe generiert worden sein, vorausgesetzt, dass sie durch Deformationen innerhalb der Lockergesteinsmatrix entstanden. Obwohl, vergleichbar zum Heumöser Hang, am Schlammstrom in Super-Sauze keine Deformationen mit Schercharakter observiert wurden (Kapitel 7.3.1), ist die Analyse der Polaritäten der am Schlammstrom in Super-Sauze registrierten Signale von Bruchprozessen aufgrund der dafür ungünstigen Stationsgeometrie (Kapitel 6.2), nur gering aussagekräftig. Dennoch gibt es Indizien dafür, dass die am Schlammstrom in Super-Sauze beobachteten Bruchprozesse innerhalb des obersten Meters generiert wurden, da nur dort das Lockermaterial die für eine spröde Deformation benötigten Materialeigenschaften, zumindest in den Sommermonaten, aufweist (Kapitel 3.2, Abbildung 3.13, Abbildung 7.12).

7.4 Analogien zur globalen Plattentektonik?

FLEMING & JOHNSON (1989) erkannten strukturelle Parallelen der Slumgullion Hangrutschung mit Blattverschiebungen (engl. strike-slip) der San-Andreas-Verwerfung, entlang derer zwischen Mexiko und Kalifornien die Pazifische Platte und die Nordamerikanische Platte aneinander vorbei driften. Entlang dieser Plattengrenze werden regelmäßig größere Erdbeben generiert, wohingegen innerhalb derer Grenzen die Platten interkontinental im

Wesentlichen aseismisch driften. In Anlehnung dieser Erkenntnis beobachteten GOMBERG et al. (1995) an den Rändern der Slumgullion Hangrutschung spröde Deformationsprozesse in Form von Bruchprozessen, wohingegen sich der Rutschungskörper an sich aseismisch viskos-kriechend verhält (Kapitel 7.1). Die Zusammenschau bzgl. des räumlichen Auftretens von Bruchprozessen an der Slumgullion Hangrutschung, dem Heumöser Hang und dem Schlammstrom in Super-Sauze zeigt, dass scheinbar übertragbar, im Gegensatz zum viskosen Kriechen des gesamten Hanges, die lateralen Begrenzungen bzw. Barrieren im Untergrund der jeweiligen Rutschung zur verstärkten Generierung von Bruchprozessen führen (Kapitel 7.1).

Neben dieser möglichen Analogie der Deformationen von Lockergesteins-Hangrutschungen und globalen Blattverschiebungen, gibt es weitere Hinweise auf Parallelen zu global beobachteten seismischen Phänomenen der Erdkruste. Bereits in den 1980'er Jahren konnten in mehreren Studien sog. ‚volcanic tremors‘ seismisch beobachtet werden, die im Zusammenhang mit aufsteigendem Magma stehen (z.B. SCHICK et al. 1982) und einen durch Fluide gesteuerten Ursprung haben (z.B. SEIDL et al. 1981). Erst in den letzten Jahren konnten in wenigen Studien entlang von Subduktionszonen vergleichbare Phänomene, sog. ‚non-volcanic tremors‘ (z.B. BEROZA & IDE 2011) bzw. ‚episodic tremors‘ (VIDALE & HOUSTON 2012) seismisch erfasst und untersucht werden. Diese Signale scheinen im Zusammenhang mit dem aseismischen Gleiten tektonischer Platten zu stehen und wurden daher von VIDALE & HOUSTON (2012) als sog. *ETS*-Signale (engl. episodic tremor and slip) beschrieben. Dieser Typ von Erdbeben wurde an abwärts gerichteten Platten an Subduktionszonen, am Übergang zwischen einer durch Reibung blockierten Region und darunter liegenden, durch Fluide unbehindert gleitenden, Bereichen beobachtet (RUBINSTEIN et al. 2010).

Die seismischen Signale, die an dem Schlammstrom in Super-Sauze beobachtet wurden und eindeutig keine Bruchprozesse darstellen (Kapitel 5.3, Kapitel 6.2.2), könnten einen vergleichbaren Ursprung haben. Obwohl diese Signale im Zusammenhang mit der Entwicklung von Rissen an der Hangoberfläche stehen, kann nicht ausgeschlossen werden, dass die Dynamik der Rissentwicklung wiederum verstärkt an den lateralen Begrenzungen auftritt. Dies würde bedeuten, dass nicht nur die beobachteten Bruchprozesse an Begrenzungen bzw. Barrieren von Lockergesteins-Hangrutschungen, sondern auch die Signale durch Rissentwicklung im Zusammenhang mit lateralen Grenzen zum Festgestein stehen. Welche konkreten Prozesse im Bezug auf Änderungen von Materialeigenschaften (z.B. Wassersättigung, Deformationsprozesse) dabei einhergehen könnten, ist allerdings derzeit unbekannt.

Letztlich dürfte ebenso die zeitliche Dimension bei Änderungen der Spannungszustände von Körpern eine entscheidende Rolle spielen. Bestimmte Materialien, z.B. Salz, die raschen Spannungsänderungen unterliegen, deformieren spröde, wohingegen sie sich mittel- oder langfristig betrachtet viskos verformen (z.B. POLIAKOV et al. 1996). Auch der zeitliche Aspekt von Deformationsprozessen ist derzeit, weder bei der Seismizität globaler Plattentek-

tonik, noch bei Deformationen instabiler Lockergesteinshänge, umfassend erforscht. Dennoch konnte dieser bei aufsteigendem, viskosem Magma in mehreren Studien belegt werden. TUFFEN et al. (2003) und ICHIHARA & RUBIN (2010) zeigen, dass rasch aufsteigendes Magma entlang eines Schlotens Erdbeben generieren kann, wohingegen sich langsam aufsteigendes Magma aseismisch verhält.

8 Zusammenfassung und Ausblick

In der vorliegenden Arbeit wurden zwei alpine Lockergesteins-Hangrutschungen im Rahmen einzelner Messkampagnen bzw. durch dauerhafte Überwachung zwischen 2005 und 2011 seismisch untersucht: der Heumöser Kriechhang im Vorarlberg, Österreich und der Schlammstrom in Super-Sauze, Südfrankreich. Unter Anwendung des Verfahrens *Nanoseismic Monitoring* konnte die Kriechbewegung des gesamten Hanges in mit der Hangbewegung im Zusammenhang stehende diskrete Bruchprozesse $M_L < 0,0$ aufgelöst werden.

Am Heumöser Hang konnten insgesamt 121 Bruchprozesse mit Lokalmagnituden zwischen $M_L = -2,5$ und $M_L = -0,5$ detektiert und lokalisiert werden. Dabei clustern sich die Epizentren der Bruchereignisse räumlich im mittleren Bereich des Heumöser Hanges, wo die geringsten Bewegungsraten an der Oberfläche observiert wurden. Mit Hilfe refraktionsseismischer Verfahren konnte die Geometrie der Untergrundtopographie des Heumöser Hanges ermittelt werden. Damit konnte eine signifikante Erhöhung des Festgesteins im mittleren Hangbereich nachgewiesen werden, die senkrecht zur Hauptbewegungsrichtung des Hanges orientiert ist und somit sowohl für die geringen Bewegungsraten als auch für die Häufung von Bruchprozessen in diesem Hangbereich, aufgrund erhöhter Spannungsakkumulation, ursächlich sein könnte.

Am Schlammstrom in Super-Sauze konnten insgesamt 34 Bruchprozesse mit Lokalmagnituden zwischen $M_L = -3,2$ und $M_L = -1,3$ registriert und lokalisiert werden. Im Gegensatz zum Heumöser Hang häufen sich dort räumlich die Ereignisse in Hangbereichen, die die höchsten Bewegungsraten an der Oberfläche zeigen. Am Schlammstrom in Super-Sauze wird die Untergrundtopographie von, in Hauptbewegungsrichtung des gesamten Hanges orientierten, Festgesteinskämmen charakterisiert, die das instabile Hangmaterial kanalisieren. Die Mehrheit der Bruchprozesse wurde direkt an den, zum Großteil durch den Schlammstrom bedeckten, Festgesteinskämmen observiert.

Der synoptische Vergleich der räumlichen Auftretensmuster der observierten Bruchprozesse am Heumöser Hang und am Schlammstrom in Super-Sauze mit dem an der Slumgullion Hangrutschung in Colorado, USA, zeigt, dass seismisch erfassbare Bruchprozesse an Lockergesteins-Hangrutschungen direkt an die jeweilige Untergrundtopographie gekoppelt zu sein scheinen. Im Gegensatz zu den in dieser Arbeit untersuchten Hängen ist die basale Festgesteinstopographie der Slumgullion Hangrutschung durch eine planare Geometrie charakterisiert, so dass dort durch das ‚Herauspressen‘ von Hangmaterial lediglich an den lateralen Begrenzungen des Rutschungskörpers Bruchprozesse beobachtet werden konnten.

Neben der Untersuchung des räumlichen Auftretens observierter Bruchprozesse erlaubte die permanente seismische Überwachung des Heumöser Hanges zwischen Juli 2009 und Mai 2011 eine ausführliche Analyse möglicher Triggerfaktoren. Obwohl der Zusammenhang zwischen hydrologischen Änderungen des Hangmaterials und der Generierung von Bruchprozessen nicht statistisch belastbar observiert werden konnte, gibt es einige Indizien

für ein verstärktes Auftreten von Bruchereignissen nach extremen Niederschlagsereignissen, wohingegen Frostperioden während der Wintermonate den Hang eher zu stabilisieren scheinen.

Bei der Analyse des raum-zeitlichen Auftretens von rutschungsinduzierten Bruchprozessen an Lockergesteins-Hangrutschungen wurde das Deformationsverhalten bindigen Materials, aus denen die untersuchten Hänge im Wesentlichen bestehen, berücksichtigt. Da das Material beider Hangrutschungen lediglich bei einer Wassersättigung von bis zu ~30 % spröde Deformationen zeigen können, wird vermutet, dass die Bruchprozesse am Heumöser Hang in größerer Tiefe generiert wurden. Dagegen kann das Hangmaterial am Schlammstrom in Super-Sauze lediglich im Bereich der obersten Schicht Eigenschaften aufweisen, die die Generierung von seismisch erfassbaren Bruchprozessen ermöglicht.

Die Untersuchung seismologisch relevanter Signaleigenschaften der Bruchprozesse ermöglichte zudem die Diskussion möglicher Herdmechanismen. Da aufgrund der fehlenden azimuthalen Abdeckung die Herdprozesse nicht direkt abgeleitet werden können, wurden empirische Zusammenhänge zwischen der Momentenmagnitude (M_W) und der ermittelten Lokalmagnitude (M_L) angewendet, um die Bruchfläche der Ereignisse abschätzen zu können. Die Bruchflächen der Bruchprozesse am Heumöser Hang liegen somit zwischen $\sim 0,2 \text{ m}^2$ und $\sim 23 \text{ m}^2$, die Bruchprozesse am Schlammstrom in Super-Sauze entsprechen Bruchflächen zwischen $\sim 400 \text{ cm}^2$ und $\sim 3,6 \text{ m}^2$. Ein weiteres Indiz für mögliche Herdprozesse der observierten Bruchereignisse konnte durch die Analyse der Polaritäten der Signale ermittelt werden. Die Tatsache, dass bei allen registrierten Bruchprozessen an beiden Hangrutschungen keine Unterschiede in den Polaritäten beobachtet werden konnten, deutet auf Mode I Ereignisse, also auf Bruchmechanismen ohne Scheranteil, hin. Die Untersuchung der Gutenberg-Richter Beziehung der Bruchprozesse deutet, mit einem ermittelten b -Wert von $\sim 0,8$, zusätzlich auf eine Generierung der Signale durch spröde Deformation hin.

Neben der Untersuchung rutschungsinduzierter Bruchprozesse konnten im Rahmen dieser Arbeit sowohl am Heumöser Hang als auch am Schlammstrom in Super-Sauze weitere seismische Signale registriert und identifiziert werden, die im Zusammenhang mit Deformationen bzw. der Dynamik des jeweiligen Hangkörpers stehen. So wurden am Heumöser Hang in den Wintermonaten Signale registriert und durch Feldexperimente identifiziert, die durch Frostsprengung generiert wurden. Aufgrund der geringen Frosteindringtiefe von wenigen Dezimetern können diese Frostbrüche lediglich in den obersten Dezimetern des Hangkörpers entstehen und stehen somit in keinem Zusammenhang mit der gesamten Hangdynamik.

Am Schlammstrom in Super-Sauze konnten Signale registriert werden, die mit der Entwicklung von Rissen an der Hangoberfläche in Zusammenhang stehen. Feldexperimente mit zusätzlich installierten Extensometern belegen, dass diese Signale mit Episoden erhöhter ‚Öffnungsrate‘ von Rissen korrelieren. Auf der anderen Seite zeigen diese Signale Eigenschaften, die denen von Felsstürzen, wie sie im Akkumulationsgebiet des Schlamm-

stroms in Super-Sauze regelmäßig auftreten und beobachtet wurden, ähneln. Somit konnten Indizien für zwei grundlegend verschiedene Prozesse ermittelt werden: Rissöffnung und Risschließung/-verfüllung.

Am 10. Mai 2011 ereignete sich in der Rappenlochschlucht, in einer Entfernung von ca. 5 km zum Heumöser Hang ein Felssturz mit einem geschätzten Volumen von ca. 15.000 m³, der eine massive Betonbrücke auf eine Länge von ca. 30 m weggerissen hat. Durch das permanente seismische Netzwerk konnte dieses katastrophale Ereignis erfasst werden. Neben dem Hauptereignis konnten mehrere Bruchereignisse mit Lokalmagnituden zwischen $M_L = -0,5$ und $M_L = 0,5$, die Bruchlängen im Meter-Bereich entsprechen, registriert und lokalisiert werden. Diese Bruchereignisse, die während der Dauer der permanenten seismischen Überwachung des Heumöser Hanges ansonsten nie beobachtet wurden, traten mehrere Stunden vor dem Felssturz auf und konnten aufgrund der besonderen Signaleigenschaften (höhere Scheingeschwindigkeit, größere t_S-t_P Zeit) dem Felssturzereignis zugeordnet und in dessen Quellgebiet lokalisiert werden. Daher wurden diese Bruchereignisse als ‚Vorläufer‘ bzw. Spannungsabbauprozesse interpretiert, die letztlich den Felssturz generierten. Mögliche Triggerfaktoren des Felssturz-Ereignisses (z.B. Starkregen, Schneeschmelze) wurden detailliert untersucht, konnten aber nicht identifiziert werden.

Obwohl in der vorliegenden Arbeit die Existenz von Bruchprozessen an Lockergesteins-Hangrutschungen plausibel nachgewiesen werden konnte, stehen diese im generellen Widerspruch zur derzeitigen Modellvorstellung von viskos kriechenden Hängen und deren Dynamik. Die weiterführende Untersuchung welche konkreten Prozesse zur Generierung von Bruchprozessen führen, könnte einen signifikanten Beitrag zum Gesamtverständnis instabiler Kriechhänge leisten. Die vorliegende Arbeit zeigt, dass Bruchprozesse bei Lockergesteins-Hangrutschungen an die jeweilige Untergrundtopographie bzw. an deren lateralen Begrenzungen gekoppelt zu sein scheinen. Folglich müssten an diesen ‚Barrieren‘ Prozesse stattfinden, die zu Änderungen relevanter Materialeigenschaften führen, z.B. Entwässerung durch Druckzunahme, und somit die spröde Deformation des Hangmaterials in diesen Arealen begünstigen bzw. verursachen.

Vergleichbare Phänomene konnten in den letzten Jahren in der globalen Plattentektonik observiert werden. Auch dort können an Plattenrändern mancher Subduktionszonen Prozesse auftreten (sog. Tremor-Signale), die signifikante Unterschiede zu den meist stärkeren Erdbeben aufweisen, wohingegen andere Bereiche der Platte aseismisch, viskos gleiten. Denkbar wäre beispielsweise, dass die an den Lockergesteins-Hangrutschungen beobachteten Bruchprozesse Erdbeben auf der Skala globaler Plattentektonik entsprechen. Es kann weiterhin nicht ausgeschlossen werden, dass die am Schlammstrom in Super-Sauze beobachteten Ereignisse, die in Zusammenhang mit der Öffnung von Rissen an der Hangoberfläche stehen und mehrheitlich an der Grenze zwischen dem Schlammstrom und der lateralen Begrenzung beobachtet wurden, durch das ‚Reiben‘ und ‚Schmirkeln‘ des

Schlammstroms gegen die laterale Festgesteinsbegrenzung entstanden sind. Somit könnten diese Signale, die energetisch betrachtet weit unter den Erdbeben liegen, auf globaler Skala den Tremor-Signalen entsprechen.

Diese Beispiele zeigen, dass auf unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Skalen derzeit die komplexen Vorgänge, die mit Materialbewegungen und Materialdeformationen einhergehen, nicht umfassend erforscht sind. Die unterschiedlichen seismisch erfassbaren Prozesse werden erst seit wenigen Jahren intensiv untersucht. Deren ganzheitliches Verständnis könnte sicherlich einen entscheidenden Beitrag dazu leisten, zukünftig die Prognostik des Totalversagens von Hangrutschungen, bzw. analog von Erdbeben, zu verbessern.

9 Literaturverzeichnis

- ANBALAGAN, R. 1992. Landslide hazard evaluation and zonation mapping in mountainous terrain. *Engineering Geology*. 32(4), 269-277.
- AHNERT, F. 2003. Einführung in die Geomorphologie. 3. aktualisierte und ergänzte Auflage. Eugen Ulmer Verlag, Stuttgart. ISBN 3-8001-2813-6, 477 S.
- AKI, K. & RICHARDS, P.G. 2002. Quantitative Seismology. Second edition, Sausalito, California.
- ALEXANDER, D. 2004. Vulnerability to Landslides. In: *Landslide Hazard And Risk* (Glade, T., Anderson, M. and Crozier M.J. (Eds.)). John Wiley and Sons, 802 pp.
- AMITRANO, D. 2003. Brittle-ductile transition and associated seismicity: Experimental and numerical studies and relationship with the b value. *Journal of Geophysical Research*. 108(B1), 2044.
- AMITRANO, D., GRASSO, J.R. & SENFAUTE, G. 2005. Seismic precursory patterns before a cliff collapse and critical point phenomena. *Geophysical Research Letters*. 32(8), L08314.
- AMITRANO, D., GAFET, S., MALET, J.-P. & MAQUAIRE, O. 2007. Understanding mudslides through micro-seismic monitoring: the Super-Sauze (South-East French Alps) case study. *Bulletin de la Société Géologique de France*. 178(2), 149-157.
- BEAR, J. 1972. Dynamics of fluids in Porous Media. Dover Publications, New York.
- BEROZA, G.C. & IDE, S. 2011. Slow Earthquakes and Nonvolcanic Tremor. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 39, 271-296.
- BLASCHECK, P. 2010. Entwicklung eines automatischen Ereignisdetektors und Aufbau eines Messnetzwerks zur seismischen Datenerhebung am Heumöser Hang. Diplomarbeit am Institut für Geophysik, Universität Stuttgart.
- BÖRNER, F., BUNTEBARTH, G. DEBSCHÜTZ, W.G., JÄGER, W., KULENKAMPPF, J.H., MÜLLER, M., SCHOPPER, J.R. & YARAMANCI, U. 2005. Petrophysik. In: *Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien* (Knödel, K., Krummel, H. & Lange, G., (Eds.)), Geophysik, Springer, Berlin, Heidelberg, 2. überarbeitete Auflage, 1102 S.
- BRANTUT, N., SCHUBNEL, A. & GUÉGUEN, Y. 2011. Damage and rupture dynamics at the brittle-ductile transition: The case of gypsum. *Journal of Geophysical Research*. 116, B01404.
- BRÜCKL, E. & MERTL, S. 2006. Seismic Monitoring of Deep-Seated Mass Movements. *Proceedings of INTERPRAEVENT International Symposium "Disaster Mitigation of Debris Flows, Slope Failures and Landslides*. Universal Academy Press, Inc. / Tokyo, Japan, 571-580.
- CAMPILLO, M. 2006. Phase and correlation in 'random' seismic fields and the reconstruction of the Green's function. *Pure Applied Geophysics*. 163, 475-502.
- CARIS, J.P.T. & VAN ASCH, Th.W.J. 1991. Geophysical, geotechnical und hydrological investigations of a small landslide in the French Alps. *Engineering Geology*. 31(3-4), 249-276.
- CAROMINAS, J., MOYA, J., LLORET, A., GILI, J.A., ANGELI, M.G., PASUTO, A. & SILVANO, S. 2000. Measurement of landslide displacements using a wire extensometer. *Engineering Geology*. 55(3), 149-166.

- CHODZCO, J., LECOMPTE, M., LHENAFF, R. & MARRE, A. 1991. Vitesse de l'érosion dans les "Roubines" des Baronnies (Drôme). *Physio-Géo*. 22-23, 21–28.
- COCKX, L., GHYSELS, G., VAN MEIRVENNE, M. & HEYSE, I. 2006. Prospecting Frost-wedge Pseudomorphs and their Polygonal Network using the Electromagnetic Induction Sensor EM38DD. *Permafrost and Periglacial Processes*. 17, 163–168.
- COHEN, D., LEHMANN, P. & OR, D. 2009. Fiber bundle model for multiscale modeling of hydromechanical triggering of shallow landslides. *Water Resources Research*. 45, W10436.
- CORSINI, A., PASUTO, A., SOLDATI, M. & ZANNONI, A. 2005. Field monitoring of the Corvara landslide (Dolomites, Italy) and its relevance for hazard assessment. *Geomorphology*. 66(1-4), 149-165.
- CRUDEN, D.M. & VARNES, D.J. 1996. Landslide types and processes. In: *Landslides: Investigation and Mitigation*. (Turner, A.K., Shuster, R.L. (Eds)). Transportation Research Board, Spec. Rep. 247, 36–75.
- DE MONTETY, V., MARC, V., EMBLANCH, C., MALET, J.-P., BERTRAND, C., MAQUAIRE, O. & BOGAARD, T.A. 2007. Identifying the origin of groundwater and flow processes in complex landslides affecting black marls: Insights from a hydrochemical survey. *Earth Surface Processes and Landforms*. 32(1), 32-48.
- DERBYSHIRE, E.D., DIJKSTRA, T.A. & MENG, X. 2000. Landslides in the Thick Loess Terrain of North-West China. John Wiley & Sons. ISBN 978-0471973492, 352 S.
- DERODE, A., LAROSE, E., CAMPILLO, M. & FINK, M. 2003. How to estimate the Green's function of a heterogeneous medium between two passive sensors? Application to acoustic waves. *Applied Physics Letters*. 83(15), 3054-3056.
- DEPENTHAL, C. & SCHMITT, G. 2003. Monitoring of a landslide in Vorarlberg / Austria. In: *Proceedings 11th International FIG Symposium on Deformation Measurements* (Stiros, S. & Pytharouli, S. (Eds.)). Santorini (Thera) Island, Greece, 289-295.
- DIETRICH, P. 1999. Konzeption und Auswertung gleichstromgeoelektrischer Tracerversuche unter Verwendung von Sensitivitätskoeffizienten. Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten (TGA), Reihe C, Nr. 50, 130 S.
- DIETRICH, P. & LEVEN, C. 2006. Direct push-technologies. In: Kirsch, R. (Hrsg.): *Groundwater geophysics. A tool for hydrogeology*. Springer, Berlin, 321-340.
- DITTFURTH, A. 2002. Abschätzung des Infiltrationsverhaltens auf Grundlage boden- und vegetationserkundlicher sowie morphologischer Untersuchungen am Heumöser Hang in Ebnit / Vorarlberg. Diplomarbeit am Institut für Geographie und Geoökologie der Universität Karlsruhe, 98 S.
- DOUGLAS, A. 2007. Forensic seismology revisited. *Surveys in Geophysics*. 28, 1-31.
- DUNCAN, P.M. 2005. Is there a future for passive seismic? *First Break*. 23, 111-115.
- EAGAR, K.C., PAVLIS, G.L. & HAMBURGER, M.W. 2006. Evidence of possible induced seismicity in the Wabash Valley Seismic Zone from improved microearthquake locations. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 96(5), 1718-1728.
- EFRON, B. 1979. Bootstrap methods: another look at the jackknife. *Annals of Statistics*. 7(1), 1-26.

- FLAGEOLLET, J.-C., MALET, J.-P. & MAQUAIRE, O. 2000. The 3-D Structure of the Super-Sauze earthflow: a first stage towards modelling its behaviour. *Physics and Chemistry of the Earth*. B 25(9), 785-791.
- FLEMING, R.W. & JOHNSON, A.M. 1989. Structures associated with strike-slip faults that bound landslide elements. *Engineering Geology*, 27, 39–114.
- FLEMING, R.W., BAUM, R.L. & GIARDINO, M. 1999. Map and description of the active part of the Slumgullion landslide, Hinsdale County, Colorado, U.S.. *Geol. Surv. Misc. Invest. Map*, I-2672.
- GARNIER, P. & LECOMPTE, M. 1996. Essai sur les mécanismes de fragmentation des marnes des Baronnies (France). *Géomorphologie: Relief, Processus, Environnement*. 1, 23– 50.
- GASSENMEIER, M. 2011. Überwachung einer Hangrutschung mittels statistischer Verfahren angewendet auf kontinuierliche seismische Daten. Diplomarbeit am Institut für Geophysik, Universität Stuttgart.
- GEIGER, L. 1910. Herdbestimmung bei Erdbeben aus den Ankunftszeiten. *Nachrichten von der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen*. 4, 331-349.
- GIBOWICZ, S.J., YOUNG, R.P., TALEBI, S. & RAWLENCE, D.J. 1991. Source parameters of seismic events at the underground research laboratory in Manitoba, Canada: Scaling relations for events with moment magnitude smaller than -2. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 81(4), 1157–1182.
- GILI, J.A., COROMINAS, J. & RIUS, J. 2000. Using Global Positioning System techniques in landslide monitoring. *Engineering Geology*. 55(3), 167-192.
- GLADE, T., STARK, P. & DIKAU, R. 2005. Determination of potential shear plane depth using seismic refraction-a case study in Rheinhessen, Germany. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*. 64(2), 151-158
- GOMBERG, J., BODIN, P., SAVAGE, W. & JACKSON, M. E. 1995. Landslide faults and tectonic faults, analogs?: The Slumgullion earthflow, Colorado. *Geology*. 23(1), 41-44.
- GOMBERG, J., SCHULZ, W., BODIN, P. & KEAN, J. 2011. Seismic and geodetic signatures of fault slip at the Slumgullion Landslide Natural Laboratory, *Journal of Geophysical Research*. 116, B09404.
- GOUÉDARD, P., STEHLY, L., BRENGUIER, F., CAMPILLO, M., COLIN DE VERDIÈRE, Y., LAROSEL, E., MARGERIN, L., ROUX, P., SÁNCHEZ-SESMA, F.J., SHAPIRO, N.M. & WEAVER, R.L. 2008. Cross-correlation of random fields: mathematical approach and applications. *Geophysical Prospecting*. 56, 375-393.
- GRANDJEAN, G., MALET, J.-P., BITRI, A. & MÉRIC, O. 2007. Geophysical data fusion by fuzzy logic for imaging the mechanical behaviour of mudslides. *Bulletin de la Société Géologique de France*. 178(2), 127-136.
- GROTE, K., HUBBARD, S.S. & RUBIN, Y. 2002. GPR monitoring of volumetric water content in soils applied to highway construction and maintenance. *The Leading Edge*. 21, 482-485.
- GUTENBERG, B. & RICHTER, C.F. 1942. Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 32, 163-191.
- HÄGE, M. & JOSWIG, M. 2009a. Mapping local microseismicity using short-term tripartite small array installations – Case study: Coy region (SE Spain). *Tectonophysics*, 471, 225-231.

- HÄGE, M. & JOSWIG, M. 2009b. Spatiotemporal characterisation of interswarm period seismicity in the focal area of Nový Kostel (West-Bohemia/Vogtland) by a short-term microseismic study. *Geophysical Journal International*, 179, 1071-1079.
- HÄGE, M. & JOSWIG, M. 2009c. Spatiotemporal distribution of aftershocks of the 2004 December 5 $M_L = 5.4$ Waldkirch (Germany) earthquake. *Geophysical Journal International*, 178, 1523-1532.
- HÄGE, M. 2009d. Entwicklung und Validierung eines neuen Verfahrens zur Kartierung seismisch aktiver Verwerfungen durch Kurzzeit-Kleinstbebenmessungen. Unveröffentlichte Dissertation an der Universität Stuttgart, 110 S.
- HARJES, H.-P. & HENGER, M. 1973. Array-Seismologie. *Zeitschrift für Geophysik*. 39, 865-905.
- HAUCK, C. & KNEISEL, C. 2006. Application of Capacitively-coupled and DC Electrical Resistivity Imaging for Mountain Permafrost Studies. *Permafrost and Periglacial Processes*. 17, 169–177.
- HEINCKE, B., MAURER, H., GREEN, A.G., WILLENBERG, H., SPILLMANN, T. & BURLINI, L. 2006. Characterizing an unstable mountain slope using shallow 2D and 3D seismic tomography. *Geophysics*. 71(6), B241-B256.
- HELMSTETTER, A. & GARAMBOIS, S. 2010. Seismic Monitoring of Séchilienne rockslide (French Alps): Analysis of seismic signals and their correlation with rainfalls. *Journal of Geophysical Research*. 115, F03016.
- ICHIHARA, M. & RUBIN, M.B. 2010. Brittleness of fracture in flowing magma. *Journal of Geophysical Research*. 115, B12202.
- ISHIMOTO, M. & IIDA, K. 1939. Observations sur les seismes enregistrés par le microsismographe construit dernièrement (1). *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*. 17, 443-478.
- IVERSON, R.M. 2000. Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resources Research*. 36(7), 1897-1910.
- JENATTON, L., GUIGUET, R., THOUVENOT, F. & DAIX, N. 2007. The 16,000-event 2003–2004 earthquake swarm in Ubaye (French Alps), *Journal of Geophysical Research*. 112, B11304.
- JONES, S.B., BLONQUIST, J.M., ROBINSON, D.A., RASMUSSEN, V.P., & OR, D. 2005. Standardizing Characterization of Electromagnetic Water Content Sensors: Part 1. Methodology. *Vadose Zone Journal*. 4, 1048–1058.
- JONGMANS, D. & GARAMBOIS, S. 2007. Geophysical investigation of landslides: a review. *Bulletin de la Société Géologique de France*. 178, 101-112.
- JOSWIG, M. 1987. Methoden zur automatischen Erfassung und Auswertung von Erdbeben in seismischen Netzen und ihre Realisierung beim Aufbau des lokalen 'BOCHUM UNIVERSITY GERMANY' – Netzes. Dissertation. Wissenschaftliche Veröffentlichungen (Reihe A), Institut für Geophysik, Ruhr-Universität, Bochum. No.23, 1-124.
- JOSWIG, M. 1990. Pattern recognition for earthquake detection. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 80(1), 170-186.
- JOSWIG, M. 1993. Single-trace detection and array-wide coincidence association of local earthquakes and explosions. *Computers & Geosciences*. 19, 207-221.

- JOSWIG, M. 2008. Nanoseismic Monitoring fills the gap between microseismic networks and passive seismic. *First Break*. 26, 121-128.
- KARATO, S.-I. 2008. Deformation of Earth Materials. Cambridge University Press, ISBN 978-0-521-84404-8, 463 S.
- KASPERSKI, J., DELACOURT, C., ALLEMAND, P., POTHERAT, P., JAUD, M. & VARREL, E. 2010. Application of a Terrestrial Laser Scanner (TLS) to the Study of the Séchilienne Landslide (Isère, France). *Remote Sensing*. 2, 2785-2802.
- KEEFER, D.K. 1994. The importance of earthquake-induced landslides to longterm slope erosion and slope-failure hazards in seismically active regions. *Geology*. 10, 265-284.
- KENNETT, B. L. N. & ENGD AHL, E. R. 1991. Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophysical Journal International*. 105, 429-465.
- KISSLING, E. 1988. Geotomography with local earthquakes. *Reviews of Geophysics*. 26, 659-698.
- KISSLING, E., ELLSWORTH, W.L., EBERHART-PHILLIPS, D. & KRADOLFER, U. 1994. Initial reference models in local earthquake tomography. *Journal of Geophysical Research*. 99(10), 19635-19646.
- KNEISEL, C. 2006. Assessment of subsurface lithology in mountain environments using 2D resistivity imaging. *Geomorphology*. 80, 32-44.
- KRZEMINSKA, D.M., BOGAARD, T.A., DEBIECHE, T.-H., CERVI, F., MARC, V. & MALET, J.-P. On-site investigation of fissure flows with small-scale sprinkling tests on active landslide. *Earth Surface Processes and Landforms*. Submitted for publication.
- KUGAENKO, Y., SALTYKOV, V., SINITSYN, V. & CHEBROV, V. 2005. Passive seismic monitoring in hydrothermal field: Seismic Emission Tomography, *Proceedings of the World Geothermal Congress*, Antalya, Turkey.
- LACROIX, P. & HELMSTETTER, A. 2011. Location of seismic signals associated with micro-earthquakes and rockfalls on the Séchilienne landslide, French Alps. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 101(1), 341-353.
- LÄDERACH, C. & SCHLINDWEIN, V. 2011. Seismic Arrays on Drifting Ice Floes: Experiences from Four Deployments in the Arctic Ocean. *Seismological Research Letters*. 82(4), 494-503.
- LEE, W.H.K. & STEWART, S.W. 1981. Principles and Applications of Microseismic Networks. *Advances in Geophysics*, supplement 2, Academic Press, London.
- LEES, J.M. 1998. Multiplet analysis at Coso Geothermal. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 88(5), 1127-1143.
- LEVY, C., JONGMANS, D. & BAILLET, L. 2011. Analysis of seismic signals recorded on a prone-to-fall rock column (Vercors massif, French Alps). *Geophysical Journal International*. 186, 296-310.
- LINDENMAIER, F., ZEHE, E., DITTFURTH, A. & IHRINGER, J. 2005. Process identification at a slow-moving landslide in the Vorarlberg Alps. *Hydrological Processes*. 19, 1635-1651.
- LINDENMAIER, F. 2008. Hydrology of a large unstable hillslope at Ebnet, Vorarlberg Identifying dominating processes and structures. Dissertation an der Universität Potsdam, 154 S.

- MALET, J.-P., MAQUAIRE, O. & KLOTZ, S. 2000. The Super-Sauze flowslide (Alpes-de-Haute-Provence, France): triggering mechanisms and behaviour. Proceedings of the VIIIth International Symposium on Landslides, Cardiff, Vol. 2. T. Telford, London, 999–1006.
- MALET, J.-P., REMAÎTRE, A., ANCEY, C., LOCAT, J., MEUNIER, M. & MAQUAIRE, O. 2002. Caractérisation rhéologique des coulées de débris et laves torrentielles du bassin marneux de Barcelonnette (Alpes-de-Haute-Provence, France). *Rhéologie* 1, 17–25.
- MALET, J.-P. 2003. Les glissements de type écoulement dans les marnes noires des Alpes du Sud. Morphologie, fonctionnement et modélisation hydro-mécanique. Phd thesis, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 364p.
- MALET, J.-P., LAIGLE, D., REMAÎTRE, A. & MAQUAIRE, O. 2005a. Triggering conditions and mobility of debris flows associated to complex earthflows. *Geomorphology*. 66(1-4), 215-235.
- MALET, J.-P., VAN ASCH Th.W.J., VAN BEEK, R. & MAQUAIRE, O. 2005b. Forecasting the behaviour of complex landslides with a spatially distributed hydrological model. *Natural Hazard and Earth System Science*. 5, 71–85.
- MAQUAIRE, O., FLAGEOLLET, J.-C., MALET, J.-P., SCHMUTZ, M., WEBER, D., KLOTZ, S., ALBOUY, Y., DESCLOÏTRES, M., DIETRICH, M., GUÉRIN, R. & SCHOTT, J.-J. 2001. Une approche multidisciplinaire pour la connaissance d'un glissement-coulée dans les marnes noires (Super-Sauze, Alpes-de-Haute-Provence, France). *Revue Française de Géotechnique*. 95/96, 15–31.
- MAQUAIRE, O., MALET, J.-P., REMAÎTRE, A., LOCAT, J., KLOTZ, S. & GUILLON, J. 2003. Instability conditions of marly hillslopes: towards landsliding or gullyng? The case of the Barcelonnette basin, South East France. *Engineering Geology*. 70(1-2), 109-130.
- MARTEL, S.J. 2004. Mechanics of landslide initiation as a shear fracture phenomenon. *Marine Geology*. 203, 319-339.
- MÉRIC, O., GARAMBOIS, S., MALET, J.-P., CADET, H., GUÉGUEN, P. & JONGMANS, D. 2007. Seismic noise-based methods for soft-rock landslide characterization. *Bulletin de la Société Géologique de France*. 178(2), 137-148.
- MEUNIER, P., HOVIUS, N. & HAINES, A.J. 2007. Regional patterns of earthquake-triggered landslides and their relation to ground motion. *Geophysical Research Letters*, 34, L20408.
- NAKAMURA, Y. 1989. A method for dynamic characteristics estimations of subsurface using microtremors on the ground surface. *Quarterly Report of Railway Technical Research Institute Japan*. 30, 25–33.
- NEUNHÖFER, H. & HEMMANN, A. 2005. Earthquake swarms in the Vogtland/Western Bohemia region: Spatial distribution and magnitude-frequency distribution as an indication of the genesis of swarms?. *Journal of Geodynamics*. 39, 361-385.
- NICHOL, J.E., SHAKER, A. & WONG, M.-S. 2006. Application of high-resolution stereo satellite images to detailed landslide hazard assessment. *Geomorphology*. 76, 68-75.
- NIETHAMMER, U., ROTHMUND, S. & JOSWIG, M. 2009. UAV-based remote sensing of the slow moving landslide Super-Sauze. In: Malet, J.-P., Remaître, A., Boogard, T. (Eds), Proceedings of the International Conference on *Landslide Processes: from geomorphologic mapping to dynamic modelling*, Strasbourg, CERG Editions, ISBN 2-9518317-1-1, 69-74.

- NIETHAMMER, U., ROTHMUND, S., JAMES, M.R., TRAVELLETTI, J. & JOSWIG, M. 2010. UAV-based remote sensing of landslides. *Proceedings of the ISPRS Commission V Mid Term Symposium, Newcastle, UK*, 496-501.
- NIETHAMMER, U., ROTHMUND, S., JAMES, M.R., TRAVELLETTI, J. & JOSWIG, M. 2012. UAV-based remote sensing of the Super-Sauze landslide: Evaluation and results. *Engineering Geology*. 128, 2-11.
- OLIVRY, J.-C. & HOORELBECK, J. 1989. Erosion des terres noires de la vallée du Buech (Alpes-du-Sud). *Cahier Orstom, Série Pédologie*. 25(1-2), 95-110.
- OOSTWOUDE-WIJDENES, D.J. & ERGENZINGER, P. 1998. Erosion and sediment transport on steep marly hillslopes, Draix, Haute-Provence, France: an experimental field study. *Catena*. 33, 179-200.
- PAROLAI, S., BORMANN, P. & MILKEREIT, C. 2002. New Relationship between V_s , Thickness of Sediments, and Resonance Frequency Calculated by the H/V Ratio of Seismic Noise for the Cologne Area (Germany). *Bulletin of the Seismological Society of America*. 92(6), 2521-2527.
- PICOZZI, M., PAROLAI, S., BINDI, D. & STROLLO, A. 2009. Characterization of shallow geology by high-frequency seismic tomography. *Geophysical Journal International*. 176, 164-174.
- PIGNATELLI, A., GIUNTINI, A. & CONSOLE, R. 2008. Matlab software for the analysis of seismic waves recorded by three-element arrays. *Computer & Geosciences*. 34, 792-801.
- POLIAKOV, A.N.B., PODLADCHIKOV, Y.Y., DAWSON, E.C. & TALBOT, C.J. 1996. Salt diapirism with simultaneous brittle faulting and viscous flow. In: ALSOP, G.I., BLUNDELL, D.J. & DAVISON, I. (Eds.), *Salt Tectonics*, Geological Society Special Publication. 100, 291-302.
- PUJOL, J. 2004. Earthquake location tutorial: graphical approaches and approximate epicentral location techniques. *Seismological Research Letters*. 75(1), 63-74.
- PUJOL, J. & SMALLEY, R. 1990. A preliminary earthquake location method based on a hyperbolic approximation to travel times. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 80(6), 1629-1642.
- REMAÎTRE, A., MAQUAIRE, O., PIERRE, S. 2002. Zones d'initiation et de contribution des laves torrentielles dans les bassins marneux. Exemple du torrent de Faucon (Bassin de Barcelonnette, Alpes-de-Haute-Provence). *Géomorphologie: Relief, Processus, Environnement*, 2002-1, 71-84.
- RENALIER, F., JONGMANS, D., CAMPILLO, M. & BARD, P.-Y. 2010. Shear wave velocity imaging of the Avignonet landslide (France) using ambient noise cross correlation. *Journal of Geophysical Research*. 115, F03032.
- RICHARDS, J.A. & JIA, X. 2005. *Remote Sensing Digital Image Analysis: An Introduction*. Springer. ISBN 978-3540251286, 439 S.
- RICHARDS, L.A. 1931. Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*, 1(5), 318-333.
- RINGDAL, F. 1990. Introduction to the special issue on regional seismic arrays and nuclear test ban verification. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 80, 1775-1776.

- ROST, S. & THOMAS, C. 2002. Array seismology: method and application. *Reviews of Geophysics*. 40(3), 1008.
- ROTH, M., DIETRICH, M., BLIKRA, L.H. & LECOMTE, I. 2005. Seismic monitoring of the unstable rock slope at Åknes, Norway. NORSTAR, Report for the International Centre for Geohazards.
- RUBINSTEIN, J.L., SHELLY, D.R. & ELLSWORTH, W.L. 2010. Non-volcanic Tremor: A Window into the Roots of Fault Zones. In *New Frontiers in Integrated Solid Earth Sciences* (eds CLOETINGH, S. & NEGENDANK, J.), 287–314.
- SCHERBAUM, F. & WENDLER, J. 1986. Cross spectral analysis of Swabian Jura (SW Germany) three-component microearthquake recordings. *Journal of Geophysics*. 60, 157-166.
- SCHNEIDER, U. 1999. Geotechnische Untersuchungen, satellitengestützte (GPS) Bewegungsanalysen und Standsicherheitsüberlegungen an einem Kriechhang in Ebnet, Vorarlberg. Dissertation an der Universität Karlsruhe, 95 S.
- SCHICK, R., LOMBARDO, G. & PATANE, G. 1982. Volcanic tremors and shocks associated with eruptions at Etna (Sicily), September 1980. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 14(3-4), 261-279.
- SCHOLZ, C.H. 1968a. Microfracturing and the Inelastic Deformation of Rock in Compression. *Journal of Geophysical Research*. 73(4), 1417-1432.
- SCHOLZ, C.H. 1968b. Experimental Study of the Fracturing Process in Brittle Rock. *Journal of Geophysical Research*. 73(4), 1447-1454.
- SCHOLZ, C.H. 1968c. The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 58(1), 399-415.
- SCHORLEMMER, D. & WIEMER, S. 2004. Earthquake statistics at Parkfield: 1. Stationarity of *b* values, *Journal of Geophysical Research*. 109, B12308.
- SCHWEITZER, J., FYEN, J., MYKKELTVEIT, S. & KVAERNA, T. 2002. Seismic Arrays, In: *New Manual of Seismological Observatory Practice* (P. Bormann (Eds.)). Bd.1, GeoForschungsZentrum Potsdam.
- SCHWENK, M. 1999. Geologische, ingenieurgeologische und hydrologische Untersuchungen der Massenbewegung am Heumöser Hang in Ebnet (Gemeinde Dornbirn) Vorarlberg, Österreich. Diplomarbeit am Lehrstuhl für Angewandte Geologie der Universität Karlsruhe, 128 S.
- SEIDL, D., SCHICK, R. & RIUSCETTI, M. 1981. Volcanic Tremors at Etna: a Model for Hydraulic Origin. *Bulletin of Volcanology*. 44(1), 43-56.
- SENAUTE, G., DUPERRET, A. & LAWRENCE, J.A. 2009. Micro-seismic precursory cracks prior to rock-fall on coastal chalk cliffs: a case study at Mesnil-Val, Normandie, NW France. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9(5), 1625-1641.
- SHAPIRO, N., CAMPILLO, L., STEHLY, L. & RITZWOLLER, M. 2005. High-resolution surface wave tomography from ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*. 31, L07614.
- SPILLMANN, T., MAURER, H., GREEN, A.G., HEINCKE, B., WILLENBERG, H. & HUSEN, S. 2007. Microseismic investigations of an unstable mountain slope in the Swiss Alps. *Journal of Geophysical Research*. 112, B07301.

- TAYLOR, S.R., BONNER, B.P. & ZANDT, G. 1986. Attenuation and scattering of broadband P and S waves across North America. *Journal of Geophysical Research*. 91, 7309– 7325.
- TERLIEN, M.T.J., VAN WESTEN, C.J. & VAN ASCH, T.W.J. 1995. Deterministic Modelling in GIS-based Landslide Hazard Assessment. In: *Geographical Information Systems in Assessing Natural Hazards*. (Carrara, A. & Guzzetti, F. (Eds.)). Kluwer Academic Publishers, Netherlands.
- TIPLER, P.A. 1994. Physik. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, 1520 S.
- TSAPARAS, I., RAHARDJO, H., TOLL, D.G. & LEONG, E.C. 2002. Controlling parameters for rainfall-induced landslides. *Computer and Geotechnics*. 29, 1-27.
- TUFFEN, H., DINGWELL, D.B. & PINKERTON, H. 2003. Repeated fracture and healing of silicic magma generate flow banding and earthquakes?. *Geology*. 31, 1089–1092.
- UTSU, T. 1965. A method for determining the value of b in the formula $\log N = a - bM$ showing the magnitude-frequency relation for earthquakes. *Geophysical Bulletin, Hokkaido University*. 13, 99-103.
- VAN ASCH, Th.W.J., HENDRIKS, M., HESSEL, R. & RAPPANGE, F. 1996. Hydrological triggering conditions of landslides in varved clays in the French Alps. *Engineering Geology*. 42, 239-251.
- VAN ASCH, Th.W.J., MALET, J.-P. & VAN BEEK, L.P.H. 2006. Influence of landslide geometry and kinematic deformation to describe the liquefaction of landslides: Some theoretical considerations. *Engineering Geology*. 88(1-2), 59-69.
- VAN GENUCHTEN, M.TH. 1980. A Closed-Form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. *Soil Science Society of America Journal*. 44, 892-898.
- VARNES, D.J. 1978. Slope movement types and processes. In: *Landslides, analysis and control*. (Schuster, R.L. and Krizek, R.J. (Eds.)). Transportation Research Board, Spec. Rep. 176, Nat. Acad. of Sciences, 11–33.
- VIDALE, J.E. & HOUSTON, H. 2012. Slow slip: A new kind of earthquake. *Physics Today*. 65(1), 38-43.
- VILAJOSANA, I., SURINACH, E., ABELL'AN, A., KHAZARADZE, G., GARCIA, D. & LLOSA, J. 2008. Rockfall induced seismic signals: case study in Montserrat, Catalonia. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 8(4), 805–812.
- WALSER, M. 2008. Refraktionsseismik am Heumöser Hang. Unveröffentlichte Diplomarbeit am Institut für Geophysik, Universität Stuttgart.
- WATHELET, M., JONGMANS, D., OHRNBERGER, M. & BONNEFOY-CLAUDET, S. 2008. Array performances for ambient vibrations on a shallow structure and consequences over VS inversion. *Journal of Seismology*. 12, 1-19.
- WELLS, D.L. & COPPERSMITH, K.J. 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bulletin of the Seismological Society of America*. 84(4), 974–1002.
- WESSEL, P. & SMITH, W.H.F. 1991. Free Software helps Map and Display Data. *EOS Transactions AGU*. 72(441), 445-446.
- WESSEL, P. & SMITH, W.H.F. 1995. New Version of the Generic Mapping Tools Released. *EOS Transactions AGU*. 76, 329.

- WIELANDT, E. 1996. Seismographen. Aus „*Wechselwirkungen*“. Jahrbuch aus Lehre und Forschung der Universität Stuttgart.
- WIENHÖFER, J., LINDENMAIER, F. & ZEHE, E. 2009a. Temporal variability of a slow-moving landslide: the Heumöser Hang case study in Vorarlberg, Austria. In: Malet, J.-P., Remaitre, A., Boogard, T. (Eds), *Proceedings of the International Conference on Landslide Processes: from geomorphologic mapping to dynamic modelling*, Strasbourg, CERG Editions, ISBN 2-9518317-1-1, 221 – 225.
- WIENHÖFER, J., GERMER, K., LINDENMAIER, F., FÄRBER, A. & ZEHE, E. 2009b. Applied tracers for the observation of subsurface stormflow at the hillslope scale. *Hydrology and Earth System Sciences*. 13(7), 1145-1161.
- WIENHÖFER, J., LINDENMAIER, F. & ZEHE, E. 2011. Challenges in Understanding the Hydrologic Controls on the Mobility of Slow-Moving Landslides. *Vadose Zone Journal*. 10(2), 496-511.
- WHITWORTH, M.C.Z., GILES, D.P. & MURPHY, W. 2005. Airborne remote sensing for landslide hazard assessment: a case study on the Jurassic escarpment slopes of Worcestershire. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*. 38(3), 285-300.
- WITT, K.J. 2009. Grundbau-Taschenbuch. 7. Auflage. Ernst & Sohn. ISBN 978-3433018477, 2360 S.
- WOOD, D.M. 2009. Soil Mechanics. Cambridge University Press, ISBN 978-0-521-51773-7, 239 S.
- WUST-BLOCH, G.H. & JOSWIG, M. 2006. Pre-collapse identification of sinkholes in unconsolidated media at Dead Sea area by ‚nanoseismic monitoring‘ (graphical jackknife location of weak sources by few, low-SNR records). *Geophysical Journal International*. 167, 1220-1232.
- YAO, H., VAN DER HILST, R. & DE HOOP, M. 2006. Surface-wave array tomography in SE Tibet from ambient noise and two-station analysis: I-Phase velocity maps. *Geophysical Journal International*. 166, 732-744.
- ZEPP, H. 2008. Geomorphologie: Grundriss Allgemeine Geographie. 4. Auflage. UTB, Stuttgart. ISBN 978-3-82522-164-5, 385 S.
- ZUCCA, J.J., CARRIGAN, C., GOLDSTEIN, P., JARPE, S.P., SWEENEY, J. & PICKLES, W.L. 1995. Signatures of testing: On-Site Inspection Technologies. *Lawrence Livermore National Laboratory*, UCRL-JC-119213.

Die Ergebnisse dieser Arbeit wurden in folgenden Publikationen veröffentlicht:

Journalbeiträge (reviewed)

- WALTER, M. & JOSWIG, M. 2008. Seismic monitoring of fracture processes generated by a creeping landslide in the Vorarlberg Alps. *First Break*. 26, 131-135.
- WALTER, M., NIETHAMMER, U., ROTHMUND, S. & JOSWIG, M. 2009. Joint analysis of the Super-Sauze (French Alps) mudslide by nanoseismic monitoring and UAV-based remote sensing. *First Break*. 27 (8), 75-82.
- WALTER, M., WALSER, M. & JOSWIG, M. 2011. Mapping Rainfall-Triggered Slidequakes and Seismic Landslide-Volume Estimation at Heumoes slope. *Vadose Zone Journal*. 10 (2): 487-495. doi:10.2136/vzj2009.0147.
- WALTER, M., ARNHARDT, C. & JOSWIG, M. 2011. Seismic monitoring of rockfalls, slide quakes, and fissure development at the Super-Sauze mudslide, French Alps, *Engineering Geology*, doi:10.1016/j.enggeo.2011.11.002.
- SICK, B., WALTER, M. & JOSWIG, M. Visual event screening of continuous seismic data by super-sonograms. *Pure and Applied Geophysics topical Volume on Recent Advances in Nuclear Explosion Monitoring Vol. II*. submitted.
- WALTER, M., SCHWADERER, U. & JOSWIG, M. Seismic monitoring of precursory quakes from a destructive rockfall in the Vorarlberg Alps, Austria. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 12, 3545-3555. doi:10.5194/nhess-12-3545-2012.

Beiträge in Tagungsbänden (reviewed)

- WALTER, M. & JOSWIG, M. 2009. Seismic Monitoring of Slope Dynamics caused by a slow-moving Landslide in the Vorarlberg Alps, Austria. Proceedings (CD-ROM) of EAGE Near Surface - 15th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, Dublin, Ireland. ISBN 978-90-73781-72-6.
- WALTER, M. & JOSWIG, M. 2009. Seismic Monitoring of Slope Dynamics caused by the Mudslide at Super-Sauze in the southern French Alps. Proceedings (CD-ROM) of EAGE Near Surface - 15th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, Dublin, Ireland. ISBN 978-90-73781-72-6.
- WALTER, M. & JOSWIG, M. 2009. Seismic characterization of slope dynamics caused by softrock-landslides: The Super-Sauze case study. In: Malet, J.-P., Remaître, A., Boogard, T. (Eds), Proceedings of the International Conference on *Landslide Processes: from geomorphologic mapping to dynamic modelling*, Strasbourg, CERG Editions, ISBN 2-9518317-1-4, 215-220.
- JOSWIG, M., NIETHAMMER, U., ROTHMUND, S. & WALTER, M. 2010. Mudslide-bedrock Interaction at Super-Sauze (French Alps) by UAV-based Remote Sensing and Nanoseismic Monitoring. Proceedings (CD-ROM) of EAGE Near Surface – 16th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, Zürich, Switzerland, ISBN 978-90-73781-88-7.
- WALTER, M. & JOSWIG, M. 2011. Resolving landslide-bedrock interaction by Nanoseismic Monitoring. Proceedings of 2nd World Landslide Forum, Rome, Italy (in press).
- WALTER, M. & JOSWIG, M. 2011. Nanoseismic Monitoring: Method and Application to Landslide Investigations. Proceedings of 3rd EAGE workshop on Passive Seismics, Athens, Greece, ISBN 978-90-73834-05-7.

Anhang A1

WALTER, M. & JOSWIG, M. 2008. Seismic monitoring of fracture processes generated by a creeping landslide in the Vorarlberg Alps. *First Break*. 26, 131-135.

Seismic monitoring of fracture processes generated by a creeping landslide in the Vorarlberg Alps

Marco Walter^{1*} and Manfred Joswig¹ present the results of an application of nanoseismic monitoring (see separate article by Joswig) in which seismic mini-arrays were deployed on the creeping Heumoes landslide (HL) in the Vorarlberg Alps, Austria in an attempt to detect seismic activity possibly generated by the unstable landmass, consisting of glacial sediments.

Mass movements in mountainous regions are a grave threat to local populations and are known to cause subsequent economic damage. In the Vorarlberg Alps, 36 slope failures generated damages reaching €3.6 millions during intense rain and floods in August 2005 (Kanonier et al., 2005). The instrumentation of unstable slopes sites and their continuous in-situ monitoring is an increasingly popular method to mitigate the impact of such hazards. Within this context, applied geophysics has become a reliable and indispensable provider of parameters, which are essential to the assessment of slope dynamics.

Most slope instabilities are triggered by rainfalls and associated subsurface water dynamics (e.g. Lollino et al., 2006; Tsaparas et al., 2002).

Intense rain events have been observed to have an effect on the state of stress within the shallow subsurface. Rainfall-

triggered earthquakes at a few kilometre depth were reported in the Swiss Alps (Husen et al., 2007) and in a mountain area in Germany (Hainzl et al., 2006). However, rapid water infiltration following intense rainfalls has never been observed to release stress in a manner, which could be detected by standard seismic instruments and techniques on slow moving landslides set up by weak sediments. The only observation of seismic signals generated by mass movements were recorded either in conjunction with snow avalanches (Suriñach et al., 2005; Weichert et al., 1994) or as the result of brittle failure in hard rock mass (Brückl & Mertl, 2006; Spillmann et al., 2007; Roth et al., 2005; Wust-Bloch, 2008).

On the other hand, the unstable HL in the Vorarlberg Alps consists of much weaker sedimentary material: loamy scree and glacial till material sliding on cretaceous marls. Previous investigations on the HL (Lindenmaier et al., 2005)



One of the monitoring sites in the mid-part of the Heumoes slope.

¹Institute for Geophysics, University of Stuttgart, Stuttgart, 70174, Germany.

*Corresponding author. E-mail: Marco.Walter@geophys.uni-stuttgart.de.

Leveraging Technology

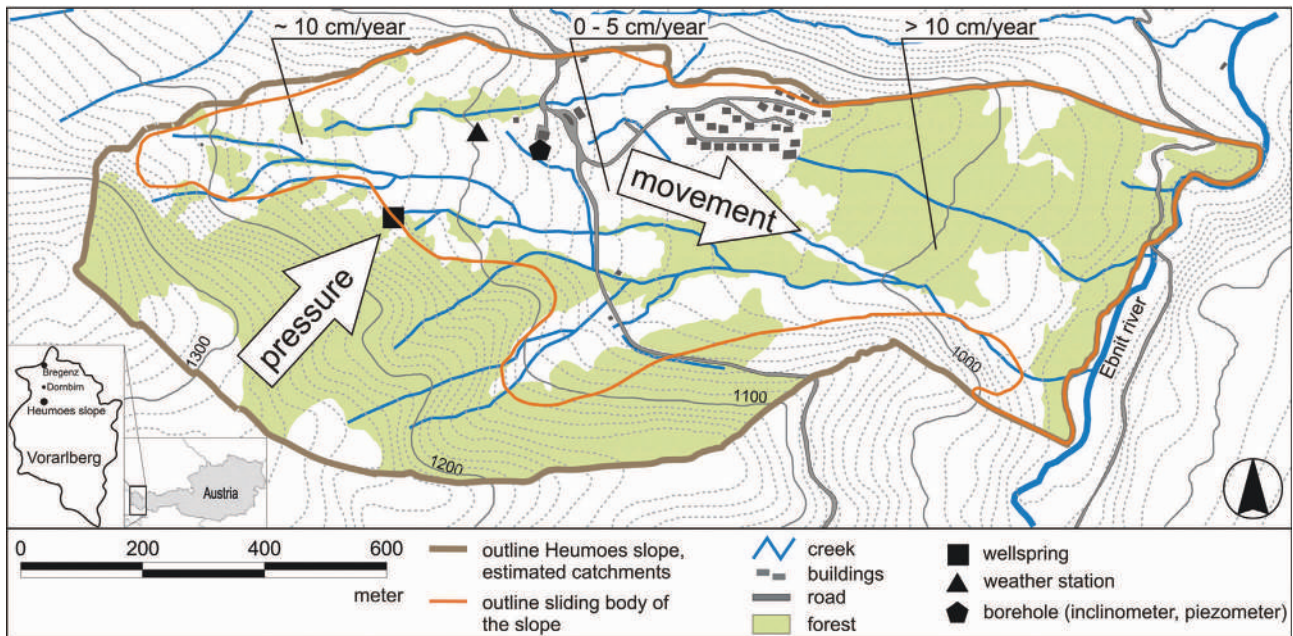


Figure 1 Location of the Heumoos slope, measurement set-up, movement velocities in different parts of the slope and estimated extension of the subsurface water pressure system causing the general direction of the slope movement (modified after Lindenmaier et al., 2005).

indicated that strong coupling between rainfall and subsurface water dynamics generated buoyancy effects and lowered material strength or increased gravitational forces, that ultimately led to slope instabilities. In addition to regular creeping, intense rain episodes were observed to trigger spontaneous failure of the HL (Lindenmaier et al., 2005). In September 2005, two seismic mini-arrays were deployed over a period of over two weeks in order to test whether material failure signals generated by the HL could be detected. Our observations are the first report that material failure taking place in weak sedimentary material is able to generate very low magnitude signals, which can be detected by seismic equipment at distances exceeding several meters.



Marco Walter measuring the geometry of a mini-array.

Process identification/previous investigations

The unstable HL in the Vorarlberg Alps (Austria) was monitored over four years (1998-2002) by an interdisciplinary research group (<http://www.grosshang.de>). They conducted a series of meteorological, hydrogeological, and geotechnical observations in order to develop a comprehensive physical model for this active slope (Lindenmaier et al., 2005).

General setting

The HL is located in the eastern Vorarlberg Alps, 25 km south of Bregenz and 10 km south of Dornbirn (Figure 1). The slope length is approximately 1800 m (East-West) and its width is 500 m (North-South). The altitude ranges from approximately 940 m, in the East, to 1360 m in the West. During the 1970s, a small vacation village was built directly on the HL. Today, most of the buildings display cm-wide cracks. One of the structures was so badly damaged that it had to be demolished.

Geological constitution

The HL consists of very heterogeneous loamy scree and glacial till, which was deposited during the glacial Wurm maximum (Smit Sibinga-Lokker, 1965; Schneider, 1999). The glacial till comprises silty, clayey, and sandy material, as well as glacial components of larger size. The Ebnit River has eroded the base (foot) of the HL down to the basement rock. The basement harder material, which can be observed on the Western and Southern parts consist of layered upper cretaceous marls (Oberhauser, 2000; Schneider, 1999). A natural spring, located at the interface between the cretaceous marls

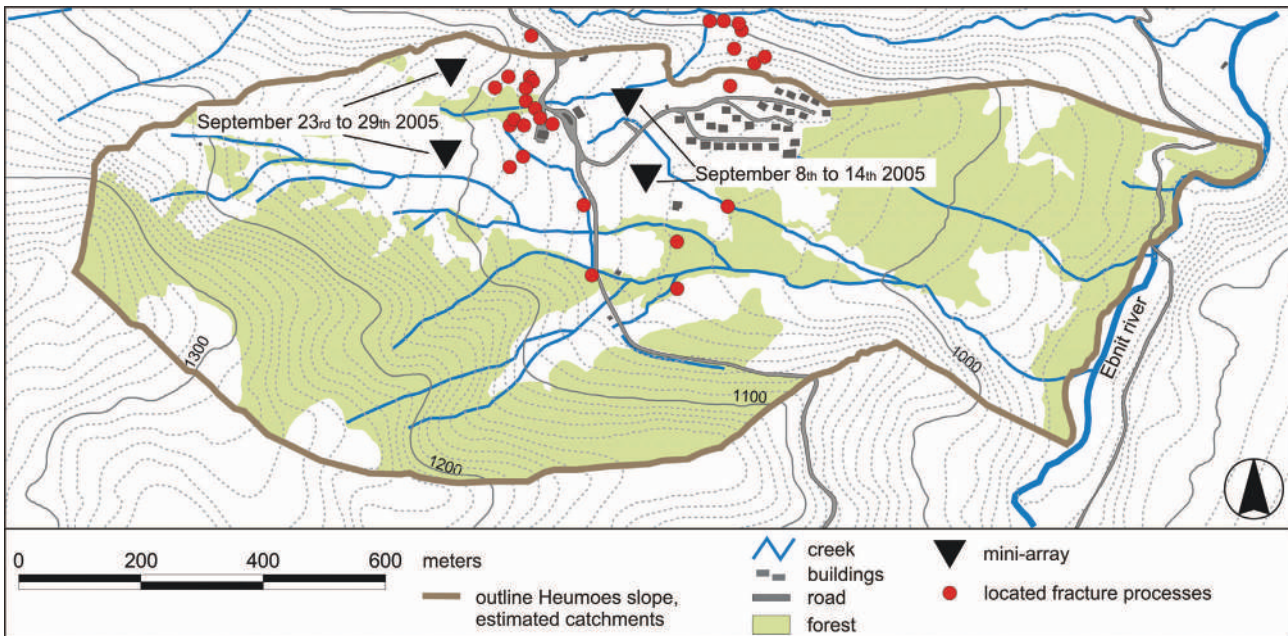


Figure 2 Location of the mini-arrays and the located fracture processes on the Heumoes slope during the first monitoring period from 8-14 September 2005.

of the basement rock and the sliding sedimentary cover, functions as a water pressure gauge within the HL (Lindenmaier et al., 2005).

Previous investigations

Over the past years, the HL has been the target of geological, geotechnical, and geodetic research by several institutes from the University of Karlsruhe, Germany. One borehole was drilled (Figure 1), but unfortunately it had to be interrupted at a depth of 24 m, without reaching the hard rock basement (Lindenmaier et al., 2005). The borehole was equipped with piezometric pore water gauges (at 5.5 m and 12.0 m) and an inclinometer. The data shows that the pore water pressure at 5.5 m depth rises significantly, one day or more after intense rainfalls (Lindenmaier et al., 2005). In August 2001, a meteorological station was installed on the HL to record precipitation, air temperature, wind speed, wind direction, and relative air moisture. Surface displacements of HL were quantified, by both GPS and standard surveying techniques between 1998 and 2001. The HL displays three distinct zones with different surface displacement rate (Figure 1). The displacement rate of the Western and Eastern part of HL exceed 10 cm/y, while the central part of HL shows lower displacement rates (up to 5 cm/y). Lindenmaier et al. (2005) concluded that HL undergoes a rather continuous creep process, which can be suddenly accelerated by intense rainfall.

Data acquisition/data processing

Seismic data was acquired during two successive monitoring periods in 2005 (September 8-14 and 23-29) by deploying

two tripartite portable seismic mini-arrays on HL. Each Seismic Navigating System [SNS] consists of one Lennartz LE-3D and three LE-1D short period seismometers with an aperture of 25-30 m. The locations of the SNS during the measurements can be seen in Figure 2. The data was recorded in continuous mode by Lennartz M24 dataloggers, set to a sampling rate of 400 Hz.

Signal analysis was carried out using nanoseismic monitoring, an approach designed to analyze extremely weak source signals (Joswig, 2008). The data was processed using Hypoline software, an interactive, graphical jackknife technique, which displays a series of the most plausible solutions for low-SNR signals, whereby the simultaneous influence of several parameters (velocity model, phase-picks, and depth determination) on the hypocentral location is showed in real-time. The raw-data was high-pass filtered above 5 Hz to eliminate anthropogenic noise sources and to increase SNR. As it was assumed that brittle failure was taking place within the unstable sedimentary cover, a homogeneous half-space model with P-wave velocity of 450 m/s was used for event location.

Strict experimental criteria had to be met in order to validate unambiguously the relationship between the recorded signals and potential source processes within the HL. First, valid signals had to be detected by the four sensors of both arrays in order to exclude meaningless and insignificant parasitic noise sources. In addition, minimal signal duration of 0.5 s was set to be mandatory. Then, beam-form velocities were tested for consistency, although a high material heterogeneity rendered the processes rather challenging. Finally, signal frequency characterization by sonogram analysis ena-

Leveraging Technology

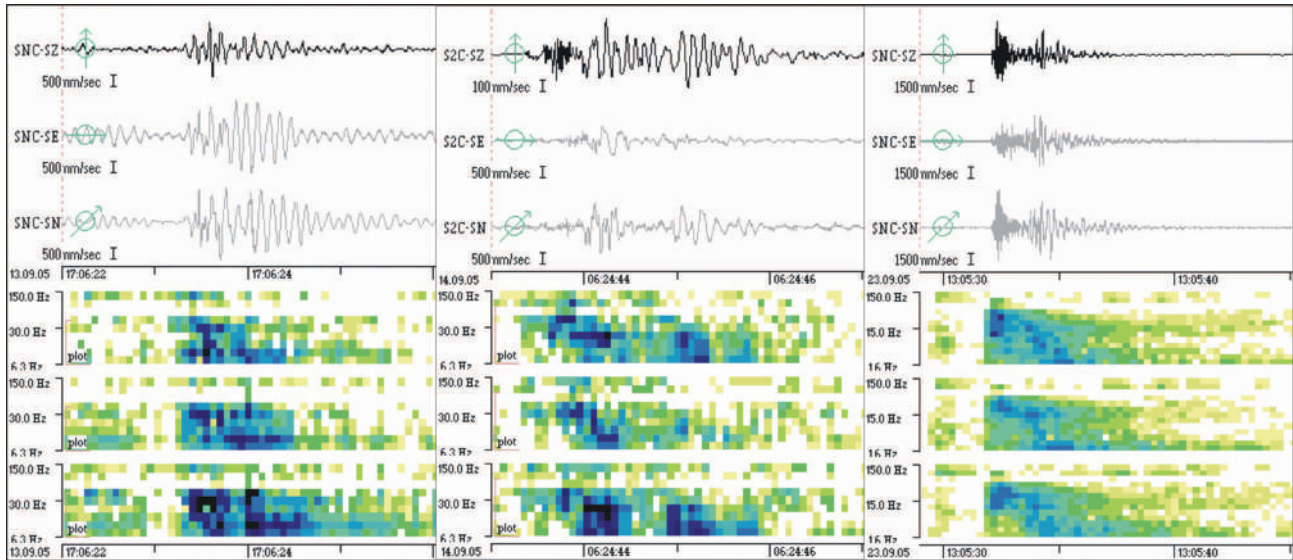


Figure 3 Waveforms and sonograms of three events registered with the 3c-station. Left: fracture process $M_L = -2.0$ in 160 m distance recorded on 13 September 2005, 17:06:23 (GMT). Mid: fracture process $M_L = -1.4$ in 350 m distance recorded on 14 September 2005, 06:24:44 (GMT). Right: Local earthquake $M_L = 1.3$ in 10 km distance recorded on 23 September 2005, 13:05:32 (GMT).

bled a reliable identification of waveforms presenting high similarity. Figure 3 shows standard waveforms and sonograms of such events. The signal energy of P-phases concentrates in higher frequency (10-120 Hz) than the S-phases (10-70 Hz). The emergent nature of signal onsets may result from the intense scattering of signal energy by the high inhomogeneity of HL media. The frequency content of these signals, which is rather similar to those of weak ($M_L = 1.3$) local earthquakes, suggests that material attenuation by the weak

HL sediments is less dominant than expected, with detection threshold and reasonable locating results within the slope of $M_L = -1.4$ for a slant distance of 350 m.

Results

Twenty-eight ($-0.7 \geq M_L \geq -2.2$) events generated within the HL were recorded during the first monitoring period (8–14 September 2008), but none within the second monitoring period (23–29 September, 2005). Figure 2 shows the epicentral location of these 28 events. The majority of events are located in the central section of HL, the zone which displays the higher surface displacement rates.

The 28 events were recorded between five to 26 hours after intense rainfall. Figure 4 shows the rain intensity (red graph) and the water level of the spring (blue graph) during September 2005. The lower, enlarged diagram, displays the time distribution and magnitude of these 28 events. Note that these events were generated in the time gap occurring between the response time of the spring (a few minutes after intense rainfalls) and the response time of the piezometers (between five hours and one day after intense rainfall) (Lindenmaier et al., 2005). This coincidence reinforces the assumption that these signals may be generated by precipitation induced material failure within the HL.

Two reasons may account for the fact that no events were detected during the rainfall of 23–29 September 2005. First, the lower amount of precipitation and lower spring discharge might not have been able to trigger significant mechanical instabilities in HL. Second, the higher level of background noise (about one order of magnitude higher) that is observed during heavy rainfall, significantly reduces event detection capacities.

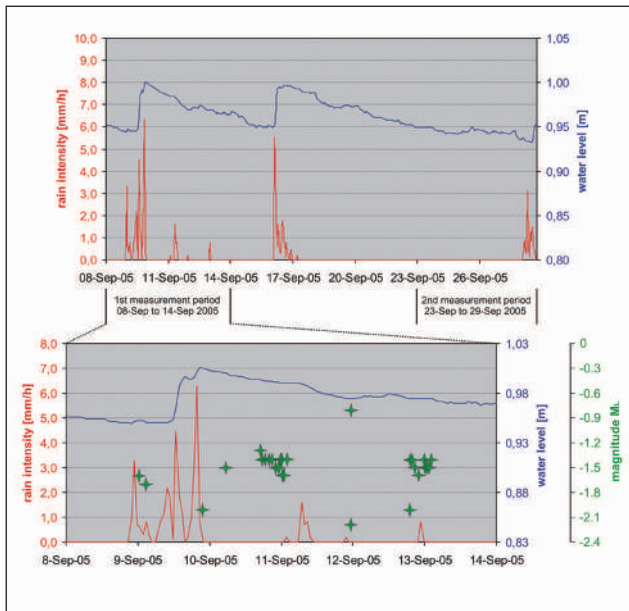


Figure 4 Rain intensity (red), water level of the wellspring (blue) from 8-29 September 2005 (top) and enlarged from 8-14 September 2005 (bottom), additional the temporal occurrence of the registered fracture processes with their magnitudes M_L during that period of time (green).

Discussion and conclusions

Applying nanoseismic monitoring to the unstable HL confirms that it is possible to detect and locate very low energy signals generated by material failure within weak sediments. The spatial and time distributions of these events display a good correlation with both, areas of maximal surface displacement rate and maxima of intense rainfall. Strict signal characterization together with the elimination of ambiguous solutions using Hypoline software, suggest that these events are generated within HL by material failure. The clear time correlation between rainfall and nanoseismic events, together with the spatial coincidence of surface displacement rate and events, further supports the assumption that the signal source is located well within the sedimentary part of the HL.

Since it is rather unexpected for such sedimentary material to fail in a brittle manner, one can speculate that the signals detected are produced either by a sudden excessive deformation rate or by accessory source processes, e.g., grinding of larger angular components within the glacial sediments. This could also account for the emergent nature of HL signals, which differ from the spiky energy bursts generated by brittle failure observed in-situ and detected by the same technique in unstable cliffs (Wust-Bloch, 2008).

As the event depth could not be evaluated due to the sparse station distribution, it is impossible at this stage to determine at what depth and along which material interface the source process exactly takes place. However, the high frequency content of the signal observed seems to exclude a source located in a fluid-saturated media (Wust-Bloch and Joswig, 2006). Widening the scope of nanoseismic monitoring of the HL is a priority of our work in future. Our efforts will focus mainly on providing precise and reliable 3D event locations as well as validating the correlation between nanoseismic signals and hydrodynamics over extended time periods and over varying climatic conditions.

Acknowledgements

We thank M. Häge and G. H. Wust-Bloch as well as the members of the interdisciplinary research unit 'Coupling of Flow and Deformation Processes for Modelling the Movements of Natural Slopes' (<http://www.grosshang.de>) for their very helpful discussions. This work is granted by the German Research Foundation (DFG).

References

- Brückl, E. and Mertl, S. [2006] Seismic Monitoring of Deep-Seated Mass Movements. *Proceedings of INTERPRAEVENT International Symposium on Disaster Mitigation of Debris Flows, Slope Failures and Landslides*. Universal Academy Press, Tokyo, Japan, 571-580.
- Brückl, E. and Parotidis, M. [2005] Prediction of slope instabilities due to deep-seated gravitational creep. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 5, 155-172.
- Green, A. G., Maurer, H., Spillmann, T., Heincke, B. and Willenberg, H. [2006] High resolution geophysical techniques for improving hazard assessments of unstable rock slopes. *The Leading Edge*, 25, 311-316.
- Hainzl, S., Kraft, T., Wassermann, J., Igel, H. and Schmedes, E. [2006] Evidence for rainfall-triggered earthquake activity. *Geophys. J. Int.*, 33, L19303.
- Husen, S., Bachmann, C. and Giardini, D. [2007] Locally triggered seismicity in the central Swiss Alps following the large rainfall event of August 2005. *Geophys. J. Int.*, 171, 1126-1134.
- Joswig, M. [1990] Pattern recognition for earthquake detection. *Bull. seism. Soc. Am.*, 80, 170-186.
- Joswig, M. [2008] Nanoseismic monitoring fills the gap between microseismic networks and passive seismic. *First Break*, 26(6), 121-128.
- Kanonier et al. [2005] Das Starkregen- und Hochwassereignis des August 2005 in Vorarlberg. *Ein Bericht des Amtes der Vorarlberger Landesregierung*.
- Lindenmaier, F., Zehe, E., Dittfurth, A. and Ihringer, J. [2005] Process identification at a slow-moving landslide in the Vorarlberg Alps. *Hydrological Processes*, 19, 1635-1651.
- Lollino, G., Arattano, P., Allasia, P. and Giordan, D. [2006] Time response of a landslide to meteorological events. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 6, 179-184.
- Roth, M., Dietrich, M., Blikra, L.H. and Lecomte, I. [2005] Seismic monitoring of the unstable rock slope at Åknes, Norway. *Report for the International Centre for Geohazards, NORSAR*.
- Roth, M. and Blikra, L.H. [2005] Seismic Monitoring of the unstable rock slope at Åkernes, Norway. *Annual meeting of the German Geophysical Society*, Graz, Austria.
- Schneider, U. [1999] Untersuchungen zur Kinematik von Massenbewegungen im Modellgebiet Ebnit (Vorarlberger Helvetikum). Ph.D thesis in: *Schriftenreihe Angewandte Geologie Karlsruhe, University of Karlsruhe (TH)*. ISSN 0933-2510, 57, 149.
- Smit Sibinga-Lokker, C. [1965] Beiträge zur Geomorphologie und Glazialogie des Einzugsgebietes der Dornbirner Ache (Vorarlberg, Österreich). *Ph.D Thesis. University of Leiden*, 123.
- Spillmann, T., Maurer, H., Green, A. G., Heincke, B., Willenberg, H. and Husen, S. [2007] Microseismic investigations of an unstable mountain slope in the Swiss Alps. *J. Geophys. Res.*, 112, B07301.
- Suriñach, E., Vilajosana, I., Khazaradze, G., Biescas, B., Furdada, G. and Vilaplana, J.M. [2005] Seismic detection and characterization of landslides and other mass movements. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 5, 791-798.
- Tsaparas, I., Rahardjo, H., Toll, D.G. and Leong, E.C. [2002] Controlling parameters for rainfall-induced landslides. *Computer and Geotechnics*, 29, 1-27.
- Weichert, D., Horner, R.B. and Evans, S.G. [1994] Seismic signatures of landslides; the 1990 Brenda Mine collapse and the 1965 Hope rockslides. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84, 1523-1532.
- Wust-Bloch, H. and Joswig, M. [2006] Pre-collapse identification of sinkholes in unconsolidated media at Dead Sea area by "nanoseismic monitoring" (graphical jackknife location of weak sources by few, low-SNR records). *Geophys. J. Int.*, 167, 1220-1232.
- Wust-Bloch, G. H. [2008] Detecting pre-collapse failure signals in unstable landslides, cliffs and cavities by nanoseismic monitoring. *Israel Geological Society Annual Meeting*, Nazareth, Israel, 115.

Anhang A2

WALTER, M., NIETHAMMER, U., ROTHMUND, S. & JOSWIG, M. 2009. Joint analysis of the Super-Sauze (French Alps) mudslide by nanoseismic monitoring and UAV-based remote sensing. *First Break*. 27 (8), 75-82.

Joint analysis of the Super-Sauze (French Alps) mudslide by nanoseismic monitoring and UAV-based remote sensing

Marco Walter,^{1*} Uwe Niethammer,¹ Sabrina Rothmund¹ and Manfred Joswig¹ report on how the study of landslide dynamics at locations like the Super-Sauze mudslide in the French Alps have benefited from emerging methods such as nanoseismic monitoring and unmanned aerial vehicle remote sensing by resolving surface fractures and mudslide-bedrock interaction.

Due to global climate change and the fact that mountain areas will become inhabited at a progressive rate, landslides pose a huge threat to the environment, the infrastructure and the people living in the vicinity of affected areas. In inhabited regions landslides can cause enormous economic damage and unfortunately human losses as well. Slope instabilities are caused by the non-linear interaction of geological, hydrological, morphological, and soil mechanical processes on many scales in time and space. Models for the prediction of landslides are very vulnerable because the influencing parameters are still incompletely or unsatisfactorily observed. Therefore the observation of landslides by multiple disciplines is the challenge of recent studies. Integrated analysis should reveal further insights into the process interactions and the complex behaviour of landslides.

Our research is highly motivated by newly improved measuring techniques that can resolve specific landslide parameters at higher resolution, and in repeat observations. We can determine landslide dynamics using nanoseismic monitoring (Joswig, 2008) and UAV-based (unmanned aerial vehicle) high-resolution remote sensing (Niethammer et al., 2009). With the former, one can resolve fracture processes in the shallow subsurface (Walter and Joswig, 2008; Walter and Joswig, 2009). The latter technique is especially suited for mapping the corresponding photo-lineaments at the slope's surface. Our geophysical investigations were carried out at the Super-Sauze, French Alps mudslide (Figure 1) and the Heumoes, Austrian Alps slope. They are part of the research project 'Coupling of flow and deformation processes for modelling the movement of natural slopes' (www.grosshang.de).

Applying geophysical methods like active seismics, ground penetrating radar, and geoelectrical mapping and sounding, Grandjean et al. (2007) inferred dynamic processes and static properties for the mudslide in Super-Sauze. Single fracture processes during the movement of landslides consisting of hard rock (fragments) have been seismi-

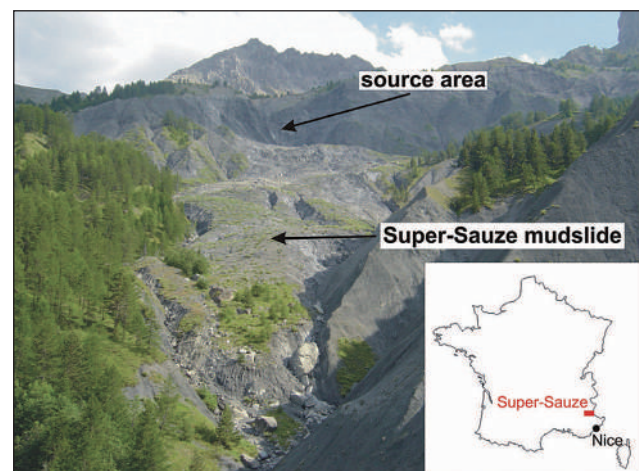


Figure 1 Location of Super-Sauze and upward view of the mudslide and its source area. Picture was taken in summer of 2006.

cally monitored in the Alps (e.g., Brückl and Mertl, 2006; Spillmann et al., 2007) and in Norway (Roth et al., 2005). Fracturing within creeping landslides consisting of weak sediments radiates signals of much smaller energy; it has first been observed, to our knowledge, by Walter and Joswig (2008) applying the nanoseismic monitoring method.

Here we describe how the seismic monitoring of the slope's subsurface is combined with the UAV-based remote sensing of the surface. By remotely sensing the active slope, its dimensions and surface structures can be characterized (Niethammer et al., 2009). Aerial images taken by satellites or airplanes have spatial resolutions of metres to decimetres. They can be used for landslide detection and to determine deformations on a large scale (Henry et al., 2002). UAV-based remote sensing is suited to map surface structures with high spatio-temporal resolution, e.g., fissure patterns on landslides with centimetre resolution and monthly overflight. In particular, it is possible to detect and analyze dislocation vectors on landslides from these data (Niethammer et al., 2009).

¹ Institute for Geophysics, Universität Stuttgart, Azenbergstraße 16, 70174 Stuttgart, Germany.

* Corresponding author, E-mail: Marco.Walter@geophys.uni-stuttgart.de

Near Surface Geoscience

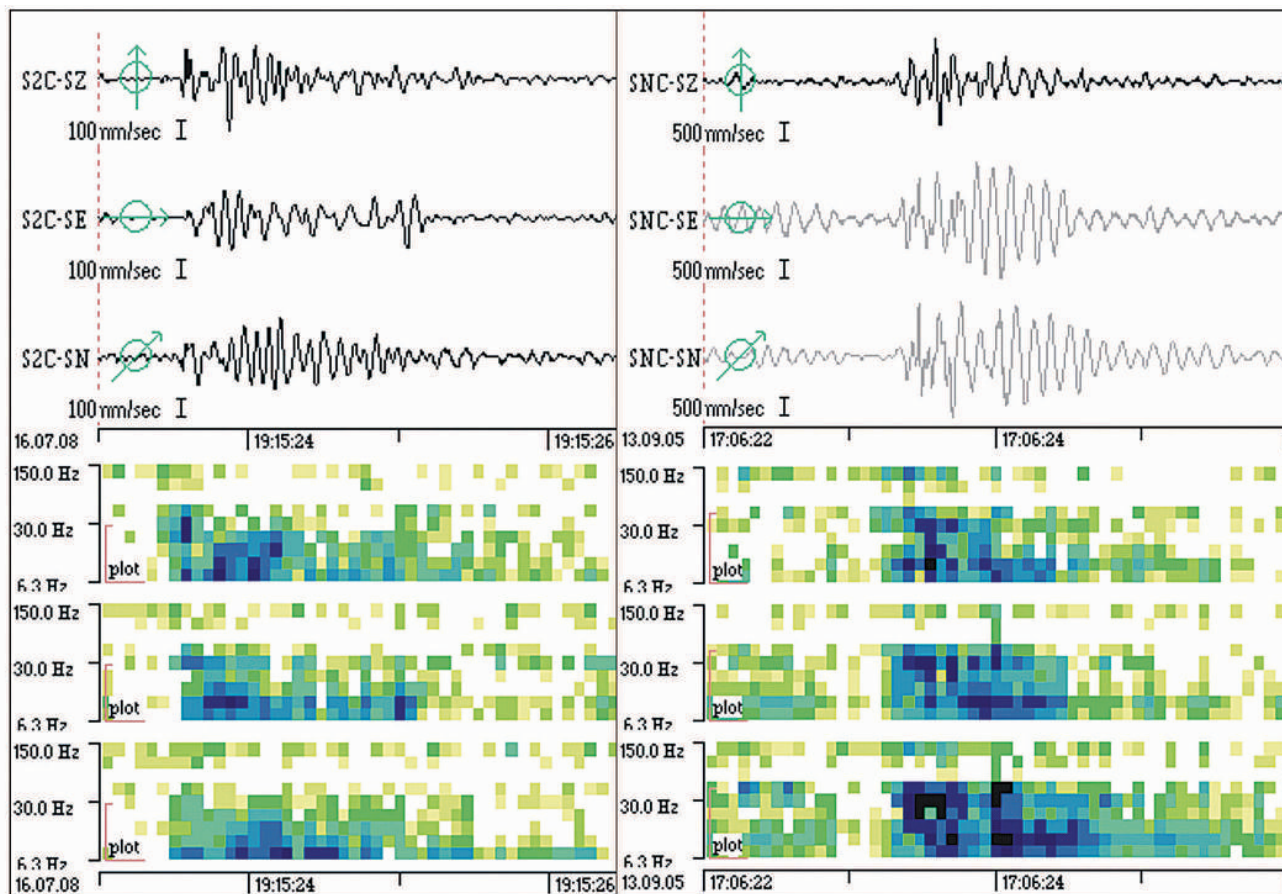


Figure 2 Typical seismograms and sonograms of deformation processes caused by softrock-landslides, recorded with a 3c-seismometer: Left: 'fracture' event, $M_L = -2.2$ in ~ 120 m distance, recorded at the Super-Sauze mudslide Right: fracture process of $M_L = -1.2$ in ~ 100 m distance observed at the Heumoes slope. Modified after Walter and Joswig 2008, 2009.

Observation of slope dynamics by nanoseismic monitoring

Nanoseismic monitoring acts as a seismic 'microscope' to detect small impulsive signals in the subsurface, and was first applied to map sinkholes in Israel (Wust-Bloch and Joswig, 2006). We used the method to monitor fracture processes at the Heumoes slope, Austria (Walter and Joswig, 2008). Like the Super-Sauze mudslide, the Heumoes slope consists of weak sediments. The existence of impulsive seismic signals wasn't expected due to the presumed lack of brittle material that could generate impulse fracture release. The increased sensitivity available from nanoseismic monitoring was needed to discover these local fracture processes in sediments at all.

Data acquisition/data processing

In Super-Sauze, the seismic data was acquired during a 10-day field campaign in July 2008 deploying four tripartite seismic mini arrays on the mudslide (Figure 4). Each mini array, so-called seismic navigating system (SNS) consists of one three-component and three vertical, short-period seismometers installed with an aperture of 30–40 m. Data was recorded in

continuous mode with a sampling rate of 400 Hz. The observation period was limited to 10 days because nanoseismic monitoring resembles more a campaign of refraction seismics, than a permanent seismic network installation. It achieves its superior sensitivity by not compromising in site selection (e.g., demands for shelter, power, communications) or on cost of increased vulnerability by extended array cabling. The data set was processed using the software HypoLine, an interactive, graphical jack knife tool which displays the most plausible solution for low-SNR (signal to noise ratio) signals, resolving the influence of individual parameters on the event localization in real-time (Joswig, 2008).

Signal classification

From seismic data analysis, we could detect different types of events caused by the dynamics in the source area of the mudslide, and within the slope itself. The signals vary in duration, amplitude, frequency content, and consequently in sonogram patterns (Walter and Joswig, 2009). We could distinguish three principal types of events: The 'rockfall' events occur in the source area of the mudslide while the events of type 'fracture' and type

Near Surface Geoscience

'scratch' are caused within the mudslide body during its deformation. The classification of the observed signals is described in detail by Walter and Joswig (2009). For the joint analysis of the mudslide dynamics in Super-Sauze by nanoseismic monitoring and UAV-based remote sensing, we focus on the characteristics and locations of the 'fracture' and 'scratch' events.

Seismic signals caused by failure of the slope material

We could detect 34 'fractures', which show clear phase onsets (Figure 2), allowing for their localization by standard seismological procedures. The duration of these events lies between 2–5 seconds, the maximum amplitude varies between 40 and 200 nm/s (peak to peak) and the frequency content is concentrated between 10–80 Hz. The signals had to be recorded on at least 2 SNS for being localized, where the distance range for reliable detection was within some 200 m. The emergent onset, the lack of higher frequencies above 80 Hz, and the signal incoherency indicate intense scattering caused by the high heterogeneity of slope material (Figure 2). Comparable signals have been observed on the Heumoes slope, which consists of soft rock material as well (Walter and Joswig, 2008). The magnitudes of 'fractures' at Super-Sauze vary between $-3.2 \leq M_L \leq -1.3$. This range is about one magnitude lower than at Heumoes slope ($-2.2 \leq M_L \leq -0.7$) indicating a 10 times lower ambient noise level in Super-Sauze.

The localized fractures are mainly clustered in the middle part of the mudslide (Figure 4). The cluster correlates with the part of the slope showing the highest velocities at the surface. The three events located in the south, outside of the slope catchment, are probably generated by material failure in the hard rock mass in the source area of the mudslide (Figure 4). Another cluster of 'fractures' is located directly at the boundary between the mudslide material and one of the emerging in-situ crests in the middle part of the slope. The estimated detection threshold for these events is $M_L = -2.6$ for a slant distance of about 140 m. The estimated localization accuracy is about 10 % of the epicentral distance. As the source depth could not be determined due to the sparse station distribution, it is not possible to estimate at which depth nor along which material interface the source processes took place.

Furthermore, we recorded 44 signals showing significant differences compared to the 'fracture' impulses. They occur as sequences lie barely above the ambient noise level and could not be observed at Heumoes slope due to the tenfold higher noise level there. These 'scratch' events haven't been expected previously. Their duration varies between 2–20 seconds, and the small amplitudes were only recorded at one single SNS. Compared to 'fractures', signal energy is prevailing at higher frequencies up to 150 Hz (Figure 3). Enormous attenuation effects can be seen within one single SNS with decay of signal amplitude by a factor of thirty. No distinct phase onsets could be identified, thus we just estimated the source area close to the station with highest amplitude. Figure 4 shows the quantity of these 'scratch' events at each station. Like the 'fracture' locations, most of the 'scratch' events occurred in the middle part of the slope. The source area of 64 % of these events is estimated to be close to the station S2E, at the boundary of the slope material and one of the emerging in-situ crests.

UAV-based remote sensing of the mudslide

The Super-Sauze mudslide was imaged in October 2008 using a self-designed quad-rotor remote sensing platform. The achievable flight height over ground is 20 m to 200 m, resulting in ground resolutions between 1–8 cm per pixel. This high resolution is essential to detect small fissure patterns at the surface. Quad-rotor systems basically enable close-range photographs of any desired area. Compared to conventional helicopters, quad-rotor systems do not require mechanical steering of the rotors and are stabilized by inertial measurement sensors (IMU). Especially in alpine terrain, like at the mudslide in Super-Sauze, such robust and reliable UAV-systems have considerable advantages. Open source projects are available to provide quad-rotor software and hardware (UAVP, 2008; Mikrocopter, 2008). The quad-rotor system and its main features are illustrated in Figure 5.

Image acquisition/image processing

The installed compact camera suffers from optical distortion in the wide-angle range (barrel distortion). In a first processing step this distortion of all acquired photographs was corrected by a polynomial correction approach. In a second step, plane

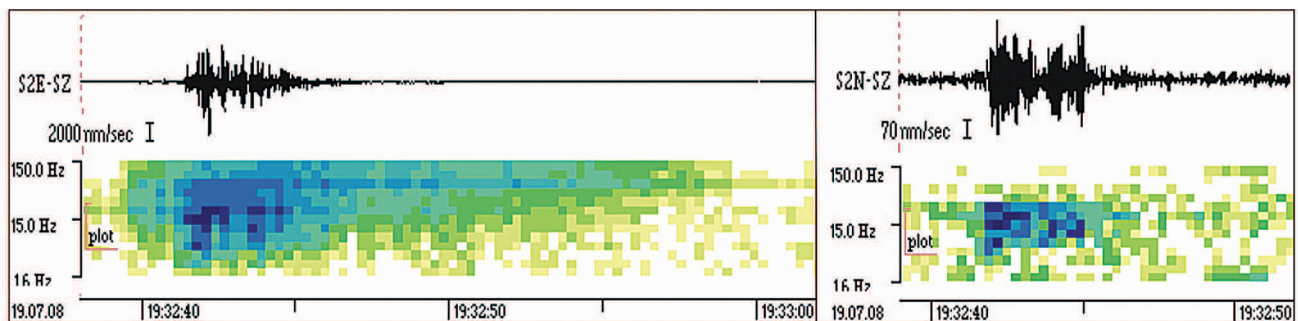


Figure 3 Typical waveforms and sonogram patterns of one 'scratch' sequence, recorded with a 1c-station close to the source location (left) and with a 1c-station in a distance of ~25m (right). Modified after Walter and Joswig 2009.

Near Surface Geoscience

image rectification was applied to all images. The necessary ground information was gained by 199 ground control points (GCP) on the surface of the mudslide, measured by a differential GPS system with an accuracy of a few cm. This information was also necessary for the further geocoding of the pictures. In a third step, 59 rectified photographs were combined to one high resolution ortho-mosaic. Errors could be identified by comparison of the visible GCP locations in the photograph to the DGPS-measured locations, using a geographic information

system (GIS). Areas which still showed ineligible errors in rectification were cut out manually before the final assembly of the rectified images was performed. The uniformly coloured mosaic was gained by colour balance correction in conjunction with an image-blending algorithm.

Displacement analysis

In May 2007 an aerial LIDAR scan of the Super-Sauze mudslide was acquired, and on this basis another DTM and ortho-photograph were created. The spatial resolution of the DTM data is 1.0 m, the resolution of the ortho-photograph is about 0.25 m. The image analysis was carried out by the comparison of the geocoded ortho-photograph from 2007 and the geocoded ortho-mosaic of our UAV-based campaign in October 2008 (Niethammer et al., 2009).

Superficial displacement rates were identified directly, comparing the locations of rocks, stones, and parts of vegetation patches between the ortho-photograph from 2007 and our acquired ortho-mosaic from 2008. These measurements were performed manually within a GIS. Hence, between May 2007 and October 2008, displacements of 7.1 m–55.4 m were detected. The maximum deviation reaches 3.9 m, the mean error can be quantified to be 0.5 m.

However, areas which were characterized by extremely high displacement rates couldn't be compared, since no clear detectable features were left on the surface. In some areas it is likely that fine-grained sediments originating from debris flows cover the main features. The crown of the slope, the source area, is characterized by enormous dynamics, e.g., rockfalls, which cover these structures as well.

The identified displacement vectors were converted to daily displacement rates and compared to long-term displacement measurements between 1996–2007, acquired by laser scanning and DGPS measurements (Amitrano et al., 2007, Figure 6).

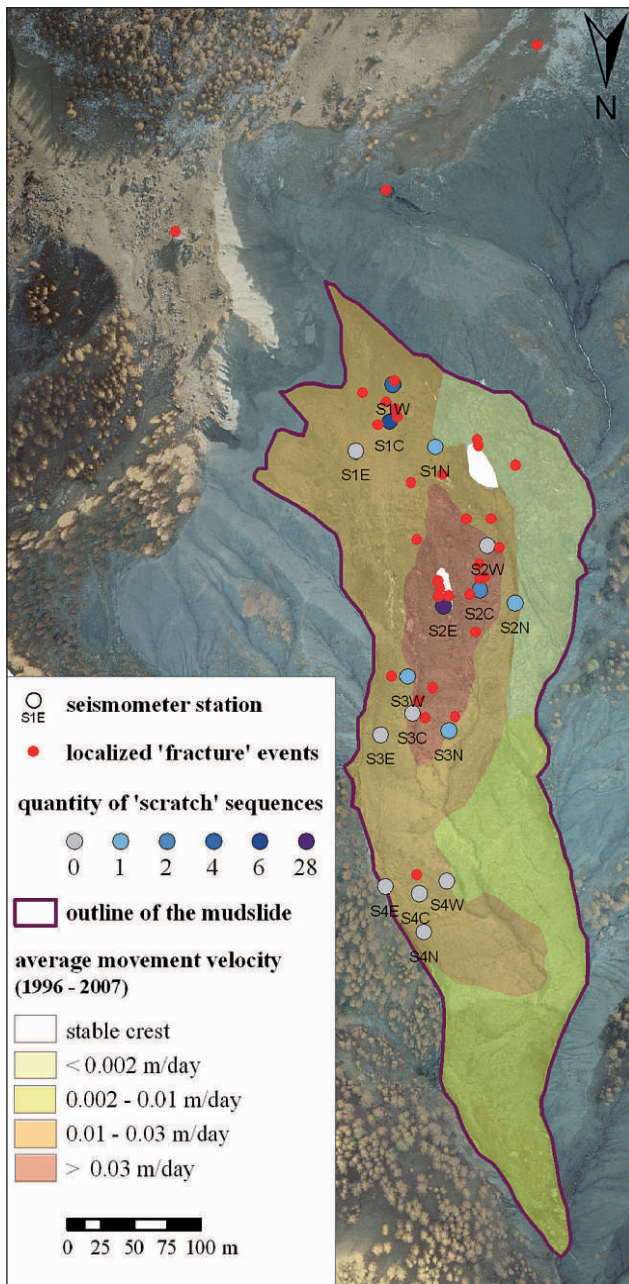


Figure 4 Location of the installed seismometer stations (circles), epicentres of the located 'fractures' (red) and the quantity of 'scratch' sequences recorded at each station (blue colour scale). Underlay is the map of the average movement velocities of the mudslide (1996-2007).

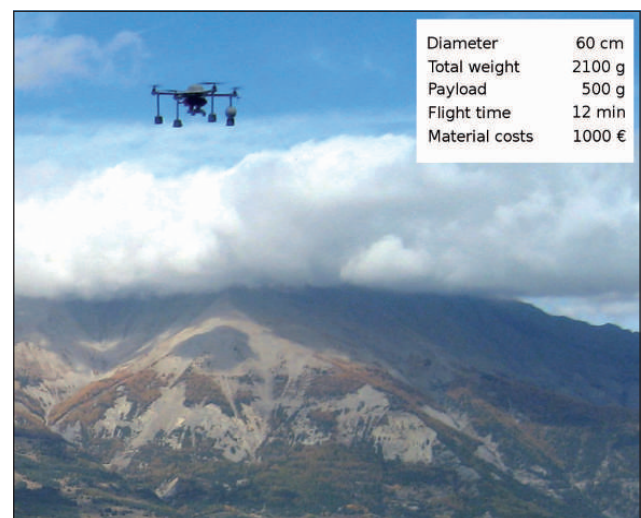


Figure 5 Quad-rotor system for remote sensing and its main characteristics. Here in use at the mudslide in Super-Sauze.

The displacement rates of our studies are up to ten times higher in the source area, and in the remaining part of the landslide approximately two times higher than the average movement rates. This deviation might be explained by higher dynamics in recent years, but the location of the strongest dynamics did not change.

Analysis of fissure patterns

The spatial resolution of the acquired UAV-based ortho-mosaic allows for detailed analysis of fissure structures. The hard rock boundaries of the Super-Sauze mudslide are very complex caused by the diversified former topography, comparable to badlands, consisting of buried crests and gullies. As the dynamics of the mudslide are high, the behaviour of the slope can be compared to glaciers, with similar fissure structures observed at the surface. Fissure structures on glaciers have been thoroughly investigated (Hambrey and Alean, 1994; Hambrey and Lawson, 2000; Wilhelm, 1975). In our context, fissure patterns on glaciers can be compared to the ones we observed at Super-Sauze. From their spatio-temporal occurrences one can learn about their development, and consequently about the behaviour of the entire mudslide.

As shown in Figure 7, there are several structures at the mudslide’s surface which differ in shape and orientation. The structures could be identified as longitudinal fissures, transversal fissures, shear fissures, and cross-shaped fissures. The occurrence of those tension cracks depend on the bedrock topography, as well as on the lateral hard rock boundary, cavity, and extension in the longitudinal direction of movement, and changes in the decline of the slope (Wilhelm, 1975). Longitudinal fissures mostly occur after a cavity in the longitudinal direction of the movement, where an increased extension is initiated (Hambrey and Alean, 1994); such structures are shown in Figure 7d. The cavity of the stream can be explained by a curved crest in this area hidden by the mudslide material today (Figure 8). Transversal fissures often can be observed in areas where changes in the decline of the slope are present (Varnes, 1978; Hambrey and Alean, 1994; Wilhelm, 1975); comparable structures on the mudslide are shown in Figure 7c. In this particular case, the change of the decline of the slope can be explained by the secondary scarp in this area.

Marginal or shear fissures mostly occur at the boundary area between solid rock margins and the landslide material, resulting in a velocity transition (Wilhelm, 1975). These fissures run in accordance with the shear-strain conditions and start from the solid rock boundary with an angle of 30°–45° up the slope in the direction of the sliding body (Wilhelm, 1975; Hambrey and Alean, 1994, Figure 7a). Beside these patterns we observed ‘cross-shaped’ fissures, which are probably caused by an unknown combination of these dynamics (Figure 7b). Despite an apparent movement of the sliding surface, fissures linger on the same place. These cross-shaped fissures are obviously a result of tension changes

caused by the change of the bedrock-topography in form of in-situ crests within the mudslide material (Figure 8).

Joint interpretation

The observation of mudslide subsurface dynamics by nanoseismic monitoring and the mapping of fissure patterns at surface by UAV-based remote sensing can be combined in a joint interpretation that compensates for inherent weaknesses of each method. In the given field lay out, nanoseismic monitoring

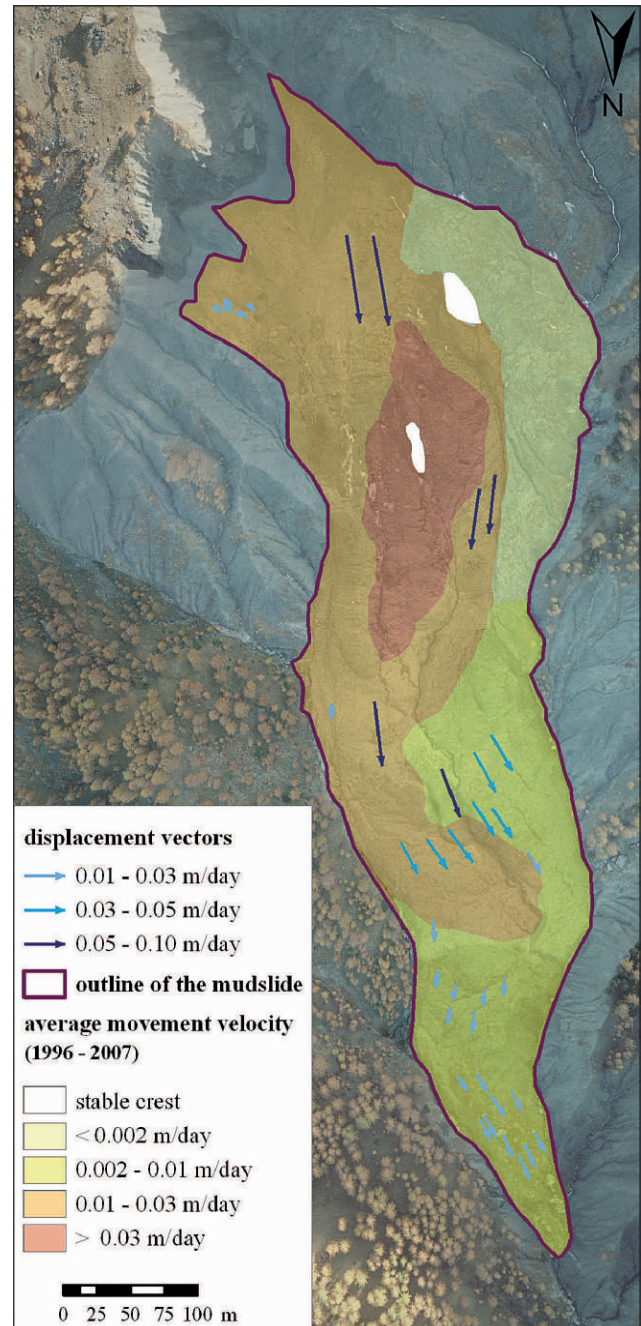


Figure 6 Displacement vectors (blue colours) between May 2007 – October 2008 plotted on top of the average movement velocity map (1996-2007).

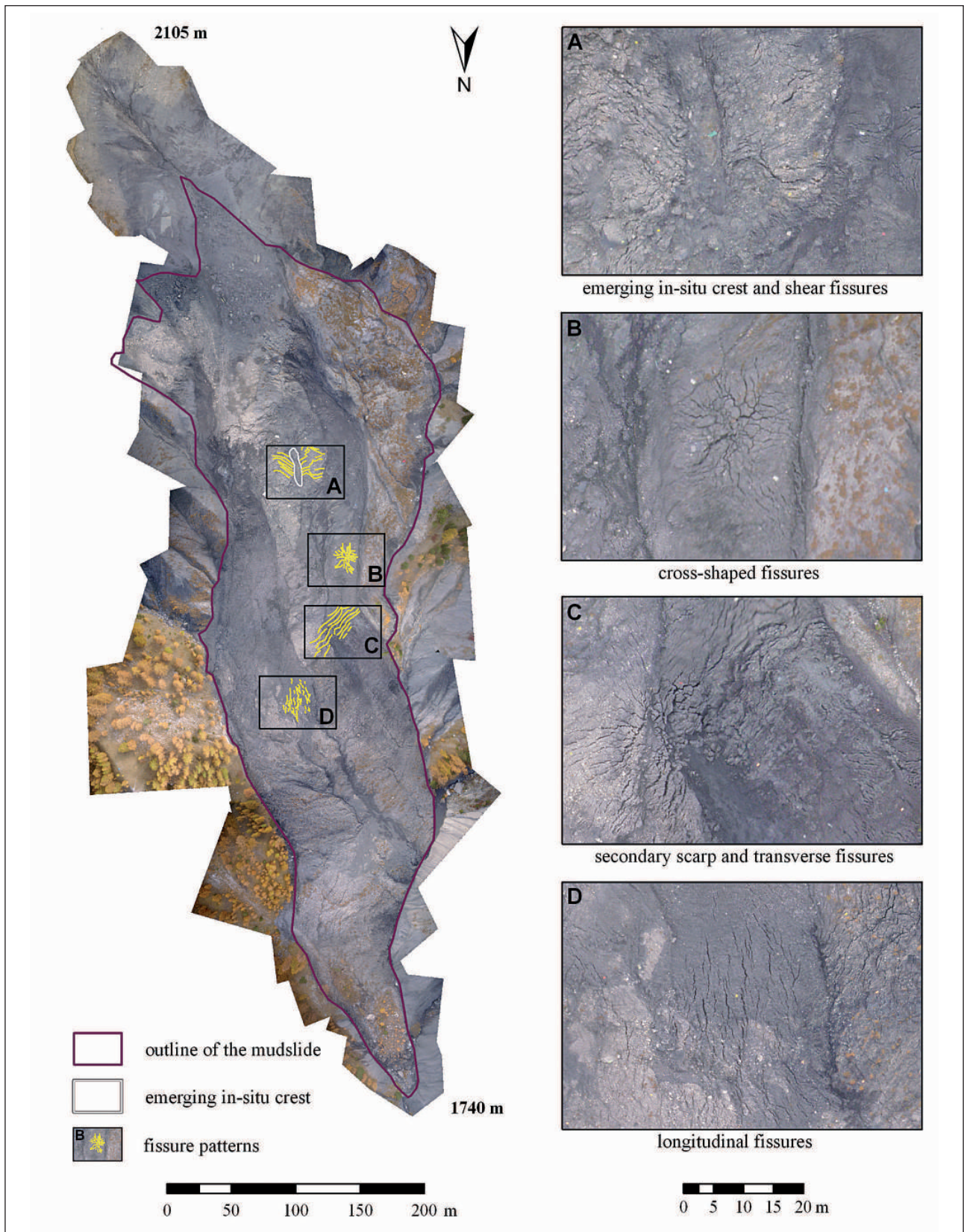


Figure 7 Ortho-mosaic from pictures taken in October 2008 with locations of observed fissure patterns.

cannot precisely determine the depth of the seismically observed events. They could occur within the mudslide, or along the mudslide bedrock interface. Remote sensing maps fissures but does not directly relate to the time history of generating processes. By chance, one of our seismometers dropped into a newly opened fissure on 22 July 2008. In the few hours before, we had observed four 'fracture' events close by, indicating recent fissure development. We therefore assume that 'fracture' signals are typically generated by fissure development in the shallow subsurface. This assumption is supported by observations of UAV-based remote sensing where fissure patterns could be observed for all cases where subsurface fracture propagated to surface rupture. Only in the uppermost section, the continuous drop of new material fills fissures shortly after opening. The process

of rockfalls can be observed by 'rockfall' or impact signals in nanoseismic monitoring (Walter and Joswig, 2009).

More support of our hypothesis on source processes comes from field and lab observations. Below a depth of some one metre, the mudslide material is permanently water-saturated, but above, water saturation varies seasonally (Malet, 2003). For our observations of impulsive stress relief and fissure patterns, the material must deform in a brittle manner. The mudslide material shows highest shear strength in a range of 15–18 % water saturation (Malet, 2003). Once the snow melting period took place, the surface material dries out in summer, and the necessary material properties can be observed.

Our observations at the Super-Sauze mudslide also support prior investigations suggesting that the topography of the bedrock below the mudslide material plays a key role regarding the dynamic of the entire slope instability. By nanoseismic monitoring, we could observe numerous 'scratch' sequences that are generated within the shallow subsurface. Their energetic signature in the frequency-time domain is completely different to the impulsive 'fracture' signals. The vast majority of 'scratch' is bound to in-situ crests indicating scratching and grinding of single rock particles within the mudslide along the crests. Most sequences occur at emerging crests close to or above surface where rock particles are embedded in a shear resistant matrix of dried mud. Our hypothesis is supported by UAV-based remote sensing where several cross-shaped and shear fissures indicating dynamics according to in-situ crests are co-located to 'scratch' sites.

Conclusions

Applying the nanoseismic monitoring method we observed different seismic signals caused by the varying slope dynamics. Our preliminary hypothesis is that the 'fracture' events are caused by impulsive fracture processes within the unstable material. Similar signals have been observed at Heumoes slope consisting of weak sediments as well (Figure 2, Walter and Joswig, 2008). By contrast, we assume that the 'scratch' sequences are caused by 'scratching' and 'grinding' of single rocks in the slope material against the (emerging) in-situ crests (Walter and Joswig, 2009). Both processes are constrained by the uppermost metre where mudslide material dries out in summer to consolidate with sufficient shear resistance. Our ideas are supported by the existence of fissure patterns at the surface which could be observed by UAV-based remote sensing.

The joint observations by nanoseismic monitoring and UAV-based remote sensing in 2008 indicate that the varying tempo-spatial dynamics of the mudslide in Super-Sauze match the long-term observations. These dynamics are controlled by the fixed topography of the bedrock and the lateral hard rock boundaries where gullies between the crests 'canalize' the sliding material (Malet, 2003). Different fissure patterns at the surface are linked to abrupt changes of in-situ crest orientation in the shallow subsurface (Figure 8). Fissure patterns could be

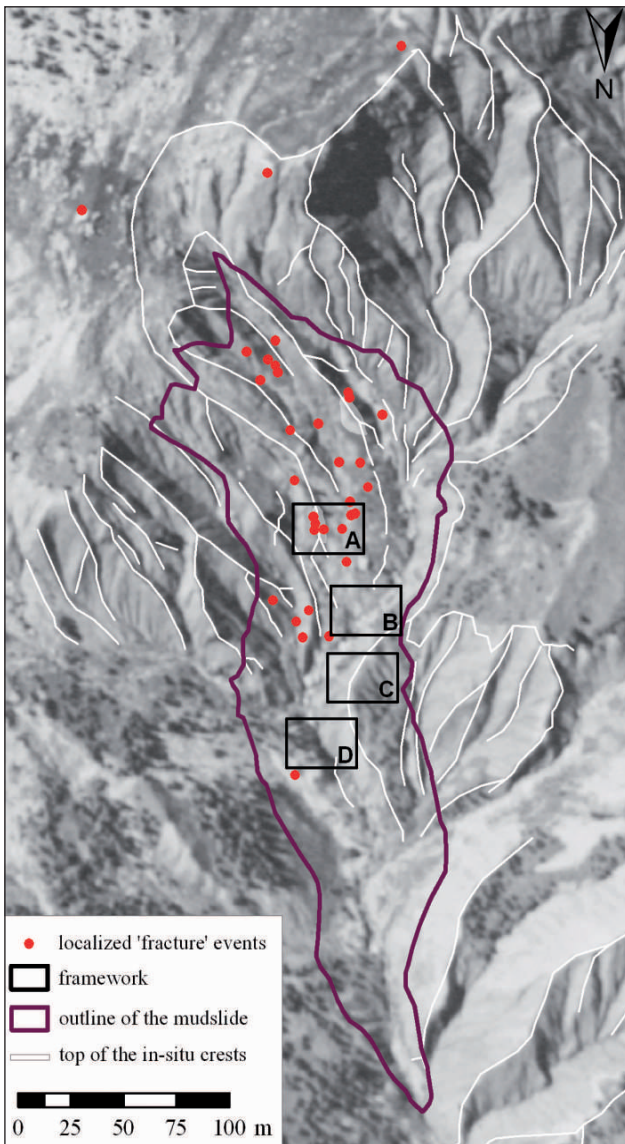


Figure 8 Epicentres of the localized 'fractures', determined displacement vectors (May 2007 – October 2008) and locations of remarkable fissure patterns (see figure 7) mapped on an airborne picture from 1956.

Near Surface Geoscience

identified by comparison to glaciers where similar dynamics take place.

The joint observations of the mudslide in Super-Sauze indicate that the variations of tempo-spatial dynamics in 2008 are similar to the dynamics within the recent years. We can support prior observations (Malet, 2003) that the stable, buried in-situ crests at the bedrock of the mudslide directly affect the behaviour of the entire mudslide, and that gullies between the crests 'canalize' the sliding material. Several fissure patterns at the surface are linked to an abrupt change of the in-situ crests' orientation in the shallow subsurface (Figure 8).

Acknowledgements

We thank all colleagues from the OMIV project (Observatoire des Instabilités de Versants) for the helpful discussions and their support in the field. The authors are especially grateful to Jean-Philippe Malet (School and Observatory of Earth Sciences, University of Strasbourg) for providing several airborne pictures (Figures 4, 6, and 8) and datasets. Many thanks to Eberhard Claar (Institute for Geophysics, Universität Stuttgart) who built significant components of the quad-rotor system. The work is funded by the DFG within the project FOR 581 'Natural Slopes'.

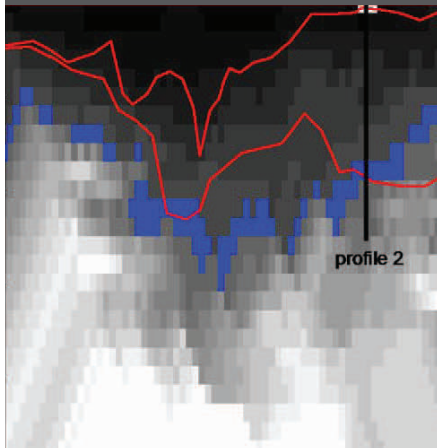
References

- Amitrano, D., Gaffet, S., Malet, J.-P. and Maquaire, O. [2007] Understanding mudslides through micro-seismic monitoring: the Super-Sauze (South-East French Alps) case study. *Bulletin de la Société Géologique de France* 178(2), 149-157.
- Brückl, E. and Mertl, S. [2006] Seismic Monitoring of Deep-Seated Mass Movements. *INTERPRAEVENT International Symposium 'Disaster Mitigation of Debris Flows, Slope Failures and Landslides.'* Universal Academy Press, Tokyo, Japan, 571-580.
- de Montety, V., Marc, V., Emblanch, C., Malet, J.-P., Bertrand, C., Maquaire, O. and Bogaard, T.A. [2007] Identifying the origin of groundwater and flow processes in complex landslides affecting black marls: Insights from a hydrochemical survey. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(1), 32-48.
- Flageollet, J.-C., Malet, J.-P., Maquaire, O. and Schmutz, M. [2004] Integrated investigations on landslides: example of the Super-Sauze earthflow. In: Casale, R., Margottini, C. (Eds) *Natural Disasters and Sustainable Development*, Springer-Verlag, Berlin, 213-238.
- Flageollet, J.-C., Malet, J.-P. and Maquaire, O. [1999] The 3D structure of the Super-Sauze earthflow: a first stage towards modelling its behaviour. *Physics and Chemistry of the Earth*, 25(9), 785-791.
- Flageollet, J.-C., Maquaire, O., Martin, B. and Weber, D. [1999] Landslides and climatic conditions in the Barcelonnette and Vars basins (Southern French Alps, France). *Geomorphology*, 30, 65-78.
- Grandjean, G., Malet, J.-P., Bitri, A. and Méric, O. [2007] Geophysical data fusion by fuzzy logic for imaging the mechanical behaviour of mudslides. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 178(2), 127-136.
- Hambrey, M. and Alean, J. [1994] *Glaciers*. Cambridge University Press, 208pp.
- Hambrey, M. J. and Lawson, W. J. [2000] Structural styles and deformation fields in glaciers: a review. In: Maltman, A. J., Hubbard, B. and Hambrey, M. J. (Eds) *Deformation of Glacial Materials*, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 176, 59-83.
- Henry, J.-B., Malet, J.-P., Maquaire, O. and Grussenmeyer, P. [2002] The use of small-format and low-altitude aerial photos for the realization of high-resolution DEMs in mountainous areas: application to the Super-Sauze earthflow (Alpes-de-Haute-Provence, France) *Earth Surface Processes and Landforms*, 27(12), 1339-1350.
- Joswig, M. [2008] Nanoseismic Monitoring fills the gap between microseismic networks and passive seismic, *First Break*, 26(6) 121-128.
- Malet, J.-P. and Maquaire, O. [2003] Black marl earthflows mobility and long-term seasonal dynamic in southeastern France. In: Picarelli, L. (Ed) *International Conference on Fast Slope Movements: Prediction and Prevention for Risk Mitigation*, Patron Editore, Bologna, 333-340.
- Malet, J.-P. [2003] *Les glissements de type écoulement dans les marnes noires des Alpes du Sud. Morphologie, fonctionnement et modélisation hydro-mécanique*. Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 364pp.
- Malet, J.-P., Maquaire, O. and Calais, E. [2002] The use of Global Positioning System for the continuous monitoring of landslides. Application to the Super-Sauze earthflow (Alpes-de-Haute-Provence, France). *Geomorphology*, 43, 33-54.
- Mikrocopter 2008. <http://www.mikrocopter.de>.
- Niethammer, U., Rothmund, S. and Joswig, M. 2009. UAV-based remote sensing of the slow-moving landslide Super-Sauze. In: Malet, J.-P., Remaitre, A., Boogard, T. (Eds) *Proceedings of the International Conference on Landslide Processes: from geomorphologic mapping to dynamic modelling*, Strasbourg, CERG Editions: 69-74.
- Roth, M., Dietrich, M., Blikra, L.H. and Lecomte, I. [2005] Seismic monitoring of the unstable rock slope at Åknes, Norway. *NORSAR Report for the International Centre for Geohazards*.
- Spillmann, T., Maurer, H., Green, A. G., Heincke, B., Willenberg, H. and Husen, S. [2007] Microseismic investigations of an unstable mountain slope in the Swiss Alps. *J. Geophys. Res.*, 112, B07301.
- UAVP [2008] <http://www.uavp.ch>.
- Varnes, D.J. [1978] Slope movement types and processes. In: Schuster, R. L. and Krizek, R. J. (Eds) *Landslides—Analysis and Control*. Rep. Natl. Res. Council. Transp. Res. Board, 176, 11-33.
- Walter, M. and Joswig, M. [2008] Seismic monitoring of fracture processes generated by a creeping landslide in the Vorarlberg Alps. *First Break*, 26(6), 131-135.
- Walter, M. and Joswig, M. [2009] Seismic characterization of slope dynamics caused by softrock-landslides: The Super-Sauze case study. In: Malet, J.-P., Remaitre, A., Boogard, T. (Eds) *International Conference on Landslide Processes: from geomorphologic mapping to dynamic modelling*, Strasbourg, CERG Editions, 215-220.
- Wilhelm, F. [1975] *Schnee- und Gletscherkunde*. Walter de Gruyter Press, 434pp.
- Wust-Bloch, G. H. and Joswig, M. [2006] Pre-collapse identification of sinkholes in unconsolidated media at Dead Sea area by Nanoseismic Monitoring, *Geophys. J. Int.*, 167, 1220-1232.

Anhang A3

WALTER, M., WALSER, M. & JOSWIG, M. 2011. Mapping Rainfall-Triggered Slidequakes and Seismic Landslide-Volume Estimation at Heumoes slope. *Vadose Zone Journal*. 10 (2): 487-495. doi:10.2136/vzj2009.0147.

M. Walter*
M. Walser
M. Joswig



This study describes the observation of dynamic processes and static properties at the creeping Heumoes slope, Vorarlberg, Austria, by passive and active geophysical methods. Applying nanoseismic monitoring, we were able to resolve the creeping continuous movement of the slope into discrete episodes of rainfall-triggered slidequakes, i.e., fracture processes. The landslide volume was estimated by refraction-seismic layer thickness determination.

Universität Stuttgart, Institute for Geophysics, Azenbergstrasse 16, 70174 Stuttgart, Germany. *Corresponding author (Marco.Walter@geophys.uni-stuttgart.de).

Vadose Zone J. 10
doi:10.2136/vzj2009.0147
Received 15 Oct. 2009.
Posted online 30 Mar. 2011.

© Soil Science Society of America
5585 Guilford Rd., Madison, WI 53711 USA.
All rights reserved. No part of this periodical may be reproduced or transmitted in any form or by any means, electronic or mechanical, including photocopying, recording, or any information storage and retrieval system, without permission in writing from the publisher.

Mapping Rainfall-Triggered Slidequakes and Seismic Landslide-Volume Estimation at Heumoes Slope

Applying the method of nanoseismic monitoring in field campaigns between 2005 and 2008 at the Heumoes landslide in the Austrian Alps, we discovered and located fracture processes with seismic local magnitudes (M_L) between -2.2 and -0.7 . The creeping Heumoes slope consists of weak sediments (loamy scree and glacial till) and moves an average of a few centimeters per year at the surface. The seismic detection of single fracture processes or initial stress relief resolves the creeping movement of the slope into discrete rupture episodes. The spatial distribution of fractures is concentrated in parts of the slope with higher deformation rates at the surface. The temporal occurrence correlates with rainfall events and reinforces the assumption of a rainfall-triggered slope movement. In addition, we observed weak local earthquakes ($M_L \sim 2$) with a distance of ~ 10 km to have an influence on fracture generation at the slope. Furthermore, an average thickness of ~ 20 m (and a maximum of >30 m) for the unstable sediment cover of Heumoes slope was determined by refraction seismic techniques along several seismic profiles. The slope's total volume is estimated to be 10^7 m³; its mass is approximately 1.6×10^7 Mg. The determination of the landslide volume is essential for further hazard assessment of the unstable Heumoes slope.

Abbreviations: FD, finite difference; LIAG, Leipzig Institute for Applied Geophysics; SNS, seismic navigating system.

As one of six subprojects within the research unit "Coupling of flow and deformation processes for modeling the movement of natural slopes," we have conducted geophysical investigations at the slow-moving Heumoes slope in the Vorarlberg Alps, Austria. The focus of our work is the application of active and passive seismic techniques to determine the volume of the landslide and to monitor single fracture processes during its movement. Because the discovery of fracture processes at the Heumoes slope for the first time was the focal point of our investigations, we describe the results of active and seismic measurements in the order of their significance in this study.

The determination of the slope's geometry and the unstable volume and mass of a landslide is essential for any modeling of its movement and for hazard assessment (e.g., Bogaard, 2001; Tsaparas et al., 2002). To make this determination, we applied refraction and reflection seismic techniques in cooperation with the Leipzig Institute for Applied Geophysics (LIAG), Hannover, Germany, at the Heumoes slope in Austria in June 2006. The results of the analysis of the refraction seismic measurements are presented here.

In addition to active seismic approaches, we applied the nanoseismic monitoring method (Joswig, 2008) in several field campaigns between 2005 and 2008 to the Heumoes slope to detect and locate single fracture processes during the movement of the landslide. The spatiotemporal occurrence of these fractures as well as the influence of hydrologic and hydraulic parameters to slope stability resolves their relationship and interaction.

General Setting and Prior Investigations

The slow-moving Heumoes slope is situated in the Vorarlberg Alps in Austria, around 25 km south of Bregenz (Fig. 1). The landslide extends 1800 m in length and 600 m in width, with elevations between 940 m (east) and 1360 m (west).

The unstable slope material consists of very heterogeneous loamy scree and glacial till, which is mainly comprised of silty and clayey material as well as glacial components of

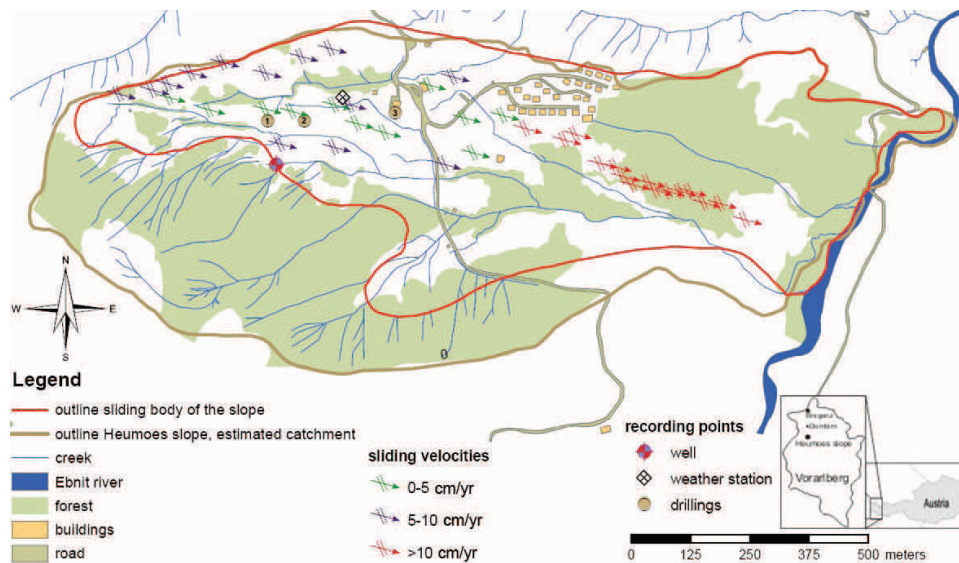


Fig. 1. Location of the Heumoes slope and general setup, with locations of the well, the weather station, and drillings. The movement velocities determined by global positioning system and terrestrial measurements are after Lindenmaier et al. (2005).

varying size from the surrounding bedrock. The bedrock basement consists of layered upper cretaceous marls. A natural wellspring, located at the interface between the sliding sediments and the bedrock, functions as a water pressure gauge and as an indicator for the surface runoff during precipitation at the Heumoes slope (Lindenmaier et al., 2005; Fig. 1).

The movement of the Heumoes slope has been observed since the 1990s using various approaches. These investigations were mainly focused on the determination of geotechnical, hydrologic, and hydraulic relationships that led to measurable displacements at the surface of a few centimeters per year (Fig. 1). A coupling of heavy rainfall and subsurface water dynamics was monitored by Lindenmaier et al. (2005), indicating that a rainfall-triggered movement of the Heumoes slope is most likely.

◆ Refraction Seismic Determination of Landslide Volume

The goal of our research group is to develop a comprehensive model for the instability of the Heumoes slope. Until now, the thickness of the unstable sediments could only be determined by three boreholes (Fig. 1), which were drilled in 1998 and 2007 (Wienhöfer et al., 2009). In this study, we determined how the entire volume of the landslide could be probed by applying P-wave refraction and S-wave reflection seismic measurements.

The application of refraction seismic methods is based on the integral measurement of the P-wave velocity, allowing determination of the thickness of dominant layers underground (e.g., Kearey et al., 2003; Sharma, 1997). Beside this method, reflection seismic applications provide the resolution of local discontinuities in the subsurface, but are linked with a much higher financial and logistical effort. Generally, these active seismic measurements at the surface can provide three-dimensional information on the underground geometry. A preliminary estimation of landslide volume

was derived by processing the refraction seismic measurement data of this study.

Data Acquisition

During a field campaign in June 2007, refraction seismic measurements were performed along two main profiles across the unstable part of the Heumoes slope (Fig. 2). Three 24-channel Geometrics datalogger with 72 SM4 (14 Hz) geophones (Geometrics, San Jose, CA), provided by the LIAG and Geosym (Hannover, Germany), were used for data acquisition. A seismic impulse source system was used as the energy source (Buness et al., 2000). The LIAG also provided a monitoring car, which allowed real-time checking of data quality in the field. The geophone spacing was 5 m, but was reduced to 2 m where a small thickness of the sediment body was presumed. The shot point distance varied from 18 to 25 m. The sampling interval was set to 1 ms, and the recording length was 2000 ms.

The main profiles were perpendicular to each other, across the center of the slope. Profile 1 was located along the dirt road running in a south–north direction (Fig. 2) starting at the bedrock outcrops (Fig. 1 and 2). The total length of Profile 1 was 400 m, with a 16-m difference in elevation. Profile 2, with 600 m length and a 100-m elevation difference was installed near a ski lift in the east–west direction (Fig. 2). Profile 2 was close to a borehole (Fig. 2) that was drilled in 2007 (Wienhöfer et al. 2009) to gain reference information regarding the depth of the sediment body as well as internal structures. The intersection with Profile 1 was at 237 m, and an additional short profile (Profile 3) intersected at 580 m. Profile 3 was 90 m long in a south–north direction, close to the natural spring in the southern part of the slope, to determine the lateral boundary between the sliding material and bedrock there (Fig. 1).

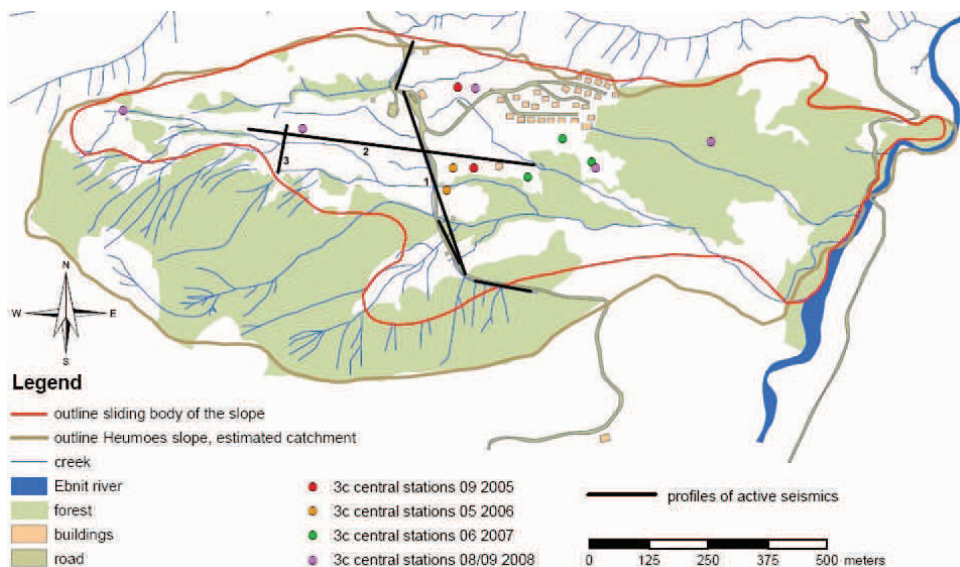


Fig. 2. Location of the profiles of the refraction seismic measurements (2007 campaign) and location of the seismic navigating systems (SNS) (only the 3c central stations, which record soil movements in the north–south, east–west, and vertical directions, of the SNS are shown) during the field campaigns between 2005 and 2008 to monitor single fracture processes.

Data Processing

The software ReflexW (www.sandmeier-geo.de; verified 23 Feb. 2011) was used for processing the acquired seismic data. The ReflexW program allows the application of different seismic methods on the basis of the picked first arrivals. After creating the runtime diagrams (e.g., Sharma, 1997), we applied finite difference (FD) wavefront analysis, which is based on the eikonal equation (Sandmeier, 2005) and refraction seismic tomography. Both applications are inversion methods but were applied independently of one another. The similarity of the results from the two methods marks a measure of the convergence of the generated underground models (Sandmeier, 2005). The FD wavefront analysis was applied due to the fact that the internal structure of the Heumoes slope shows an immense complexity resulting in lateral variations of the seismic velocities that can be considered. The measured wave fields were traced back sequentially from top to bottom by the refraction processes at the internal boundaries (Sandmeier and Liebhardt, 2005).

To apply refraction seismic tomography, no correlation of run times to any layers or internal boundaries is necessary, but a high overlap of crossing seismic rays is needed (Sandmeier, 2005). The first model simply implied a lateral constant seismic velocity at the surface and a constant velocity gradient to the depth. To consider the heterogeneity of the underground, the seismic velocity for each cell of the underground model can be calculated using the simultaneous iterative reconstruction technique with respect to the picked phase onsets of each geophone. One cell characterizes the space increment used for the numerical calculation and was chosen to be 1 m.

Results from the Refraction Seismic Measurements

Several models of the subsurface were generated from the acquired seismic data by applying FD wavefront analysis

and refraction seismic tomography. The quality of the calculated layer models was verified by applying the bootstrap method: several layer models were calculated by using half of the data set and were verified with the model achieved by using the entire data set. The verification of these models allowed an estimation of the quality of a model regarding the characteristics of layers like shape, orientation, and thickness. The following results are based on the consideration of the margin of error of each method because the enormous heterogeneity of the underground at the Heumoes slope caused ambiguous results by modeling the refraction seismic measurements. The optimum result regarding the underground structure was achieved by using a two-layer above half-space model.

Generally, the P-wave velocities of the first layer varied between 500 and 700 m/s, while the second layer was defined by higher P-wave velocities between 1600 and 1800 m/s. Within the bedrock, the P-wave velocities had higher values, up to 3600 m/s (Fig. 3–5). The considerably low P-wave velocities of the unstable material compared with those of the bedrock are quite common for

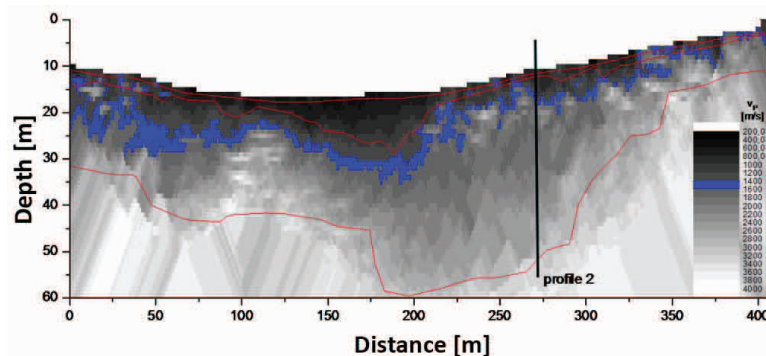


Fig. 3. Results of the refraction seismic measurements at Profile 1: finite difference wavefront analysis (layer model given by the red lines) and refraction seismic tomography (P-wave velocity, v_p , scaled in levels of gray), additionally highlighted v_p for water (blue).

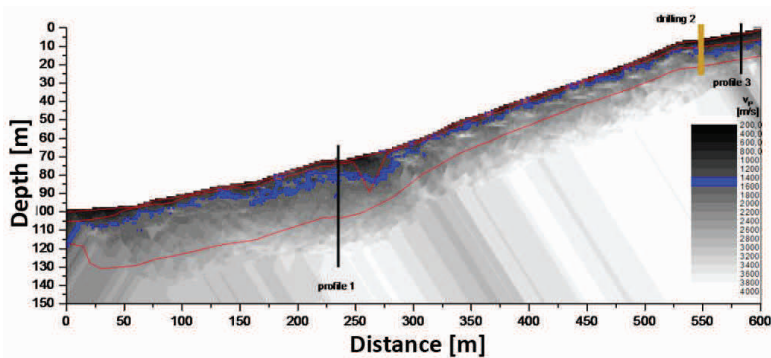


Fig. 4. Results of the refraction seismic measurements at Profile 2: finite difference wavefront analysis (layer model given by the red lines) and refraction seismic tomography (P-wave velocity, v_p , scaled in levels of gray), additionally highlighted v_p for water (blue) and location of intersection points with Profiles 1 and 3 (black lines) as well as the location of Drilling 2 close to Profile 2 (brown line).

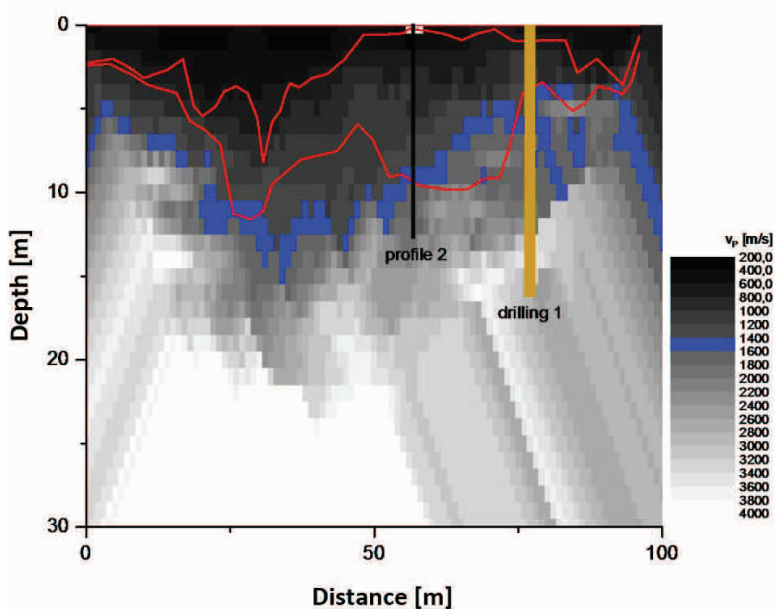


Fig. 5. Results of the refraction seismic measurements at Profile 3: finite difference wavefront analysis (layer model given by the red lines) and refraction seismic tomography (P-wave velocity, v_p , scaled in levels of gray), additionally highlighted v_p for water (blue) and location of the intersection points with Profile 2 (black line) as well as the location of Drilling 1 close to Profile 3 (brown line).

sedimentary bodies and in agreement with prior seismic investigations at the Heumoes slope (Walter and Joswig, 2008). The range of the P-wave velocity within the sliding material was probably caused by lateral and vertical changes in water saturation induced by the high heterogeneity of the material (e.g., Sharma, 1997). The P-wave velocities of the bedrock were also consistent with those observed at the landslide in previous studies (Walter and Joswig, 2008).

The top layer, with a thickness of around 3 m, was present along all profiles (Fig. 3–5), except in the middle of Profile 2, where measurements of the ski lift building disrupted the natural structure of

the subsurface. The thickness of the second layer ranged between 20 and 30 m at all profiles. The cuts along Profile 1 were caused by creeks, which eroded the material (Fig. 3). The determined depth of the second layer's lower boundary differed between ~ 40 m at Profile 1 and ~ 35 m at Profile 2. This variation was caused by the least-squares smoothing of the inversion scheme and indicates perturbation effects of slope heterogeneity (Fig. 3 and 4) that could not be resolved by the forced two-layer model. The thickness of the second layer increased in the eastern direction at Profile 2, where the gradient at the surface also decreased.

We assume that the unstable material accumulated in the middle part of the slope because of an abrupt rise in bedrock topography at the end of Profile 2. This interpretation could also explain the lower movement velocities at the surface in the middle part of the slope, which have been observed by terrestrial measurements (Lindenmaier et al., 2005; Fig. 1). The boundary between the top and second layers marks the boundary between the water-saturated and unsaturated zones within the sediments. Figures 3, 4, and 5 illustrate the velocity range between 1400 and 1600 m/s of the refraction seismic tomography model for each profile (shown in blue)—the expected values for completely water-saturated sediments (e.g., Sharma, 1997). The overlaid layer model obtained by the FD wavefront analysis proved the assumption that the sediments within the top layer were unsaturated, while the second layer marked the saturated zone. The depth of the lower boundary of the second layer to the bedrock below has been verified by the vertical profile of the borehole drilled in September 2007 close to Profile 2 (Fig. 1 and 2; Wienhöfer et al. 2009). It appears that the depth determined by the refraction seismic measurements does not correlate with the boundary between the unstable material and the bedrock because the drilling there showed that the bedrock occurs at a depth of ~ 22 m. The drilling profile does show, however, that the material of the last few meters above the bedrock mainly consists of hard rock fragments without any soft rock material (Wienhöfer et al. 2009), which were deposited at the base of the former glacier. Measurements from inclinometer devices at different depths in this borehole showed the existence of a shear band within the unstable soft rock material at a depth of around 9.50 m (Wienhöfer et al. 2009) along which the movement of the Heumoes slope takes place. Therefore, the determination of the soft rock volume above the hard rock fragments is reliable for the estimation of the vulnerability of the entire landslide. The generation of shear bands takes place within the soft rock material caused by a decreased shear strength compared with the hard rock fragments below (Avci and Ehlers, 2008; Ehlers et al. 2004).

The subsurface model along the profiles of the refraction seismic measurements, geologic mappings (Lindenmaier et al. 2005), geologic information from cuts by creeks, borehole profiles (Wienhöfer et al. 2009), and additional information from drillings obtained by civil works of local residents were used to estimate the volume of the unstable soft rock material by calculating a three-dimensional model (Fig. 6). The volume was determined to be around 10^7 m^3 . With an average density of 1.7 g/cm^3 , the mass of the soft rock material was estimated to be around $1.6 \times 10^7 \text{ Mg}$.

◆ Mapping of Rainfall-Triggered Fracture Processes

During four field campaigns from 2005 to 2008, we were able to detect and localize fracture processes during the movement of the Heumoes slope by applying the nanoseismic monitoring method (Joswig, 2008). Nanoseismic monitoring acts as a seismic “microscope” to detect small impulsive signals in the subsurface and was first used to map sinkholes in Israel (Wüst-Bloch and Joswig, 2006). A pilot study at the Heumoes slope was performed in 2005, when we discovered fracture processes for the first time (Walter and Joswig, 2008). The existence of such signals was not expected due to the lack of brittle material that would generate any fractures, since the unstable material of the Heumoes slope mainly consists of weak glacial sediments.

Fracture processes (i.e., slidequakes; Gomberg et al., 1995) can be interpreted as micro-earthquakes or initial stress relief caused by the change in the state of stress of the respective material due to the instability of the entire slope. Fracture processes on landslides consisting of hard rock (fragments) have been monitored by, e.g., Brückl and Mertl (2006) in the Austrian Alps, Spillmann et al. (2007) in the Swiss Alps, and Roth et al. (2005) at the Åknes fjord in Norway. The detected fractures in these studies were caused by brittle deformation of the respective slope material. Trigger mechanisms for slope instability, like strong rain events or earthquakes, could not be identified in these studies. The influence of rain events on the state of stress within the upper Earth’s crust was observed by Hainzl et al. (2006) in the area of Mount Hochstaufen in the German Alps. In that study, rain events caused local earthquakes of magnitudes $M_L > 0.0$ at a depth of a few kilometers. As opposed to these previous studies, we observed outside influences on the stability of the Heumoes slope by analyzing the spatiotemporal occurrence of fracture processes with local magnitudes $M_L < 0.0$ caused by slope deformations near the surface at a few meters depth.

Data Acquisition and Data Processing

Seismic data were acquired during four field campaigns in September 2005, May 2006, June 2007, and August to September 2008, each one between 1 and 4 wk in duration. For each campaign, we deployed between two and five seismic mini-arrays on the Heumoes slope to concentrate on special slope areas where higher movement rates were observed or to cover the entire landslide (Fig.

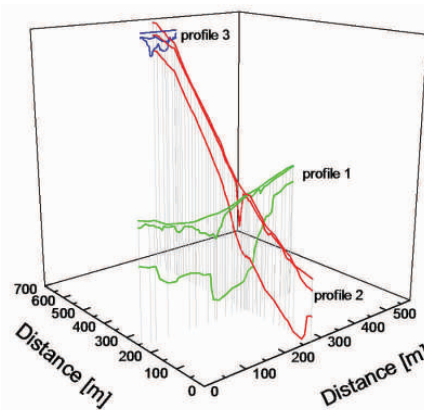


Fig. 6. Three-dimensional illustration of the topography across the chosen profiles and modeled layers by finite difference wavefront analysis.

2). Each seismic navigating system (SNS) consists of one three-component and three one-component short-period seismometers with apertures of 40 to 50 m. Data were recorded in continuous mode with a sampling rate of 400 Hz. The data were processed using the software HypoLine, an interactive, graphic jackknife tool that displays the most plausible solution for low signal/noise ratio signals, resolving the influence of individual parameters on the event localization in real time (Joswig, 2008).

The raw data were high-pass filtered above 5 Hz to eliminate anthropogenic noise and to increase the signal/noise ratio. Because it was assumed that brittle failure takes place within the soft rock sedimentary cover, a layer over a homogeneous half-space model was used for event localization and delivered the highest localization accuracy of calibration shots; a three-dimensional model was not used. The P-wave velocity of the sediment layer varied between 450 and 600 m/s depending on its water saturation. This was observed by analyzing several active seismic measurements, which were performed in addition to each field campaign. The average thickness of the top layer was determined by the refraction seismic analysis to be 20 m. Below, the half-space was characterized by a much higher P-wave velocity of $\sim 2100 \text{ m/s}$, also shown by the refraction seismic measurements (Fig. 3–5).

Signal Analysis

Strict signal criteria had to be used to unambiguously validate the relationship between the recorded signals and potential source processes within the unstable material of the Heumoes slope. First, valid signals had to be detected by at least all the sensors of two SNS to exclude meaningless and insignificant parasitic noise sources. In addition, a minimum signal duration of 0.5 s and maximum signal duration of 4.0 s was the mandatory setting based on previous experiences with the analysis of calibration shots with the seismic impulse source system (Fig. 7) and the seismic monitoring of fracture processes on other landslides (Walter and Joswig, 2009). The apparent velocities, achieved by beam-forming

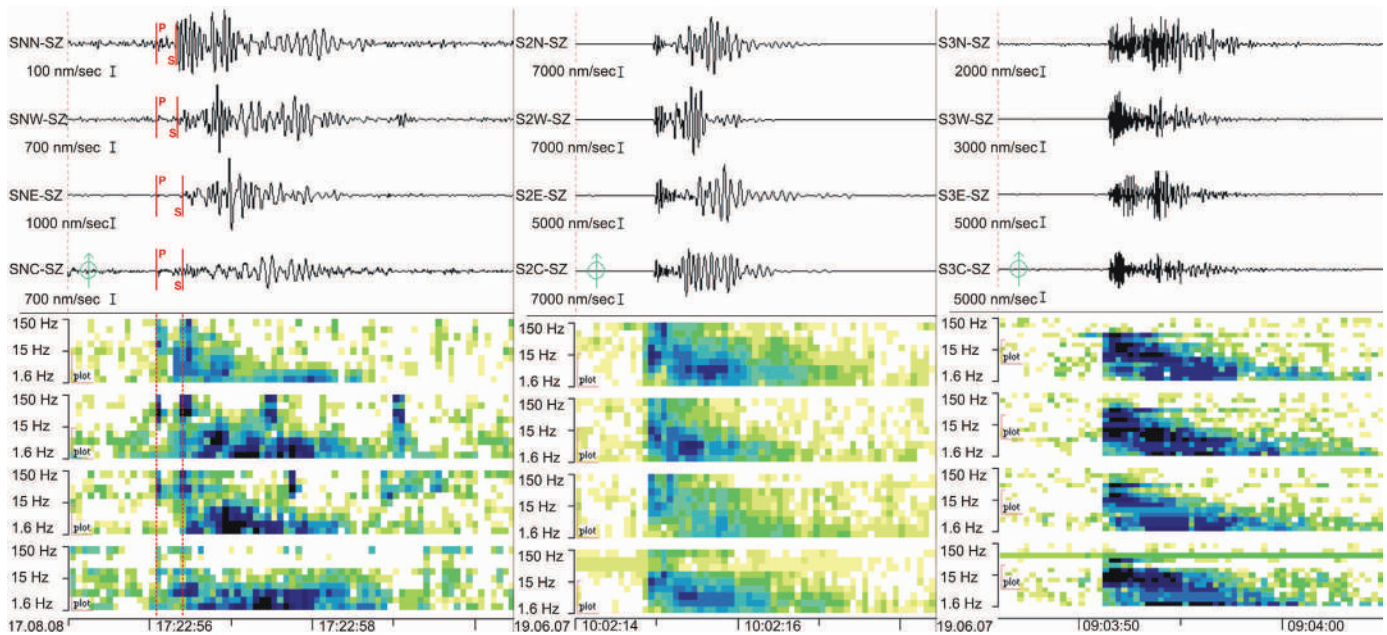


Fig. 7. Waveforms and sonograms of the vertical traces of one seismic navigating system (SNS): the three upper traces belong to the outer stations, the lower one to the vertical component of the 3c central station. Left: fracture process of local magnitude (M_L) = -1.6 in ~ 220 -m distance (the phase onsets are marked); middle: calibration with the Seismic Impulse Source System (SISSY) within the SNS; right: local earthquake of M_L = 1.7 in ~ 10 -km distance. Note the different amplitude and time scales.

techniques (Joswig, 2008) for each SNS, were then tested for consistency. Finally, signal frequency characterization by sonogram analysis enabled a reliable identification of waveforms presenting high similarity. Figure 7 shows standard waveforms and sonograms of such fracture processes compared with those of local earthquakes and calibration shots. The frequency content of these signals, which is rather similar to those of weak local earthquakes (Fig. 7), suggests that material attenuation by the weak sediments is less dominant than expected (Walter and Joswig, 2008). Only the amplitudes and the signal lengths of the various signals differ distinctly from one another. The amplitude of the fracture event in Fig. 7 varies between 100 and 1000 nm/s, the one of the calibration shot between 5000 and 7000 nm/s, and the one of the local earthquake between 700 and 2000 nm/s. The amplitude variation was caused by the heterogeneity of the slope material, which resulted in strong path effects. At the same time, the signal length of the fracture process and calibration shot was ~ 3 s, while the signal length of the local earthquake was ~ 8 s. These observations can be explained by the varying energy release depending on the epicentral distance of the different sources. The signal energy of the P-phases concentrated at higher frequencies (~ 10 – 120 Hz) than the S-phases (~ 10 – 70 Hz). Consequently, only a few of these events were recorded at all SNS. To locate them, the events had to be recorded on least at two SNS. Due to the short epicentral distances, the different wave phases can hardly be separated (Spillmann et al., 2007). In contrast to the P-phase, the later arriving wave phases cannot be separated from each other, which is indeed not necessary for event localization. The onset of a mixed coda of S-waves and surface waves with a velocity of ~ 300 m/s,

which is quite similar to the S-wave velocity within the unstable material determined with the calibration shots, could be identified. Caused by the relatively low S-wave velocity of 310 m/s and probably superficial source mechanisms, surface waves are present in the coda. The phase onsets were picked manually; the emergent signal onsets may result from the intense scattering of signal energy in the highly heterogeneous soft rock material. The detection threshold, also used for reasonable localization results of the fracture events of the Heumoes slope, was estimated to be $M_L = -1.4$ for a slant distance of ~ 350 m. The accuracy of localization was estimated by the analysis of calibration shots to be $\sim 10\%$ of the epicentral distance.

Results from the Seismic Monitoring of Slope Dynamics

During the four field campaigns between 2005 and 2008, we recorded and localized a total of 39 fracture events with magnitudes $-2.2 \leq M_L \leq -0.7$ during the movement of the Heumoes slope. The epicenters of these localized events are displayed in Fig. 8. The majority of events were located in the central section of the landslide, clustered in its northern part, which displays higher surface displacement rates compared with its middle part (Fig. 1). Because the eastern part of the slope showed the highest movement rates at the surface (Fig. 1), one would expect to detect many more events generated in this slope area. The material in the eastern part of the slope is water saturated at all times, while the water saturation of the sliding material in the other parts of the Heumoes landslide varies seasonally (Schneider, 1999; Lindenmaier et al., 2005). The eastern part of the slope is also dominated by glacial till, while layered loamy scree characterizes the other parts of the

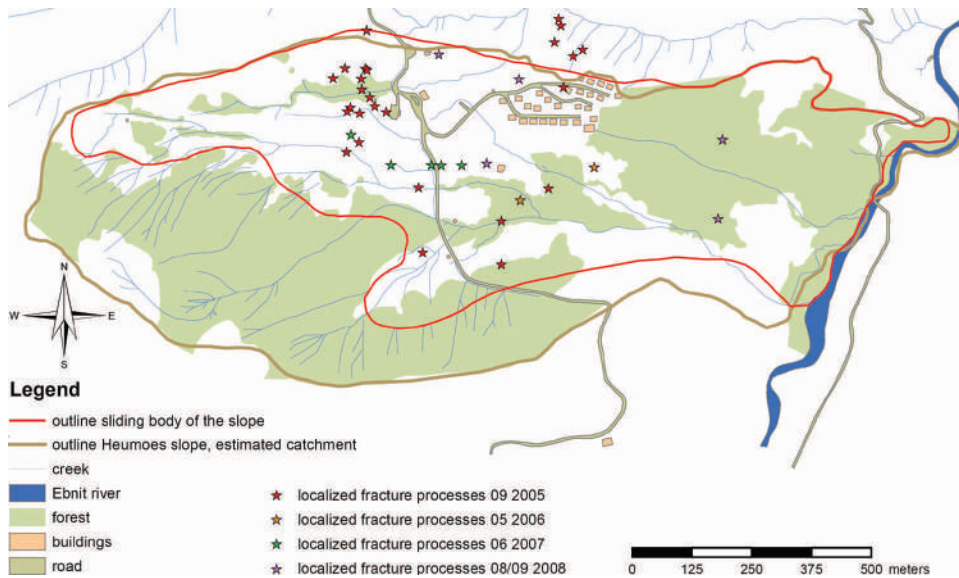


Fig. 8. Epicenters of the localized fracture processes at the Heumoes slope during the field campaigns between 2005 and 2008.

slope (Lindenmaier et al., 2005). For this reason, we assume that the generation of measurable seismic events caused by deformation processes of the landslide material is dependent on the water saturation of the soft rock material. Prior work at the mudslide in Super-Sauze in the southern French Alps, which consists of comparable soft rock material, supports this assumption (Walter and Joswig, 2009).

All the fractures were recorded between 5 and 26 h after the last maxima of rainfall events. Except for the five events that were recorded during the field campaign in June 2007, all the signals were generated in the time gap occurring between the response time of the wellspring (a few minutes after intense rainfalls) and the response time of the piezometers at different depths (Lindenmaier et al., 2005). Lindenmaier et al. (2005) previously determined the response times of piezometers at different depths after rain events (>5 mm/h). The piezometers were installed at depths of 5.5 and 12 m at the Heumoes slope in 1998 in Borehole 3 (Fig. 1). They observed response times from a few minutes at a depth of 5.5 m up to 26 h at a depth of 12 m. Due to the generally low hydraulic conductivity (10^{-7} m/s) of the gley soils of the slope, this reaction at the 5.5-m depth cannot be triggered by vertically infiltrating surface water. Lindenmaier et al. (2005)

stated the hypothesis that these fast reactions are due to propagation of the pressure signal that originates from the subsurface lateral water movement.

Remarkably, 27 fracture events of the total number of 39 events were detected during the field campaign in September 2005 (Fig. 8). Figure 9 shows the rain intensity (red graph) and the water level of the wellspring (blue graph) during that field campaign. The water level of the wellspring indicates the state of the water-pressure system of the entire mudslide (Lindenmaier et al., 2005). Figure 9 also displays the time distribution and magnitude of these 27 events. The coincidence of the temporal occurrence of the fracture events and rainfall reinforces the assumption that these signals are likely to have been generated by precipitation-induced material failure within the sliding material of the Heumoes landslide.

One explanation of the fact that no events were detected during the rainfall events of September 2005 and during those of the other field campaigns is the higher level of background noise (about one order of magnitude higher) that is observed during heavy rainfall and significantly reduces event detection capacities. The majority of the events were recorded in September 2005, although comparable amounts of precipitation were recorded during the other

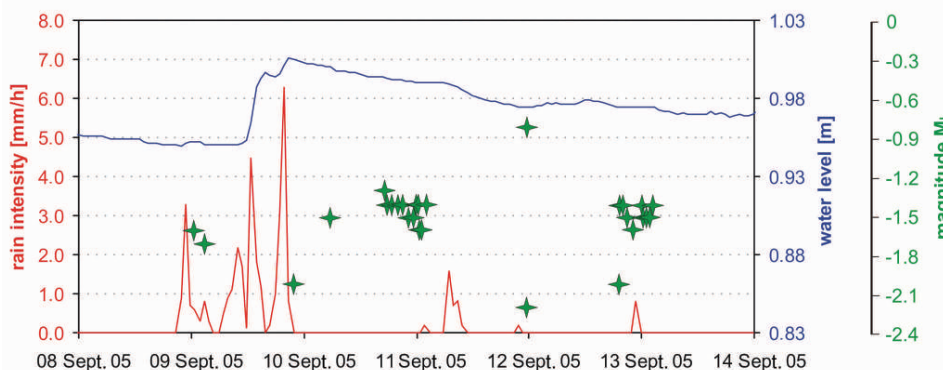


Fig. 9. Rain intensity (red), water level of the wellspring, and temporal occurrence of the recorded fracture processes with their local magnitudes (green) during the field campaign from 8 to 14 Sept. 2005.

field campaigns (except the one in June 2007). A reason for that is probably the complex hydrology of the subsurface. Because it is rather unexpected for such sedimentary material to fail in a brittle manner, we assume that the detected signals were produced by a sudden excessive deformation rate depending on the water saturation of the slope material. It is possible that the slope material during the field campaign in September 2005 was simply less water saturated than during the other measurement periods. This consideration can also explain why the lowest event magnitudes ($M_L < -1.8$) were recorded in September 2005, while the highest magnitudes ($M_L > -1.0$) were observed during the field campaigns in May 2006 and August to September 2008.

As mentioned above, a coupling of rainfall events and the temporal occurrence of fracture processes was not observed in June 2007 due to the minimal amount of precipitation during this field campaign; however, all five of the recorded fracture events in June 2007 (Fig. 8) occurred between 5 and 70 min after two local earthquakes with magnitudes of $M_L = 2.0$ and 2.1 , respectively. As the epicenters of these two local earthquakes were localized to a distance of only ~ 10 km from the Heumoes slope, it appears that local tectonic dynamics can also affect the slope stability because other outside influences can be excluded for the specific time period in June 2007.

◆ Conclusions and Discussion

Refraction Seismic Measurements

By applying active seismic measurements to the Heumoes slope, we could estimate its unstable volume and mass for the first time, which is absolutely necessary for any numerical modeling of its complex behavior and for estimating its vulnerability. We applied refraction seismic techniques along several profiles across the slope to estimate its internal structures. Several inversion methods (FD wavefront analysis and refraction seismic tomography) were used to calculate different models of the subsurface. Statistical methods, e.g., the bootstrap method, were applied to verify the quality of the calculated layer models. Additional information obtained by, for example, drillings was also implemented in the models.

The optimum result of the subsurface structure was obtained by using a two-layer above half-space approach. The P-wave velocities of the first layer varied between 500 and 700 m/s, while the second layer was characterized by higher P-wave velocities between 1600 and 1800 m/s. The bedrock below showed P-wave velocities up to 3600 m/s. The boundary between the upper two layers probably marks the boundary between the water-saturated and unsaturated zones within the sediments. The unstable sediment body sliding on the bedrock below showed an average thickness of ~ 20 m and a maximum of >30 m. We estimated the volume to be $\sim 10^7$ m³; its mass was estimated to be around 1.6×10^7 Mg.

We are aware that further investigations need to be performed to determine the geometry of the unstable sediments more precisely.

To do so, the refraction seismic measurements at the Heumoes slope have been combined with reflection seismic investigations in cooperation with the LIAG using a shear-wave vibrator system. The recorded data are currently being processed and analyzed; the results will be implemented in a future subsurface model. Because the eastern part of the slope, which shows the highest movement rates at the surface, is more or less inaccessible due to the thick forest there, common geophysical investigations cannot be performed easily in this slope area. In the future, however, another passive seismic technique will be applied in that area—the H/V method (Nakamura, 1989; Parolai et al. 2002). Generally, this method allows punctual estimation of the thickness of sediment bodies by analyzing their resonance frequency depending on the spectral ratio of the horizontal to the vertical trace.

Seismic Monitoring of Slope Dynamics

Discrete fracture processes during the movement of the Heumoes slope, which consists of weak glacial sediments, were observed during several field campaigns by applying nanoseismic monitoring. Spectral signal analyses as well as further processing steps have to be performed to unambiguously validate the relationship between the recorded signals and potential source processes within the unstable material of the Heumoes slope. We were able to detect and localize a total of 39 fracture processes with magnitudes between $-2.2 \leq M_L \leq -0.7$. The localized fracture events clustered in the central part of the slope and correlate there, by trend, to slope areas showing higher deformation rates at the surface. We assumed a generation of measurable fracture processes within these sediments depending on their water saturation, because material deformation in a brittle manner is needed to detect impulsive fractures at all. Because the material of the most eastern part of the slope, which shows the highest movement rates at the surface, is completely water saturated at all times, we were unable to detect many fractures in this area for the same reason. The determination of source mechanisms by in situ field experiments under varying climatic conditions marks a priority of our future work at the Heumoes slope.

Most of the fracture processes occurred between 5 and 26 h after intense rainfalls, with the time gap occurring between the response time of the wellspring (a few minutes after intense rainfalls) and the response time of the piezometers at different depths (between 5 h and 1 d after intense rainfalls) (Lindenmaier et al., 2005). This correlation of the temporal occurrence of the fracture events and rainfall reinforces the assumption that these signals may be generated by precipitation-induced material failure within the sliding material of the Heumoes landslide. During the field campaign in June 2007, we observed that besides rainfall, local earthquakes of $M_L \sim 2.0$ influenced the stability of the Heumoes slope as well.

Because the source depth of the fracture events could not be evaluated due to the sparse measurement station distribution, it was not possible to estimate either at which depth or along which

material interface the source processes took place. In the future, our efforts will focus mainly on providing precise and reliable three-dimensional event locations and validating the correlation between seismic signals and hydrodynamics as well as further outer influences, e.g., local earthquakes, during extended time periods and under varying climatic conditions. To do so, a permanent network of three SNS was installed in August 2009 to validate the prior observations and to statistically confirm the spatiotemporal occurrence of fracture processes at the Heumoes slope. The determination of source mechanisms will be the focus of our future work. The shear resistivity of the slope material dependent on its water saturation will be investigated to analyze possible material deformations that lead to seismic observations with respect to the hydrologic and mechanical behavior of the entire slope.

Acknowledgments

This research was performed within the research unit “Natural Slopes—Coupling of Flow and Deformation Processes for Modeling the Movement of Natural Slopes”, which is funded by the DFG (German Research Foundation). We thank C. Krawczyk, S. Grüneberg, and U. Polom from the LIAG Institute, Hannover, Germany, as well as G. Druivenga (GEOSYM, Hannover, Germany) for providing important field equipment, their support in the field, and the discussions that helped in the analysis and interpretation of the refraction seismic data. We are grateful to F. Lindenmaier, J. Wienhöfer, and E. Zehe (subproject “Hydrology and Seismic Technology” in the research unit “Natural Slopes”) for providing important meteorological, geotechnical, and hydrologic data. We also thank B. Heinze (Institute for Geophysics, Universität Stuttgart), who implemented the measured seismic data and results in a geographic information system.

References

Avci, O., and W. Ehlers. 2008. Realisation and modelling of geotechnical experiments. *Proc. Appl. Math. Mech.* 8:10401–10402.

Bogaard, T.A. 2001. Analysis of hydrological processes in unstable clayey slopes. Ph.D. diss. p. 192. *In* Netherlands geographical studies. Vol. 28. Knag/Faculteit Ruimtelijke Wetenschappen, Univ. of Utrecht, Utrecht, the Netherlands.

Brückl, E., and S. Mertl. 2006. Seismic monitoring of deep-seated mass movements. p. 571–580. *In* Disaster Mitigation of Debris Flows, Slope Failures and Landslides, Proc. INTERPRAEVENT Int. Symp., Pyatigorsk, Russia. 22–29 Sept. 2008. Universal Acad. Press, Tokyo.

Buness, A.H., G. Druivenga, and H. Wiederhold. 2000. Sissy—Eine tragbare und leistungsstarke Energiequelle. *Geol. Jahrb. Reihe E* 52:5263–88.

Ehlers, W., T. Graf, and M. Ammann. 2004. Deformation and localization analysis of partially saturated soil. *Comput. Methods Appl. Mech. Eng.* 193:2885–2910.

Gomberg, J., P. Bodin, W. Savage, and E. Jackson. 1995. Landslide faults and tectonic faults, analogs?: The Slumgullion earthflow, Colorado. *Geology* 23:41–44.

Hainzl, S., T. Kraft, J. Wassermann, H. Igel, and E. Schmedes. 2006. Evidence for rainfall-triggered earthquake activity. *Geophys. J. Int.* 33:L19303.

Joswig, M. 2008. Nanoseismic monitoring fills the gap between microseismic networks and passive seismic. *First Break* 26:121–128.

Kearey, P., M. Brooks, and I. Hill. 2003. An introduction to geophysical exploration. 3rd ed. Blackwell Publ., Oxford, UK.

Lindenmaier, F., E. Zehe, A. Dittfurth, and J. Ihringer. 2005. Process identification at a slow-moving landslide in the Vorarlberg Alps. *Hydrol. Processes* 19:1635–1651.

Nakamura, Y. 1989. A method for dynamic characteristics estimations of subsurface using microtremors on the ground surface. *Q. Rep. Railw. Tech. Res. Inst.* 30:25–33.

Parolai, S., P. Bormann, and C. Milkereit. 2002. New relationship between V_s , thickness of sediments, and resonance frequency calculated by the H/V ratio of seismic noise for the Cologne area (Germany). *Bull. Seismol. Soc. Am.* 92:2521–2527.

Roth, M., M. Dietrich, L.H. Blikra, and I. Lecomte. 2005. Seismic monitoring of the unstable rock slope at Åknes, Norway. NORSAR, Kjeller, Norway.

Sandmeier, K.-J. 2005. Einsatz der refraktionsseismischen Standard- und iterativen Interpretationsverfahren in der Praxis. p. 599–600. *In* E. Brückl et

al. (ed.) *Refraktionsseismik. Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten* 3. Springer, Berlin.

Sandmeier, K.-J., and G. Liebhardt. 2005. Iterative interpretationsmethoden. p. 566–572. *In* E. Brückl et al. (ed.) *Refraktionsseismik. Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten* 3. Springer, Berlin.

Schneider, U. 1999. Untersuchungen zur Kinematik von Massenbewegungen im Modellgebiet Ebnet (Vorarlberger Helvetikum). Ph.D. diss. p. 149. *In* Schriftenreihe Angewandte Geologie Karlsruhe. Vol. 57. Univ. of Karlsruhe, Karlsruhe, Germany.

Sharma, P.V. 1997. Environmental and engineering geophysics. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK.

Spillmann, T., H. Maurer, A.G. Green, B. Heincke, H. Willenberg, and S. Husen. 2007. Microseismic investigations of an unstable mountain slope in the Swiss Alps. *J. Geophys. Res.* 112:B07301, doi:10.1029/2006JB004723.

Tsaparas, I., H. Rahardjo, D.G. Toll, and E.C. Leong. 2002. Controlling parameters for rainfall-induced landslides. *Comput. Geotech.* 29:1–27.

Walter, M., and M. Joswig. 2008. Seismic monitoring of fracture processes generated by a creeping landslide in the Vorarlberg Alps. *First Break* 26:131–135.

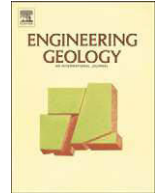
Walter, M., and M. Joswig. 2009. Seismic characterization of slope dynamics caused by softrock-landslides: The Super-Sauze case study. p. 215–220. *In* J.-P. Malet et al. (ed.) From geomorphologic mapping to dynamic modeling, Proc. Int. Conf. on Landslide Processes, Strasbourg, 6–7 Feb. 2009. CERG Ed., Strasbourg, France.

Wienhöfer, J., F. Lindenmaier, and E. Zehe. 2009. Temporal variability of a slow-moving landslide: The Heumöser Hang case study in Vorarlberg, Austria. p. 221–225. *In* J.-P. Malet et al. (ed.) From geomorphologic mapping to dynamic modeling, Proc. Int. Conf. on Landslide Processes, Strasbourg, 6–7 Feb. 2009. CERG Ed., Strasbourg, France.

Wust-Bloch, H., and M. Joswig. 2006. Pre-collapse identification of sinkholes in unconsolidated media at Dead Sea area by “nanoseismic monitoring” (graphical jackknife location of weak sources by few, low-SNR records). *Geophys. J. Int.* 167:1220–1232.

Anhang A4

WALTER, M., ARNHARDT, C. & JOSWIG, M. 2011. Seismic monitoring of rockfalls, slide quakes, and fissure development at the Super-Sauze mudslide, French Alps, *Engineering Geology*, doi:10.1016/j.enggeo.2011.11.002.



Seismic monitoring of rockfalls, slide quakes, and fissure development at the Super-Sauze mudslide, French Alps

M. Walter ^{a,*}, C. Arnhardt ^b, M. Joswig ^a

^a Universität Stuttgart, Institute of Geophysics, Azenbergstrasse 16, 70174 Stuttgart, Germany

^b RWTH Aachen University, Department of Engineering Geology and Hydrogeology, Lochner Strasse 4-20, 52064 Aachen, Germany

ARTICLE INFO

Article history:

Accepted 2 November 2011

Available online 13 November 2011

Keywords:

Slope dynamics
Seismic monitoring
Rockfalls
Slide quakes
Fissure development

ABSTRACT

Applying the method nanoseismic monitoring to the fast-moving mudslide in Super-Sauze (French Alps) we observed different types of seismic events caused by varying slope dynamics. We identified signals caused by rockfalls in the source area of the slope, and different types of signals, which had obviously been generated by material failure within the unstable part of the mudslide. Signal analysis and further investigations, e.g. the analysis of magnitude–frequency distribution and simultaneous measurements by nanoseismic monitoring and extensometer devices, revealed the generation of the observed seismic signals: fracture processes, i.e. slide quakes, within the unstable sediments and the development of fissures at the slope's surface. The spatial distribution of the epicenters (slide quakes), respectively the estimated source area (fissure development), correlates well with parts of the slope moving with higher velocities at the surface. Most of these signals were generated close to the in-situ crests, which are mostly covered by the mudslide material today, indicating specific dynamics in these particular slope areas.

© 2011 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Geophysical methods like active seismics, ground penetrating radar, and geoelectrical mapping and sounding can provide information about material parameters and the stratigraphy of the subsoil (e.g. Sharma, 1997; Kearey et al., 2003). Applied to landslides, geometrical conditions and mechanical material properties can be inferred (e.g. Grandjean et al., 2007). Compared to these static, active prospecting techniques, we applied passive seismological methods in order to continuously observe the varying dynamic processes during the movement of a mudslide in the French Alps.

During a field-campaign in June 2008, we were able to detect and analyze several seismic signals caused by varying dynamic processes at the fast-moving mudslide in Super-Sauze, southern French Alps by applying the method nanoseismic monitoring (Joswig, 2008). Nanoseismic monitoring acts as a seismic 'microscope' to detect small impulsive signals in the subsurface and was first applied to map sinkholes in Israel (Wust-Bloch and Joswig, 2006). A pilot study at the Heumoes slope in the Austrian Alps was carried out in 2005, where we were able to demonstrate the existence of measurable fracture processes during the movement of soft rock landslides by the use of nanoseismic monitoring (Walter and Joswig, 2008). The existence of such signals was not

expected due to the lack of brittle material deformation that would generate impulsive stress relief within such weak sediments.

Fracture processes on landslides consisting of hard rock (fragments) were monitored by e.g. Brückl and Mertl (2006) in the Austrian Alps, Spillmann et al. (2007) in the Swiss Alps and Roth et al. (2005) at the Aknes fjord in Norway. The detected fractures in these studies are probably caused by brittle deformation of the respective slope material. Compared to these studies, our work is focused on the characterization of seismic signals caused by deformations of soft rock landslide material. The terms 'fractures' and 'fracture processes' are commonly used by the seismological community and describe seismic events of low energy (microearthquakes), especially by the observation of induced seismicity (e.g. Lee and Stewart, 1981). Martel (2004) describes 'fractures' as shear failures of landslide material. Due to the assumed analogs of shear failures of landslides and stress relief along tectonic fault systems by means of strike slip deformations, Gombert et al. (1995) suggested to establish the term of 'slide quakes' describing the fracturing or initial stress relief of slope material by means of brittle failure.

Here, we present the results of the seismic observations and characterization of varying dynamics at the mudslide in Super-Sauze by analyzing the spatio-temporal occurrence of slope deformations. Besides the observed dynamics caused by deformations of the mudslide itself (slide quakes), we recorded rockfalls occurring frequently in the source area of the mudslide, which actually lead to the enormous movement velocities of the mudslide from the mass-balancing point of view. Additionally, we observed signals caused by fissure development.

* Corresponding author.

E-mail address: Marco.Walter@geophys.uni-stuttgart.de (M. Walter).

2. General setting and prior investigations

The mudslide at Super-Sauze is situated in the Barcelonnette Basin in the Southern French Alps, about 100 km north of Nice (Figure 1). The mudslide started to form in the 1960s and today it measures 850 m long with an elevation between 2105 m (crown) and 1740 m (toe). The unstable slope with an estimated volume of 750,000 m³ mainly consists of heterogeneous soft Jurassic, black marls and shows an immense dynamic behavior with displacement velocities of more than 3 cm/day (Amitrano et al., 2007). The observed displacements of the mudslide vary: the highest average movements can be observed in the mid-part of the slope and decrease in toe direction to less than 2 mm/day (Figure 2). The influence of the bedrock topography on the slope stability was investigated by e.g. Malet (2003). He observed that stable buried in-situ crests at the bedrock of the mudslide directly affect the behavior of the entire slope, and that gullies between them canalize the unstable material, what causes the heterogeneous movement of the mudslide.

The mudslide at Super-Sauze has been the target of several investigations since the 1990s (Weber, 1994) in order to develop a comprehensive model for its slope instability. Geological (e.g. Weber and Herrmann, 2000), hydrological (e.g. Malet and Maquaire, 2003), geotechnical (e.g. Flageollet et al., 1996) and geophysical studies (e.g. Schmutz et al., 1999) were carried out to determine internal structures, the mechanisms, and the spectrum of influencing and interacting parameters leading to the enormous dynamic of the slope. Passive seismic investigations have been carried out on the mudslide by Amitrano et al. (2007) in order to determine the internal structures using the H/V-method (Nakamura, 1989; Parolai et al., 2002) and to record the dynamic processes. They describe how the seismic noise caused by the slope's movement correlates to displacement rates. Despite this observation, they could neither resolve single seismic events nor determine dynamic processes caused by the mudslide's movement, which lead to the increased seismic noise. That is the focus of this study by applying nanoseismic monitoring to the mudslide in Super-Sauze.

3. Data acquisition/data processing

Nanoseismic monitoring (Joswig, 2008) must be seen in a line of several approaches to extend the capabilities of seismic event location down to the level of ambient noise. Reference for these improvements is the classical concept of microseismic networks (e.g. Lee and Stewart, 1981). Seismicity is recorded by individual stations, reliable phase picking demands clear onsets and location utilizes the iterative Geiger approach. The quality control of location results is based on residual analysis of onset times. The complete opposite of microseismic networks properties is an approach recently adapted from exploration seismics, named Passive Seismic (e.g. Artman, 2006; Kochnev et al., 2007). The region of interest is covered by a large number of sensors, seismograms are stacked automatically in a grid-search method and potential events are identified by accumulation of radiated energy. No individual phase onsets can be identified, no single events can be separated out of a sequence of activity, nor can seismicity be distinguished from collocated noise sources. Depending on the number of stacked channels, signal-to-noise ratios of more than –15 dB can be handled. Between these two methods, nanoseismic monitoring offers a kind of third approach to improve the sensitivity of seismic monitoring down to background noise but to maintain the aspect of single event identification. The improvement is based on the increase in instrumental efforts by upgrading selected microseismic network sites to small arrays. Any small array (Seismic Navigating System – SNS) is comprised of a center, 3-c sensor, and a minimum of three outer instruments, 1-c seismometers in about 25–30 m distance. An even greater rate of success is due to an innovative concept for seismogram processing and event location, realized by the software HypoLine (Joswig, 2008): Any phase picking immediately results in displaying the related solution constraints, e.g. a circle for any t_S-t_P , a hyperbolae for any t_P-t_P permutation from different stations, or an array beam for related SNS phases. The quality of location is judged in a map by maximum concentration of information (circles, hyperbolae, beams or “hypolines”). The visual access to all aspects of location constraints supports a scheme of event processing where the

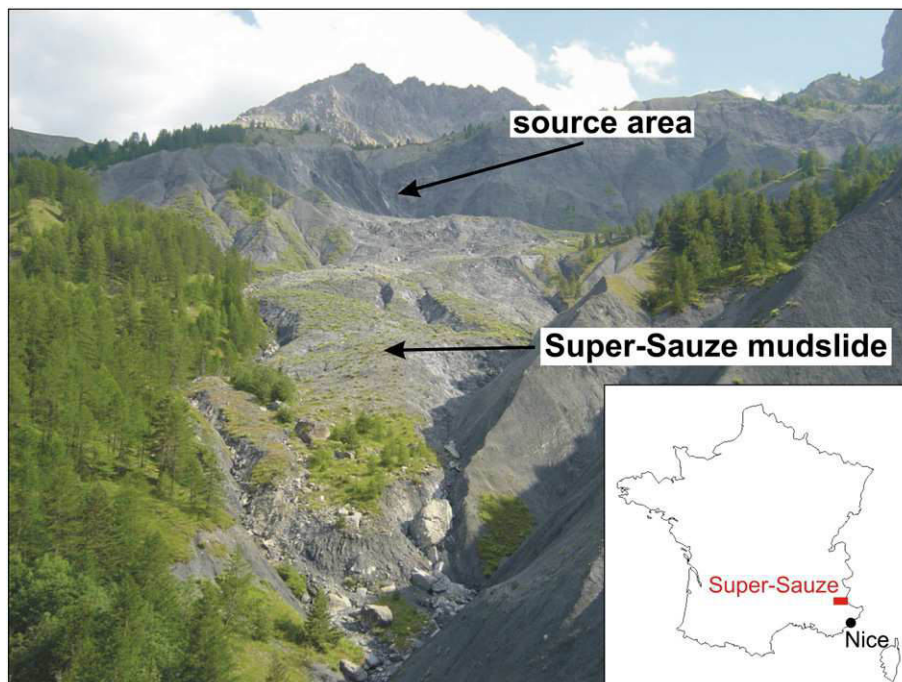


Fig. 1. Location of Super-Sauze and upward view of the mudslide and its source area in 2006.

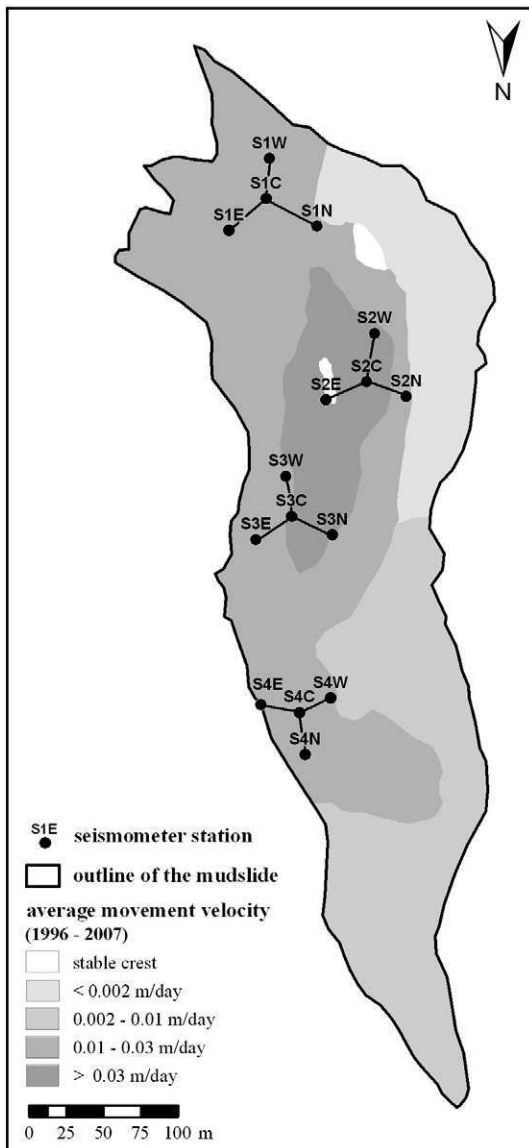


Fig. 2. Location of the installed seismometer stations (black dots) and average movement velocity of the mudslide between 1997 and 2007 determined by Amitrano et al. (2007).

analyst tests options, rates plausibility, and identifies forensic noise bursts. A comprehensive summary of all properties, advantages, and disadvantages of these three described methods is given in Table 1.

Since one finds many weak signals from unknown sources, especially when searching for small magnitude events, it is important to deal with forensic seismology (e.g. Douglas, 2007). Nanoseismic monitoring has been successively applied to the pre-collapse identification of sinkholes

Table 1
Properties of different seismic event location methods (modified after Joswig, 2008).

	Microseismic networks	Nanoseismic monitoring	Passive seismic
Signal-to-noise ratio	> +15 dB	> 0 dB	> -15 dB
Phases	Clear	Questionable	Not visible
Number of stations (typical)	30 single 3c pick → batch	3–5 SNS arrays	100+ array traces
Processing		Live update	Automated stack
Noise forensics	Optional	Essential	None
Solution info	hypo, t_0 , M_L , M	hypo, t_0 , M_L	Statistics
Quality control	Residuals	Plausibility	None
Master event enhancement	Possible	Possible	Not applicable

in Israel (Wüst-Bloch and Joswig, 2006), to investigate small aftershocks after strong earthquakes (Häge and Joswig, 2009a), and to determine the microseismicity in different tectonic regimes (Häge and Joswig, 2009b). On landslides, nanoseismic monitoring has been used since 2005 on a creeping hillslope in Austria in order to map single fracture processes during its movement (Walter and Joswig, 2008).

For this study in Super-Sauze, seismic data was acquired during a 10-day campaign (July 14–24, 2008) by deploying four SNS on the mudslide (Figure 2). Data was recorded in continuous mode with a sampling rate of 400 Hz. The layout of the four SNS at the mudslide in Super-Sauze during the field campaign was chosen in order to cover seismically most of the mudslide and to concentrate on the mid-part of the slope which shows the highest dynamics at the surface (Figure 2). The raw-data was high-pass filtered above 5 Hz to eliminate anthropogenic noise sources and to increase the SNR.

4. Calibration shot analysis

To determine an adequate underground model for the localization of possible slope dynamics, we ignited 8 calibration shots on several locations of the slope, close to our stations. The aim of the calibration shots was to determine the thickness of the unstable mudslide material as well as the velocities of the wave phases within the sediments and at the bedrock below. We observed a P- and S-wave velocity of about 600 m/s and 310 m/s within the unstable sediments, respectively. For the bedrock, we determined a P-wave velocity of about 2100 m/s and S-wave velocity of 1200 m/s.

The considerable low phase velocities as well as the higher v_P/v_S ratio of the unstable material compared to the bedrock is quite common for sedimentary bodies (e.g. Walter and Joswig, 2008) and is in accordance with prior seismic investigations at Super-Sauze (Grandjean et al., 2007). The relatively low P-wave velocity of the bedrock is also consistent with the ones observed at the mudslide in previous studies; Grandjean et al. (2007) determined a P-wave velocity between 2100 m/s and 2400 m/s. Thus, we used a layer, with a thickness of ~15 m, above half space model with the mentioned phase velocities for further event localization, if possible.

5. Signal analysis/signal classification

During the campaign in July 2008 we detected and located different types of events caused by material failure within the source area and the mudslide itself (Figure 1). The event types differed in signal duration, number of seismometer stations which recorded the signal, amplitude, frequency content and consequently in sonogram patterns. These characteristics as well as the analysis of further site-effects, like amplitude decrease, absorption and attenuation effects caused by the heterogeneity of the slope material, allowed a classification of the recorded signals (Table 2). During a pilot study of monitoring slope dynamics of soft rock landslides in the Austrian Alps, we observed only slide quake events caused by fracturing processes during its movement (Walter and Joswig, 2008). Therefore, we expected at the beginning of the field campaign to record similar seismic events, with a higher amount of them due to the stronger deformation processes at Super-Sauze. Surprisingly, we identified three different types of events on the basis of the afore-mentioned attributes,

Table 2
Classification criteria of seismic signals caused by different slope dynamics.

Classification criteria	Rockfalls	Slide quakes	Fissure development
Signal duration [s]	20–1200	2–5	2–20
Frequency content [Hz]	10–130	10–80	5–150
# of Seismometer stations [-]	8–16	4–12	4
Signal Amplitude [nm/s]	50–1500	40–200	20–7500

which are caused by varying slope dynamics: rockfalls, slide quakes and fissure development (Table 2).

6. Seismic signals of rockfalls

During the field campaign, we recorded hundreds of signals with durations between a few seconds (single event) and up to 20 min (multiple events) caused by rockfalls which occurred frequently in the source area of the mudslide (Figure 1). The signals show a 'noise band' between ~5 Hz up to ~50 Hz with broadband spikes (Figure 3). The 'noise band' is caused by the flow of fine-grained material resulting in signals comparable to those of avalanches (e.g. Suriñach et al., 2005). The spikes are caused by the impact of falling blocks, a fact that has been proven by experiments and visual observations in the field. The stronger events show maximum amplitudes (peak to peak) of 500 nm/s–1500 nm/s and were recorded on all seismometer stations; the weaker ones were recorded at the seismometer stations of only two SNS with amplitudes varying between 50 nm/s and 500 nm/s. The source area of the rockfall events was estimated by determination of the backazimuth for each SNS which recorded the signal. All these events occurred in the steep, north-facing hillsides, on the brink of the uppermost part of the mudslide. A correlation between the temporal occurrence of the rockfalls and outer influences (e.g. rainfall) wasn't observed.

Fig. 3 shows the waveforms and sonograms of a weak rockfall event that came from the north-western part of the source area, recorded on July 19, 2008 with one SNS. The signal duration is

~25 s; the amplitude scale varies between 300 and 1500 nm/s. The highest amplitudes were recorded on the station S1E. The attenuation effect and amplitude decrease is caused by the heterogeneity of the slope material.

7. Seismic signals of slide quakes

During the field campaign, we detected 34 signals which show clear phase onsets (Figure 4), allowing their localization by standard seismological procedures. The duration of these events lies between 2 and 5 s, the maximum amplitude varies between 40 and 2000 nm/s (peak to peak) and the frequency content of the P-phase is concentrated between 10 and 80 Hz while the later arriving phases prevail in lower frequencies between 10 and 30 Hz. The observed events at the mudslide in Super-Sauze show remarkable similarities to the fractures we recorded at the creeping Heumoes slope in Austria (Figure 4; Walter and Joswig, 2009). For this reason we interpret these signals as results of initial stress relief, i.e. slide quakes. The signals had to be recorded on at least 2 SNS to be localizable, where the distance range for reliable detection was within some 200 m. The accuracy of localization was determined to be ~10% of the epicenter distance by the localization of the calibration shots. The emergent onset, the lack of higher frequencies above 80 Hz, and the signal incoherency indicate intense scattering caused by the high heterogeneity of slope material (Figure 4). However, the frequency content of these signals is rather similar to those of weak local earthquakes (Figure 4). Only the amplitudes and the signal lengths of these signals differ distinctly from each other. The amplitude scale of the slide quake of Fig. 4a, which was recorded in Super-Sauze, varies between 30 and 100 nm/s, while the amplitude scale of the similar event recorded at the Heumoes slope in Austria ranges between 300 and 2000 nm/s (Figure 4b) and the one of the local earthquake between 700 and 2000 nm/s (Figure 4c). These observations can be explained by the varying energy release in dependence of the epicenter distance of the different sources.

The magnitudes of the slide quakes observed at Super-Sauze vary between $-3.2 \leq M_L \leq -1.3$. They are approximately one magnitude order lower than the recorded events at the Heumoes slope in Austria where the magnitudes range between $-2.4 \leq M_L \leq -0.7$ (Walter and Joswig, 2008). The magnitudes were determined by the maximum amplitude of the S-phase. The M_L distance correction curve is based on the analysis of seismic events with short slant distances, done by Wust-Bloch and Joswig (2006), and is in accordance with other approaches (e.g. Bakun and Joyner, 1984). The magnitude variation between the events observed in Super-Sauze compared to the ones at the Heumoes slope in Austria has two reasons: First, the noise-level in Super-Sauze is about 10 dB lower, which equates to approximately one order of magnitude. Second, the lack of magnitudes $M_L > -1.0$ in Super-Sauze indicates a lower stress relief for single events, but they occur with a much higher frequency caused by the higher movement velocities compared to the Heumoes slope.

The located slide quakes are mainly clustered in the middle part of the mudslide (Figure 5). The cluster corresponds to the part of the slope showing the highest velocities at the surface. A cluster of slide quakes is located directly at the boundary between the mudslide material and one of the emerging in-situ crests in the central part of the slope (Figure 5) indicating higher deformation processes close to the crest. Not displayed in Fig. 5 are three events which were localized in the south, outside of the slope catchments. They were probably generated by material failure in the hard rock mass in the source area of the mudslide (Walter and Joswig, 2009). As the event depth could not be evaluated due to the sparse station distribution, it is impossible to estimate at which depth and along which material interface the source processes took place exactly.

Fig. 6 displays the localized slide quakes mapped on an aerial picture from 1957 before the mudslide occurred (by courtesy of Institut

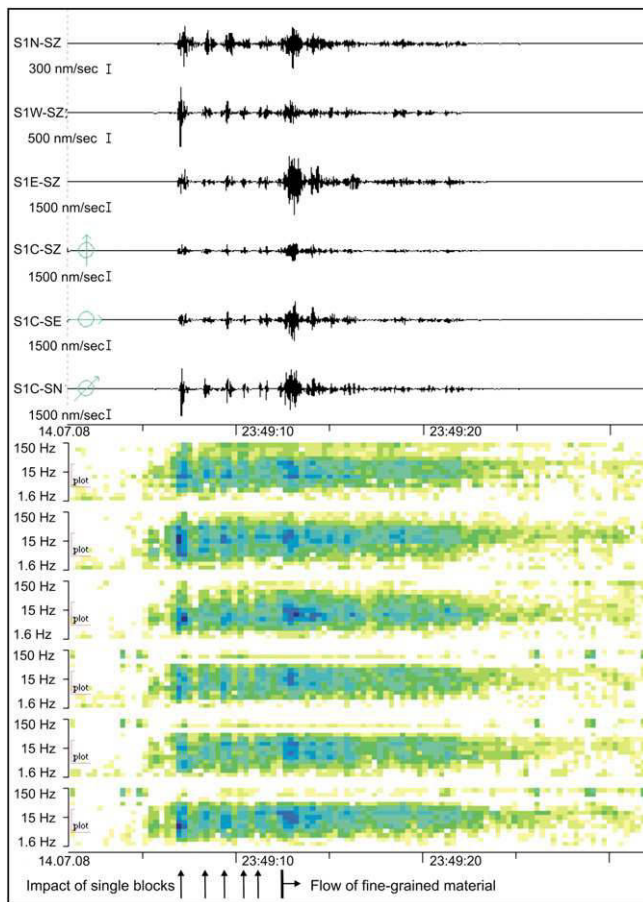


Fig. 3. Typical waveforms and sonograms of a weak rockfall event, recorded on 19th July 2008 with one SNS: the upper three traces belong to the three outer 1c-stations while the lower three traces represent the 3c-central station. The sequence of broadband spikes is caused by the impact of falling blocks while the high-frequency "noise-band" is caused by the fall of fine-grained material.

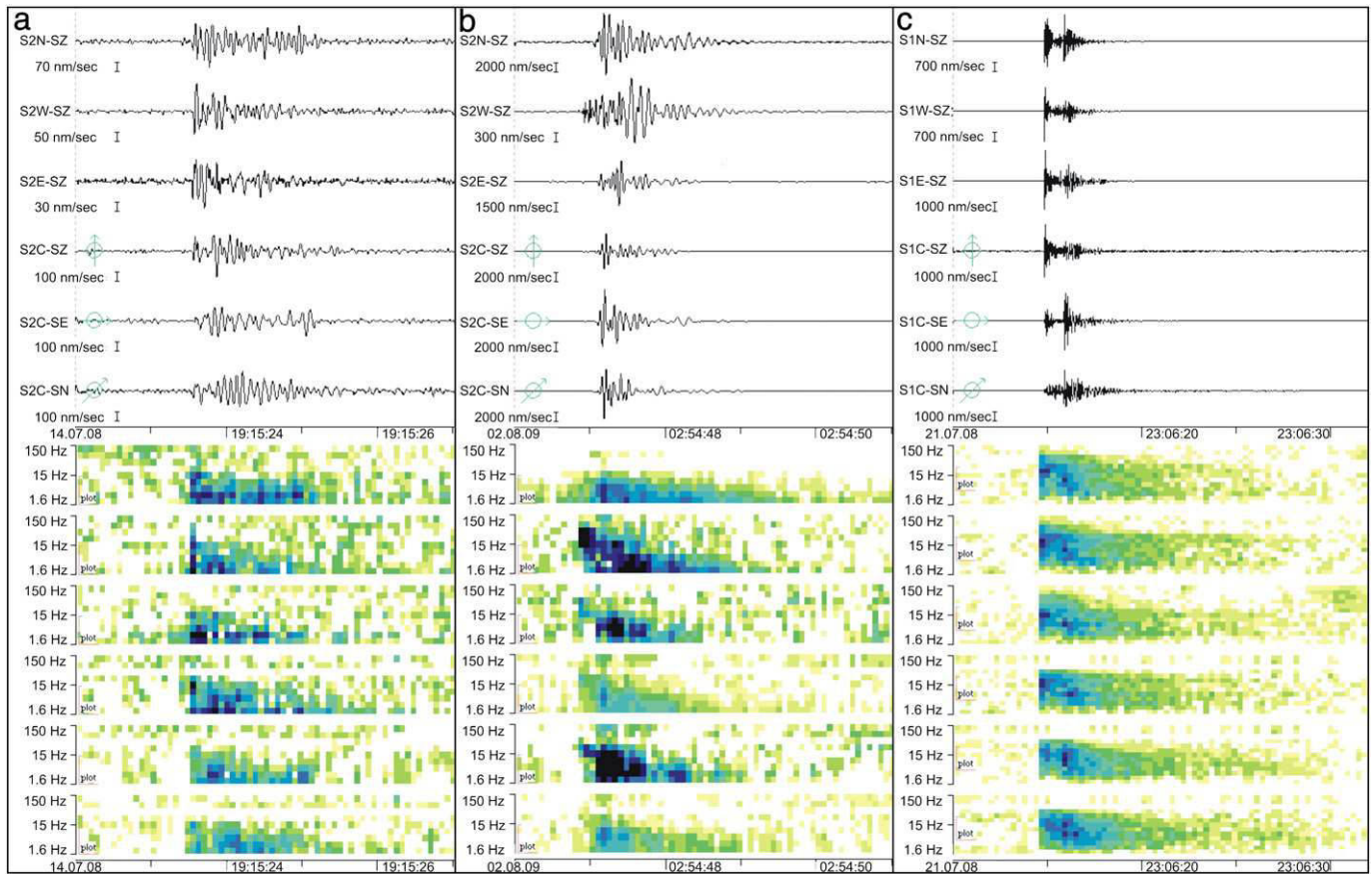


Fig. 4. Typical waveforms and sonograms of slide quakes and local earthquakes recorded with one single SNS: the upper three traces belong to the three outer 1c-stations while the lower three traces represent the 3c-central station. (a) slide quake $M_L = -2.2$ in ~ 120 m distance in Super-Sauze, recorded with SNS 2 (Figure 2); (b) slide quake $M_L = -1.4$ in ~ 180 m distance on the creeping Heumoes landslide, Austria; (c) local earthquake $M_L = 2.0$ in ~ 15 km distance in Super-Sauze, recorded with SNS 2 (Figure 2). Note the different time and amplitude scales.

Geographique National, Campaign F3139–3639). Most of the epicenters are located on top of the in-situ crests or in the vicinity of them, today hidden by the mudslide material. This observation supports prior investigations of a direct interaction between the mudslide's behavior and the topography of the bedrock below (e.g. Malet, 2003).

The temporal occurrence of recorded slide quakes, their magnitudes and the rain intensity during the field campaign is displayed in Fig. 7. It seems that the mudslide moves more or less continuously, indicated by the well-distributed temporal occurrence of the signals all over the measurement period. Note that a cluster of events with the highest magnitudes occurred just a few hours after the rain event on July 21, 2008. Compared to our seismic investigations at the Heumoes slope in Austria (Walter and Joswig, 2008), a direct coupling of rainfall and stress relief in the mudslide's material couldn't be observed due to the low precipitation during the field campaign resulting in a minor change of the state of stress of the mudslide.

8. Frequency–magnitude relation of slide quakes

In the time since the crucial contribution made by C. Richter in 1935 concerning the concept of earthquake magnitude, it has been revealed that earthquakes are not uniformly distributed in time, space and magnitude. The empirical Gutenberg–Richter law $\log_{10} N = a - bM$ defines the distribution of earthquakes with respect to the magnitude. N is the cumulative number of earthquakes with magnitude M or greater which occur in a given area. The constant a defines the seismic activity

and b is a tectonic parameter describing the relative abundance of large to smaller events (Ishimoto and Iida, 1939; Gutenberg and Richter, 1942). The b -value represents properties of the seismic medium, like stress and/or material conditions in the focal area, and ranges between 0.6 and 1.4 for most of the tectonic regimes. Globally it averages around 1. The Gutenberg–Richter relation has also been studied during rock deformation experiments in laboratories (e.g. Scholz, 1968). Scholz observed that the frequency–magnitude relation for events which accompanied frictional sliding and deformation of a ductile rock have a much higher b -value ($-b > 1$) than that observed in brittle rock ($-b < 1$).

Statistics related to the Gutenberg–Richter power law should be drawn from a sufficient number of events. Schorlemmer and Wiemer (2004) propose 50–100 events for reliable b -value estimation. On the other hand, Neunhöfer and Hemmann (2005) expect only a small b -value error for a calculation with ≥ 10 events. The b -value of the recorded slide quakes in Super-Sauze was calculated with 22 events with magnitudes $M_L \geq M_C$, where M_C is the magnitude of completeness or the detection threshold during the measurement period. The error of magnitude determination was estimated to be ± 0.1 . Hence the magnitude of completeness is $M_C = -2.6 \pm 0.1$ (Figure 8). The cumulative and the incremental number of slide quakes as well as the b -value are illustrated in the frequency–magnitude distribution in Fig. 8. The b -value was calculated to be 0.84 ± 0.18 ; the standard error was estimated after Utsu (1965) with $b_{err} \approx b/\sqrt{N}$, where N is the number of events with $M_L \geq M_C$.

Two results regarding the frequency–magnitude analysis of the slide quakes in Super-Sauze are notable: First, the frequency–magnitude distribution of the slide quakes caused by slope deformations fits to

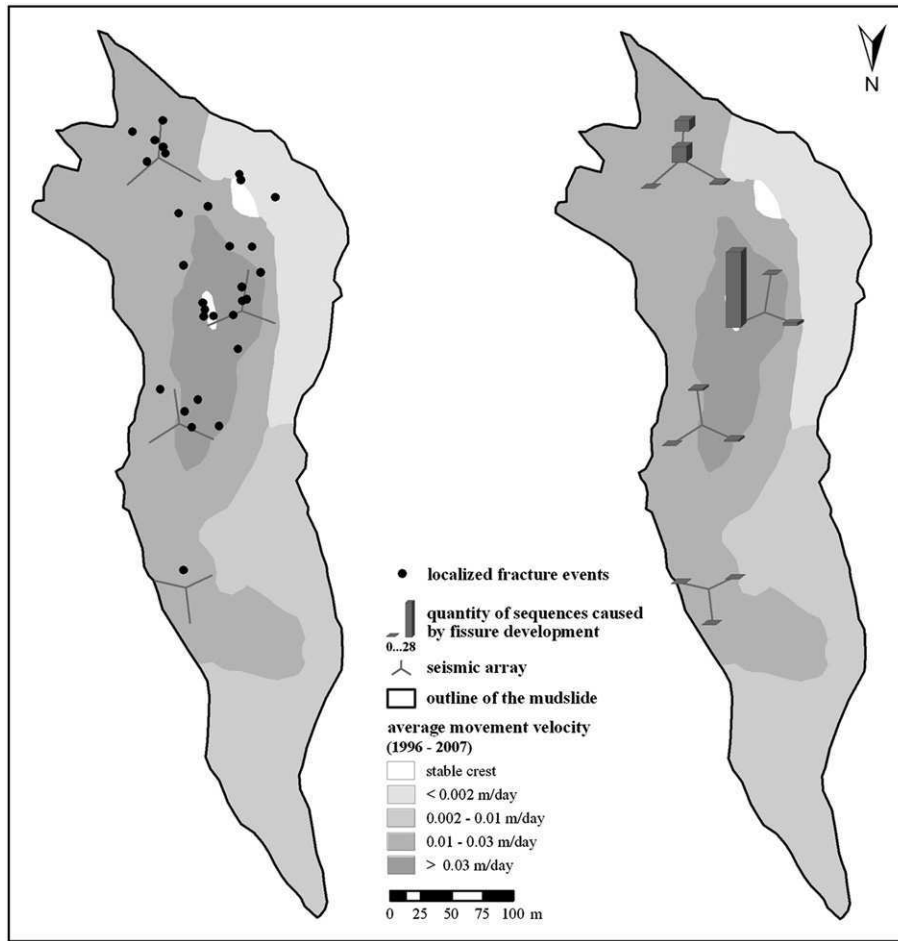


Fig. 5. Epicenters of the slide quakes (left) and quantity of sequences caused by superficial fissure development (right) mapped on the average movement velocity of the mudslide (1997–2007) determined by [Amitrano et al. \(2007\)](#).

the empirical Gutenberg–Richter power law. Second, the calculated b -value of $b = 0.84 \pm 0.18$ is in accordance with b -values ($\sim b < 1$) observed during brittle rock deformations by [Scholz \(1968\)](#).

However, the mudslide material consists of weak sediments, whose deformations depend on the water saturation. [Maquaire et al. \(2003\)](#) carried out ring shear tests with the slope material in order to obtain information on the strength and the effects of moisture content on the effective cohesion and effective angle of friction. They determined the deformations of the slope material in dependence of its water content. With up to 27–28% water content, the material deforms in a brittle manner, while a higher water content leads to flow deformations. These material properties can be observed in the field when the material dries out in summertime. Then the surface of the slope shows lots of fissures, which reach a maximum depth of around 1 m; the material below is completely water saturated. We can therefore assume that these observed slide quakes are caused by initial stress relief, or brittle failure processes, within the first meter of the slope material. Brittle material deformation is actually needed for both: initial stress relief, slide quakes respectively, and fissure development at the mudslide's surface.

9. Seismic signals of fissure development

Besides seismic signals caused by rockfalls and slide quakes, we recorded and identified 44 signals showing significant differences ([Table 2](#)). The increased sensitivity at the mudslide in Super-Sauze compared to our seismic measurements at the Heumoes slope in Austria resulted in the detection of signals caused by the movement of the

slope, which lay barely above the low, ambient noise level. For this reason, these events weren't observed at the Heumoes slope and weren't expected at the mudslide in Super-Sauze. The duration of these events, which were only recorded at one single SNS, varied between 2 and 20 s. Compared to the other event types, the signal energy prevailed at higher frequencies: up to 150 Hz at the closest station in the array ([Figure 9](#)). Due to the heterogeneity of the slope material, we saw enormous attenuation effects within one single SNS; the signal amplitude decreased about 30 times within one single SNS at the same time ([Figure 9](#)).

Similar to the rockfall events, no wave phases could be identified in the signals, which prevented their localization by standard seismological procedures. Therefore we could only estimate the source area, which is for obvious reasons, in the vicinity of the closest station with the highest recorded amplitude. [Fig. 5](#) shows the seismometer stations and the quantity of the recorded events generated near the stations during the entire field campaign. Like the slide quake locations, most of these events occurred in the central part of the slope. Similar to the spatial distribution of the localized fracture processes, the source area of the majority of them was estimated to be close to the station S2E ([Figure 2](#)), at the boundary of the slope material and one of the emerging in-situ crests ([Figure 5](#)). This observation proves prior assumptions of specific dynamics close to these (emerging) in-situ crests and lateral boundaries of the mudslide (e.g. [Malet, 2003](#)).

A first model of the generation of these seismic signals interprets these events as a result of 'scratching' and 'grinding' sequences of the mudslide material against the (emerging) in-situ crests ([Walter and Joswig, 2009](#)). The joint analysis by nanoseismic monitoring and UAV (Unmanned Aerial Vehicle) based remote sensing ([Niethammer et al.,](#)

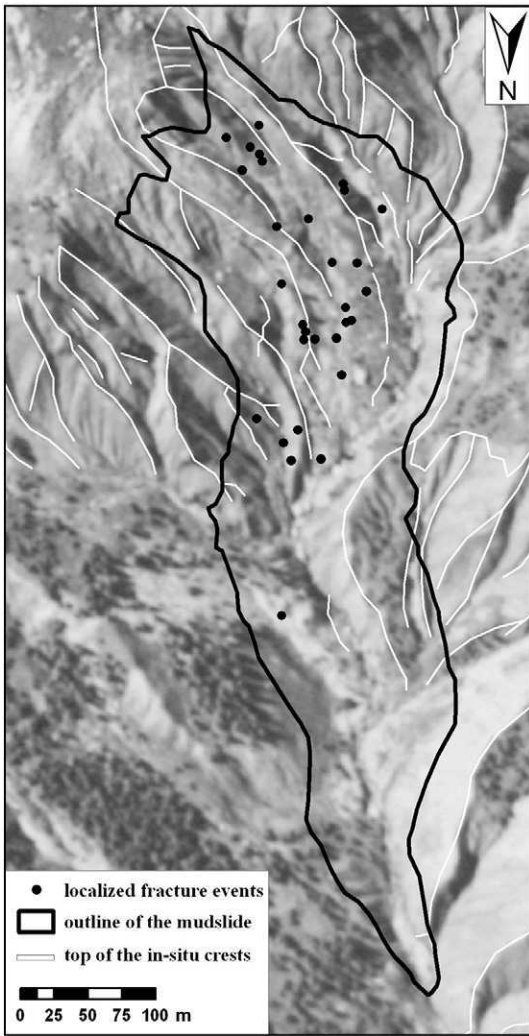


Fig. 6. Epicenters of the located slide quakes mapped on an airborne picture from 1956, courtesy of IGN (Institut Geographique National, Campaign F3139–3639). Highlighted are the tops of the in-situ crests of the bedrock’s topography.

2009; Walter et al., 2009; Niethammer et al., in press) reveals the generation of these signals by fissure development on the mudslide’s surface. The high-resolution pictures of the mudslide in Super-Sauze by UAV-based remote sensing show specific deformations of the mudslide material at (emerging) in-situ crests and lateral boundaries resulting in particular fissure patterns at the surface (Niethammer et al., in press).

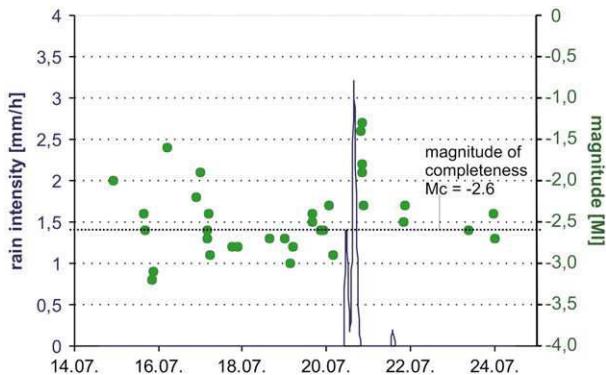


Fig. 7. Rain intensity (blue) and temporal occurrence of the slide quakes with their magnitudes M_L (green) during the field campaign July 14–24, 2008. The dashed line marks the magnitude of completeness $M_C = -2.6$ (Figure 8).

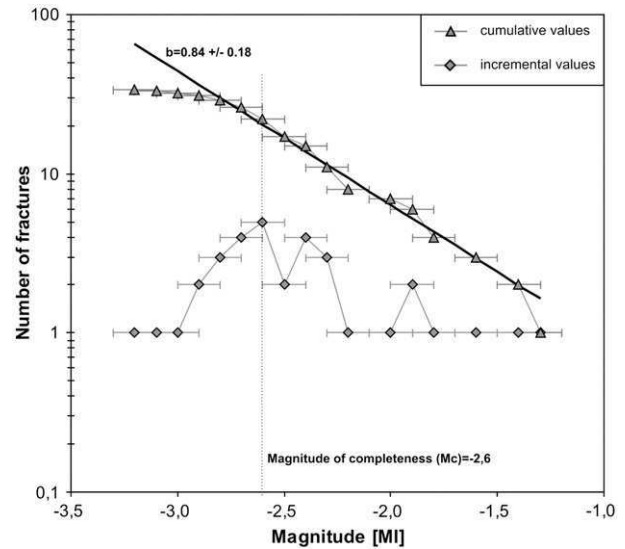


Fig. 8. Frequency–magnitude distribution and b-value of the recorded slide quakes in July 2008 at the mudslide in Super-Sauze. The determined magnitude of completeness (M_C) is shown with the black dashed line. The horizontal error bars mark the uncertainty of magnitude determination of ± 0.1 .

The assumption of the generation of seismic signals caused by fissure development was supported by simultaneous in-situ measurements of fissure development applying nanoseismic monitoring and

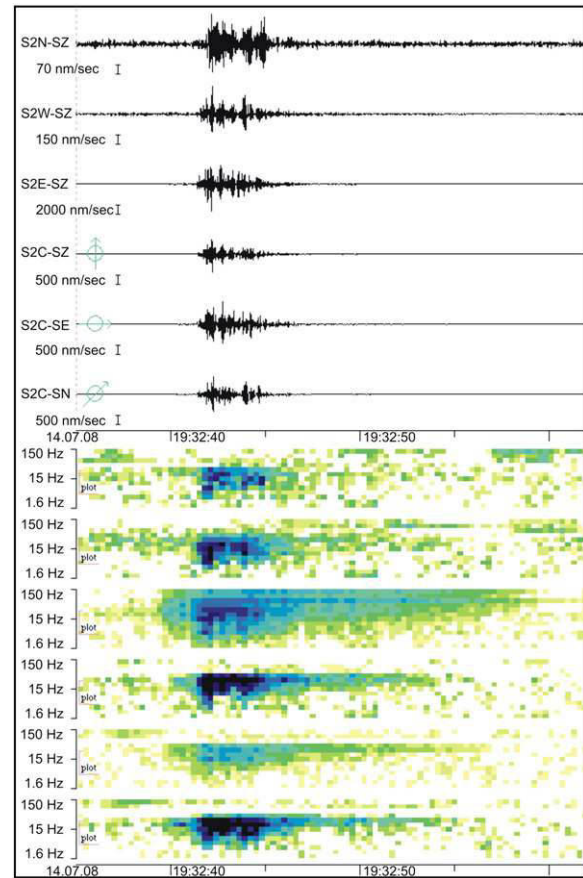


Fig. 9. Typical waveforms and sonograms of an event caused by fissure development at the mudslide’s surface (see text), recorded with SNS 2 (Figure 2): the upper three traces belong to the three outer 1c-stations while the lower three traces represent the 3c-central station. Note the different amplitude scales, signal duration and frequency content.

measurements by extensometers from July 20–24, 2009. The extensometer was installed above an existing fissure at the lateral boundary of the mudslide; one 1c-seismometer station was installed below, directly in the fissure (Figure 10).

The installed extensometer, also called draw wire displacement transducer, was integrated in a Wireless Sensor Network (WSN) and was used to monitor the opening and widening of fissures at the mudslide. The whole system is part of a research project at the Department of Engineering Geology and Hydrogeology (LIH) of the RWTH-Aachen University, Germany and deals with the development of a prototypic Alarm- and Early Warning System (EWS) for different types of landslides using modern wireless sensor networks and different measuring devices (Arnhardt et al., 2010). The position sensor measures linear movements along a highly flexible and calibrated measuring cable or draw wire. The resolution of the sensor was 0.1 mm and changes of 0.1 mm in length and higher could be detected with high precision. For movement detection the position sensor itself was mounted on one side of the fissure, while the other end of the wire was fixed to a ground nail on the other side (Figure 10). The Sensor was connected with a sensor node (radio module) of the WSN that allowed the data transmission via radio signal to a collection point (gateway; Fernandez-Steege et al., 2009).

Fig. 11 illustrates the results of geotechnical measurements (groundwater level, GPS device), the extensometer measurements as well as the cumulative number of seismic events generated at the same place from July 13–25, 2009. The groundwater level (GWL) shows variations of ~13 cm during these 13 days (Figure 11a). Remarkable are three abrupt raises of ~3–6 cm between July 21–23, 2009. During the measurement period, we detected additional displacements of ~5 cm with a permanent GPS device. Besides the continuous movement of the mudslide, the abrupt increase of the GWL led to higher planimetric displacements at the surface within a time interval of a few hours compared to the change of the GWL (Figure 11b). We observed planimetric displacements of ~2 cm within these three days. The extensometer detected displacements, or fissure openings, of ~15 mm from July 21–24, 2009 (Figure 11c). Distinguishable again are the three episodes of higher rates of fissure opening which directly correspond to the three episodes of higher

displacements of the entire mudslide measured by the GPS device. The cumulative number of seismic events caused by fissure opening located at the seismometer station close by the extensometer (Figure 10) is given in Fig. 11d. The temporal occurrence of the seismic events correlates well with the measured displacements of the entire mudslide (GPS device) as well as with the rate of fissure opening recorded by the extensometer. Despite that, from July 17–20, 2009, we observed quite a low number of seismic events. That was probably caused by the linear decrease of the GWL, which on the other hand led to displacements of only ~6 mm within these 4 days, less than a fourth of displacements per day observed during the abrupt increasing GWL from July 21–24, 2009.

Generally, the simultaneous observations in July 2009 prove our model that these seismic events are generated by fissure development at the surface of the mudslide. An increase of the GWL lead to higher deformation rates of the entire mudslide (Malet and Maquaire, 2003) as well as to higher rates of fissure opening. The higher rates of fissure opening correlate well with the temporal occurrence of these seismic events. Additionally, by chance, one of our seismometers dropped into a newly opened fissure on July 22, 2008, producing a perfect reference pulse. In the last few hours before that reference pulse, we had observed four of those events close by, indicating recent fissure development.

Similarly to the slide quakes, a brittle deformation of the slope material is needed to generate measurable seismic signals caused by fissure development. But compared to the slide quakes the energy release is much lower and confined to a smaller area than these events and can only be recorded within one single SNS. The fissure development is confined to a maximum depth of ~1 m, where the water saturation of the sliding material varies seasonally. In summertime, the material dries out and similarly to the slide quakes, the necessary material properties (dependent on the water saturation) of brittle failure can be observed. On the other hand, the displacements measured by the GPS device are caused by a viscous or ductile movement of the entire slope, while at the same time the fissure opening observed by the extensometer is caused by brittle deformation. For further investigations of possible source processes, we compared the observed signals caused by fissure development with the ones caused by rockfalls. One possible hypothesis is that the impact of

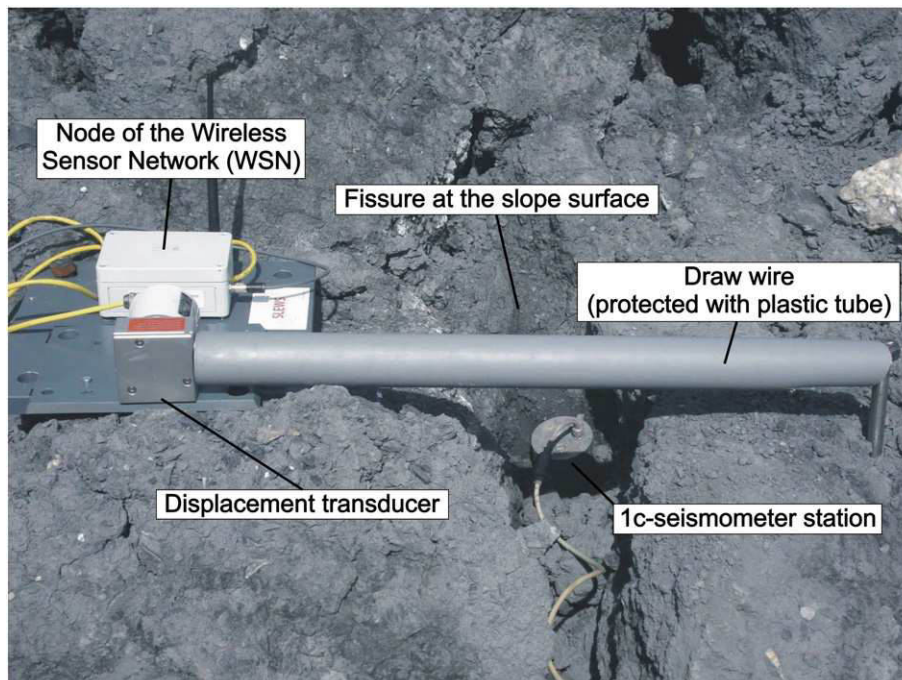


Fig. 10. General set-up to observe fissure development applying nanoseismic monitoring and extensometer measurements.

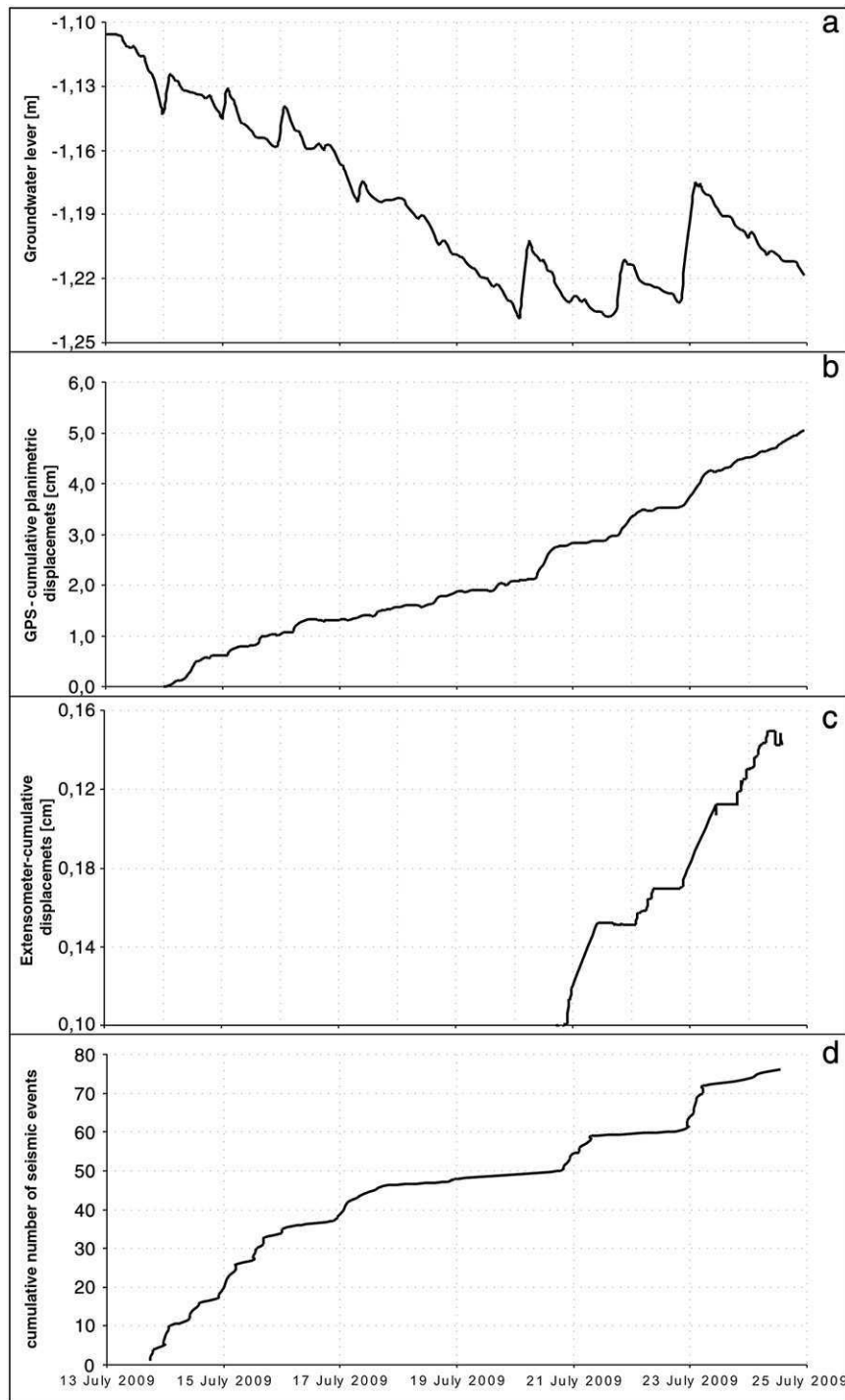


Fig. 11. (a) Groundwater level from July 13–25, 2009; (b) cumulative planimetric displacements measured with a GPS device from July 13–25, 2009; (c) cumulative displacements measured with extensometer from July 21–25, 2009; (d) cumulative number of seismic events caused by fissure development from July 13–25, 2009.

fine grained material with the size up to a few cm in an existing fissure could generate the observed signals. These processes were also visually observed in the field. That model would explain the long signal duration up to ~20 s, the high amplitude at the seismometer station nearby, the enormous attenuation effects and the confinement to a small area compared to the fracture events (Table 2). Indeed, the sonogram and seismogram patterns of these events show remarkable similarities to the rockfall events. Fig. 12 shows the comparison of waveforms and sonograms of the rockfall event of Fig. 3 and the event caused by fissure development of Fig. 9. To compare the

dominant frequencies of both signals, the rockfall signal was resampled down to 200 Hz.

In both cases the signal shows an increasing frequency as opposed to the signals caused by slide quakes (and local earthquakes; Figure 4), where the frequency decreases. The signal initiated by fissure development is more a sequence than a discrete seismic event like the slide quake events. We visually observed in the field that the broadband spikes represent the impact of material particles >~1 cm, whereas the high frequent “tail” of the signal is caused by the fall of fine-grained material <~1 cm. The fact that the signals of

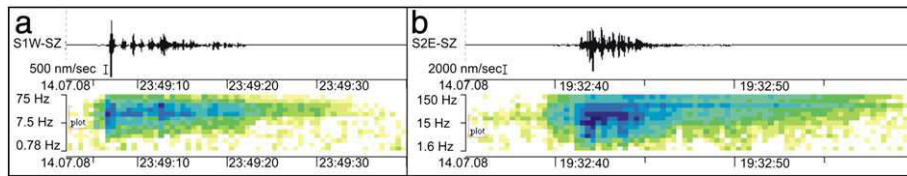


Fig. 12. Comparison of waveforms and sonograms caused by rockfalls and fissure development. (a) Rockfall event of Fig. 3 recorded by station SNW (Figure 2); (b) Signal of fissure development of Fig. 9 recorded by station S2E (Figure 2). Note the different amplitude, frequency and time scales.

fissure development are higher frequent than the ones of rockfalls is due to the much smaller distance of the seismometer stations to the source, which results in lower attenuation effects by the heterogeneous slope material.

10. Conclusions and discussion

By applying the method nanoseismic monitoring (Joswig, 2008; Table 1), we were able to detect and partially locate distinct types of events caused by the dynamics at the Super-Sauze mudslide. Waveform and sonogram analysis were applied to discriminate the event types (Table 2). We identified signals caused by rockfalls, slide quakes and fissure development. The rockfall signals show remarkable similarities to those of avalanches (e.g. Suriñach et al., 2005). The ‘noise band’ with a frequency range between ~5 Hz and ~50 Hz is caused by fine-grained material while the broadband spikes represent the impact of blocks, which has been proved by experiments and visual observations in the field (Figure 3). The source area of the rockfalls is estimated to be at the uppermost part of the slope, where rockfalls with particles of varying size occur frequently (Figure 1).

Beside rockfalls, we recorded 34 slide quake events with magnitudes between $-3.2 \leq M_L \leq -1.3$ which show significant similarities to the ones we observed at the creeping Heumoes slope in the Austrian Alps (Figure 4). The spatial distribution of the localized slide quakes correlates quite well with parts of the slope showing the highest movement velocities (Figure 5). The highest magnitudes of these events were observed a few hours after a rainfall event on July 21, 2008 (Figure 7). Besides that, the temporal occurrence of these slide quakes was more or less uniformly distributed over the whole measurement period. The analysis of the magnitude–frequency distribution shows that the slide quake events follow the empirical Gutenberg–Richter relationship, with a b -value of $b = 0.84 \pm 0.18$ for events with magnitudes higher than the magnitude of completeness $M_C = -2.6 \pm 0.1$ (Figure 8). The calculated b -value is in accordance with b -values ($b < 1$) which were observed during brittle rock deformations by Scholz (1968). The magnitude of completeness has to be considered regarding the spatio-temporal occurrence of the slide quakes, but doesn’t influence the observations and interpretation in general.

Additionally, we identified seismic signals caused by fissure development at the surface of the mudslide. The signals, which were only recorded with one single SNS, show an enormous amplitude decrease and attenuation of high frequencies within a few meters (Figure 9). The majority of these events are generated, comparable with the slide quake locations, close to the emerging in-situ crest of the slope (Figure 5). Two, completely different observations and analyses regarding possible source processes were made. First, simultaneous measurements of fissure development by nanoseismic monitoring and extensometer devices in July 2009 (Figure 10) show that these signals could be generated by fissure opening. The temporal occurrence of the seismic events correlates well with the measured opening of an existing fissure (Figure 11). Second, sonograms of rockfall events show remarkable similarities to those of events generated by fissure development, indicating comparable processes on different scales (Figure 12). In contrast to the first observation, the impact of

fine-grained material in an existing fissure would describe processes of fissure closing, what contradicts to fissure opening processes as possible source mechanisms. Additionally, a mechanical model describing the brittle deformation of fissures and viscous or ductile deformation of the entire slope at the same time cannot be derived easily. The comprehensive analysis of the geomechanical processes which generate the observed signals of fissure deformations mark one of the main tasks in future.

Stress relief within weak sediment material can be generated depending on its water saturation. Shear strength analysis of the material of the mudslide at Super-Sauze, depending on its water saturation shows the highest values between 12 and 15% water content, up to 27–28% water content the material deforms in a brittle manner generally (Malet, 2003). These values are consistent with those of the first few meters beneath the surface of the slope. Below, the material is more or less water saturated. As a brittle material deformation is needed for both, impulsive stress relief and the generation of fissures, we presume that the slide quakes as well as the signals caused by fissure development are generated close to or directly at the surface, respectively.

The fact that we located most of the slide quakes as well as the majority of events caused by fissure development directly at the boundary between the sliding material and one of the emerging in-situ crests suggests the possibility of higher stress relief in general at that boundary. To prove this assumption, we overlaid the location of all these events with an airborne picture taken in 1956, before the mudslide occurred (Figure 6). Most of the epicenters are located on top of the in-situ crests, today hidden by the mudslide material. Specific fissure patterns at the mudslide’s surface in that area observed by UAV-based remote sensing prove the observation of differing dynamics in that area (Walter et al., 2009; Niethammer et al., in press).

In close collaboration with colleagues from the OMIV-project (Observatoire Multidisciplinaire des Instabilités de Versants), a hydrological model will be developed in the future in order to verify the spatio-temporal occurrence of seismic signals and the hydrological properties of the mudslide’s material. The joint investigations of the mudslide in Super-Sauze by nanoseismic monitoring and UAV-based remote sensing will be extended, focussing on spatially limited areas of the slope, e.g. focussing on the emerging in-situ crest where specific deformations take place. A permanent seismic network was installed in summer 2009 on the mudslide by colleagues from the University of Strasbourg in order to prove our first observations and to investigate the spatio-temporal occurrence of the seismic events by long-term observations.

Acknowledgments

The authors are especially grateful to Jean-Philippe Malet (school and observatory of earth sciences, University of Strasbourg, France) for both providing several datasets (Figure 11) and pictures (Figure 1) and for the very helpful discussions and improvements. We thank Guillaume Daniel as well as an anonymous reviewer for their help to improve the manuscript. We are thankful to all the colleagues who joined and supported us at the mudslide in Super-Sauze in July 2008. This research was performed within the research

unit “Natural Slopes – Coupling of Flow and Deformation Processes for Modeling the Movement of Natural Slopes” which is funded by the DFG (German Research Foundation).

References

- Amitrano, D., Gaffet, S., Malet, J.-P., Maquaire, O., 2007. Understanding mudslides through micro-seismic monitoring: the Super-Sauze (South-East French Alps) case study. *Bulletin de la Société Géologique de France* 178 (2), 149–157.
- Arnhardt, C., Fernandez-Steeger, T.M., Azzam, R., 2010. Sensorfusion in an ad-hoc Multi-hop Sensor network for real-time monitoring of landslides endangering human infrastructures. *GEOTECHNOLOGIEN Science Report* 15. Early Warning Systems for Transportation Infrastructures, pp. 38–49.
- Artman, B., 2006. Imaging passive seismic data. *Geophysics* 71, 177–187.
- Bakun, W.H., Joyner, W.B., 1984. The ML scale in Central California. *BSSA* 74, 1827–1843.
- Brückl, E., Mertl, S., 2006. Seismic monitoring of deep-seated mass movements. Proceedings of INTERPRAEVENT International Symposium “Disaster Mitigation of Debris Flows, Slope Failures and Landslides”. Universal Academy Press, Inc., Tokyo, Japan, pp. 571–580.
- Douglas, A., 2007. Forensic seismology revisited. *Surveys in Geophysics* 28, 1–31.
- Fernandez-Steeger, T.M., Arnhardt, C., Walter, K., Haß, S., Niemeyer, F., Nakaten, B., Homfeld, S.D., Asch, K., Azzam, R., Bill, R., Ritter, H., 2009. SLEWS – a prototype system for flexible real time monitoring of landslides using an open spatial data infrastructure and wireless sensor networks. *GEOTECHNOLOGIEN Science Report* 13. Early Warning Systems in Earth Management, pp. 3–15.
- Flageollet, J.C., Maquaire, O., Weber, D., 1996. Geotechnical investigations into the Super-Sauze landslide. Geomorphological and hydrogeological results. Workshop: ‘Landslides-Flash floods’ Barcelonnette-Vaison la Romaine. CERIG, European Council, pp. 30–38.
- Gomberg, J., Bodin, P., Savage, W., Jackson, M.E., 1995. Landslide faults and tectonic faults, analogs?: The Slumgullion earthflow, Colorado. *Geology* 23 (1), 41–44.
- Grandjean, G., Malet, J.-P., Bitri, A., Méric, O., 2007. Geophysical data fusion by fuzzy logic for imaging the mechanical behaviour of mudslides. *Bulletin de la Société Géologique de France* 178 (2), 127–136.
- Gutenberg, B., Richter, C.F., 1942. Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration. *BSSA* 32, 163–191.
- Häge, M., Joswig, M., 2009a. Spatiotemporal distribution of aftershocks of the 2004 December 5 $M_L = 5.4$ Waldkirch (Germany) earthquake. *Geophysical Journal International* 178, 1523–1532.
- Häge, M., Joswig, M., 2009b. Spatiotemporal characterization of interswarm period seismicity in the focal area Nový Kostel (West Bohemia/Vogtland) by a short-term microseismic study. *Geophysical Journal International* 179, 1071–1079.
- Ishimoto, M., Iida, K., 1939. Observations sur les seismes enregistrés par le microsismographe construit dernièrement (1). *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo* 17, 443–478.
- Joswig, M., 2008. Nanoseismic Monitoring fills the gap between microseismic networks and passive seismic. *First Break* 26, 121–128.
- Kearey, P., Brooks, M., Hill, I., 2003. *An Introduction to Geophysical Exploration*, third ed. Blackwell Publishing, 262 pp.
- Kochnev, V.A., Goz, I.V., Polyakov, V.S., Murtayev, I.S., Savin, V.G., Zommer, B.K., Bryksin, I.V., 2007. Imaging hydraulic fracture zones from surface passive seismic data. *First Break* 25, 77–80.
- Lee, W.H.K., Stewart, S.W., 1981. Principles and applications of microseismic networks. *Advances in Geophysics. Suppl.* 2 Academic Press, London.
- Malet, J.-P., 2003. Les glissements de type écoulement dans les marnes noires des Alpes du Sud. Morphologie, fonctionnement et modélisation hydro-mécanique. Phd thesis, Université Louis Pasteur, Strasbourg: 364 p.
- Malet, J.-P., Maquaire, O., 2003. Hydrological behaviour of earthflows developed in clay-shales: investigation, concept and modeling. In: Picarelli, L. (Ed.), *The Occurrence and Mechanisms of Flows in Natural Slopes and Earthfills*. Patron Editore, Bologna, pp. 175–193.
- Maquaire, O., Malet, J.-P., Remaître, A., Locat, J., Klotz, S., Guillon, J., 2003. Instability conditions of marly hillslopes: towards landsliding or gullying? The case of the Barcelonnette Basin, South East France. *Engineering Geology* 70, 109–130.
- Martel, S.J., 2004. Mechanics of landslide initiation as a shear fracture phenomenon. *Marine Geology* 203, 319–339.
- Nakamura, Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimations of subsurface using microtremors on the ground surface. *Quarterly Report of Railway Technical Research Institute (RTRI), Japan* 30, 25–33.
- Neunhöfer, H., Hemmann, A., 2005. Earthquake swarms in the Vogtland/Western Bohemia region: spatial distribution and magnitude-frequency distribution as an indication of the genesis of swarms? *Journal of Geodynamics* 39, 361–385.
- Niethammer, U., Rothmund, S., Joswig, M., 2009. UAV-based remote sensing of the slow-moving landslide Super-Sauze. In: Malet, J.-P., Remaître, A., Boogard, T. (Eds.), *Proceedings of the International Conference on Landslide Processes: From Geomorphologic Mapping to Dynamic Modelling*. CERIG Editions, Strasbourg, pp. 69–74.
- Niethammer, U., James, M.R., Rothmund, S., Travalletti, J., Joswig, M., in press. UAV-based remote sensing of the Super-Sauze landslide: Evaluation and results. *Eng. Geol.* doi:10.1016/j.enggeo.2011.03.012.
- Parolai, S., Bormann, P., Milkereit, C., 2002. New relationship between V_s , thickness of sediments, and resonance frequency calculated by the H/V ratio of seismic noise for the Cologne area (Germany). *BSSA* 92 (6), 2521–2527.
- Roth, M., Dietrich, M., Blikra, L.H., Lecomte, J., 2005. Seismic monitoring of the unstable rock slope at Åknes, Norway. *NORSAR, Report for the International Centre for Geohazards*.
- Schmutz, M., Guérin, R., Maquaire, O., Desclôîtres, M., Schott, J.-J., Albouy, Y., 1999. Contribution of a combined TDEM (Time-Domain Electromagnetism) and electrical survey to the investigation of the super sauze flowslide internal structure. *Comptes Rendus de l’Académie de Sciences – Serie IIa: Sciences de la Terre et des Planètes* 328 (12), 797–800.
- Scholz, C.H., 1968. The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. *BSSA* 58 (1), 399–415.
- Schorlemmer, D., Wiemer, S., 2004. Earthquake statistics at Parkfield: 1. Stationarity of b values. *Journal of Geophysical Research* 109, B12308. doi:10.1029/2004JB003235.
- Sharma, P.V., 1997. *Environmental and Engineering Geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge, UK. 475 pp.
- Spillmann, T., Maurer, H., Green, A.G., Heincke, B., Willenberg, H., Husen, S., 2007. Microseismic investigations of an unstable mountain slope in the Swiss Alps. *Journal of Geophysical Research* 112, B07301.
- Suriñach, E., Vilajosana, I., Khazaradze, G., Biescas, B., Furdada, G., Vilaplana, J.M., 2005. Seismic detection and characterization of landslides and other mass movements. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 5, 791–798.
- Utsu, T., 1965. A method for determining the value of b in the formula $\log N = a - bM$ showing the magnitude-frequency relation for earthquakes. *Geophysical Bulletin Hokkaido University* 13, 99–103.
- Walter, M., Joswig, M., 2008. Seismic monitoring of fracture processes generated by a creeping landslide in the Vorarlberg Alps. *First Break* 26, 131–135.
- Walter, M., Joswig, M., 2009. Seismic characterization of slope dynamics caused by softrock-landslides: the Super-Sauze case study. In: Malet, J.-P., Remaître, A., Boogard, T. (Eds.), *Proceedings of the International Conference on Landslide Processes: From Geomorphologic Mapping to Dynamic Modelling*. CERIG Editions, Strasbourg, pp. 215–220.
- Walter, M., Niethammer, U., Rothmund, S., Joswig, M., 2009. Joint analysis of the Super-Sauze (French Alps) mudslide by nanoseismic monitoring and UAV-based remote sensing. *First Break* 27 (8), 75–82.
- Weber, D., 1994. Research into earth movements in the Barcelonnette basin. In: Casale, R., Fantechi, R., Flageollet, J.C. (Eds.), *Temporal Occurrence and Forecasting of Landslides in the European Community, Final report, Volume I, Contract EPOCH*. European Commission, pp. 321–336.
- Weber, D., Herrmann, A., 2000. Reconstitution de l’évolution géomorphologique de versants instables par photogrammétrie numérique: l’exemple du glissement de terrain de Super-Sauze (Alpes-de-Haute-Provence, France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 171, 637–648.
- Wüst-Bloch, H., Joswig, M., 2006. Pre-collapse identification of sinkholes in unconsolidated media at Dead Sea area by “nanoseismic monitoring” (graphical jackknife location of weak sources by few, low-SNR records). *Geophysical Journal International* 167, 1220–1232.

Anhang A5

WALTER, M., SCHWADERER, U. & JOSWIG, M. Seismic monitoring of precursory fracture signals from a destructive rockfall in the Vorarlberg Alps, Austria. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 12, 3545-3555. doi:10.5194/nhess-12-3545-2012.



Seismic monitoring of precursory fracture signals from a destructive rockfall in the Vorarlberg Alps, Austria

M. Walter, U. Schwaderer, and M. Joswig

Institute for Geophysics, University of Stuttgart, 70174 Stuttgart, Germany

Correspondence to: M. Joswig (manfred.joswig@geophys.uni-stuttgart.de)

Received: 7 March 2012 – Revised: 2 July 2012 – Accepted: 11 October 2012 – Published: 29 November 2012

Abstract. In this study we describe the seismic analysis of precursory patterns of a rockfall in the “Rappenlochschlucht”, a gorge located in the Vorarlberg Alps, Austria. The rockfall with an estimated volume of 15 000 m³ occurred on 10 May 2011 (10:48:43 UTC) and destroyed a massive bridge construction. Fortunately, the rockfall did not cause any casualties.

A permanent seismic network consisting of three seismic small arrays was installed in July 2009 in 5 km distance to the gorge, at the Heumoes slope, in order to detect and locate slope-related fracture processes within a radius of a few hundred meters. By chance, the rockfall with an estimated equivalent local magnitude of $M_{L,eq} = 2.3$ was recorded by the seismic network. We observed several smaller rockfall events up to three hours, and 12 fracture signals up to five hours prior to the rockfall. The smaller rockfalls and the fractures were both located in the vicinity of the source area where the main event emerged, applying absolute and relative localization methods.

These specific types of fracture signals located near by the gorge “Rappenlochschlucht” have never been observed in almost two years of permanent seismic monitoring. We interpret these fractures with magnitudes between $M_L = 0.4$ and -0.5 as precursory signals of the main rockfall event. The observed fractures and the weaker rockfalls are sequences of initial stress relief within the rock mass and mass transferring processes, respectively, finally causing the destructive main rockfall event.

To investigate possible triggers of the destructive rockfall event, several meteorological and hydrological data as well as the local seismicity during that period of time were analyzed and discussed in detail in this study. Unfortunately, no triggering factor of the rockfall event was identified, and remains therefore unknown.

1 Introduction

This section gives an outline of the geographical and geological setting of the “Rappenlochschlucht” gorge, where the rockfall occurred. Additionally to the rockfall event, seismic monitoring techniques to analyze signals related to mass movements in general and the permanent seismic network at Heumoes slope, which was used in this study, are described in this section.

1.1 Geographical and geological setting

The rockfall occurred in the “Rappenlochschlucht” gorge, which is a popular hiking area with thousands of tourists visiting yearly. The gorge is situated in the northern Alpine upland, close to the city of Dornbirn, about 20 km south of Bregenz in Vorarlberg, Austria (Fig. 1). The gorge was formed by predecessors of today’s “Ebniterach”, a river at the end of the Wuerm glacial stage, around 11 700 yr ago (Oberhauser, 1980). Today, the “Ebniterach” river runs through the gorge, and still erodes the solid rock. Together with the “Dornbirnerach”, these rivers drain the entire mountainous region.

From the northern Alpine flysch zone, the gorge leads with a deep-seated gain and steep faces into the first hard rock masses of the Alps. The surrounding bedrock is characterized by seasonal layers of upper cretaceous sediments, mainly marls and limestone, which generally feature a very low hydraulic conductivity (Oberhauser, 1980). In contrast to the limestone, the marls are highly susceptible to erosion due to their lower degree of consolidation. Both mentioned layers belong to the geological Alpine orogenesis unit of the Helveticum.

Figure 1 shows the geographical set up of the area of the “Rappenlochschlucht” gorge and the Heumoes slope, where the permanent seismic network is installed, and the

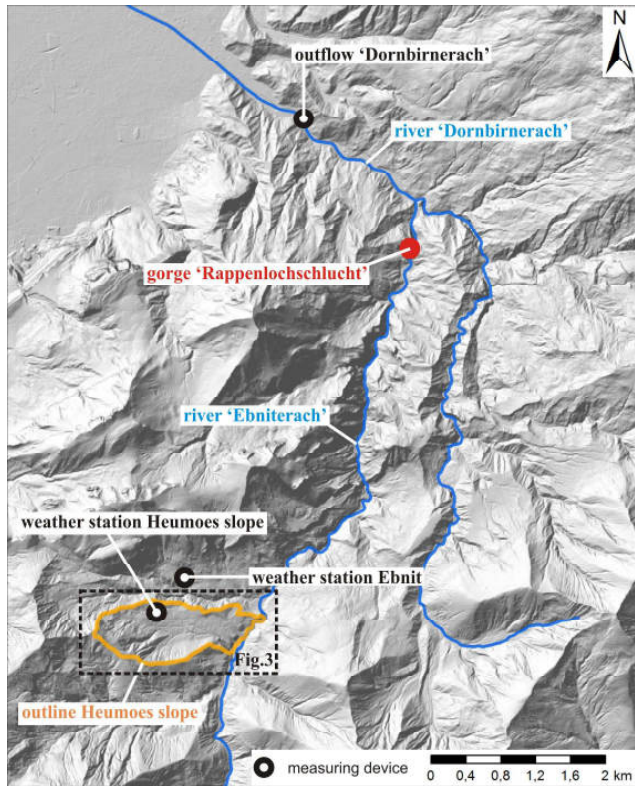


Fig. 1. Geographical overview of the area of the “Rappenlochschlucht” gorge and locations of the used meteorological and hydrological stations as well as the outline of the Heumoes slope where the seismic stations were installed (Fig. 3), mapped on an Airborne Laser Scan digital terrain model (2002–2005, by courtesy of the Land Vorarlberg).

meteorological and hydrological stations which were used to analyze possible triggers of the rockfall event.

1.2 The rockfall event on 10 May 2011

On 10 May 2011 (10:48:00 UTC), a huge rockfall occurred in the “Rappenlochschlucht” gorge and destroyed a massive bridge construction which has to be crossed on the only road to the higher located village of Ebnet (Fig. 1). Fortunately, the rockfall did not cause any casualties. The rockfall was initiated by rock masses which quarried out of the rock massif along a width between 40 and 50 m. The volume of the rockfall is estimated to be around 15 000 m³. The rockfall not only destroyed the bridge on a length of around 30 m, but also covered a hiking trail which leads through the gorge with up to 20 m of rock blocks (Fig. 2). The reconstruction of the bridge by the Federal Armed Forces of Austria was finished on 16 June 2011, and was associated with enormous financial costs. Today, the gorge is still closed for tourists; experts from local authorities will wait for at least one freezing season before the gorge will be open for visits again. The described rockfall properties were published in the local press.



Fig. 2. Impact of the destructive rockfall: (a) the destroyed bridge (photo: Stefan Hoch, source: www.bmlv.gv.at); (b and c) reconstruction of the bridge by the Federal Armed Forces of Austria (photos: Sigi Schwärzler, source: www.bmlv.gv.at); (d) view into the gorge in 2010 before the rockfall occurred (photo: Bernhard Mäser) and (e) two days after the rockfall event on 12 May 2011 (photo: Friedrich Böhringer).

1.3 The permanent seismic network

The rockfall occurred in a distance of about five kilometres in a north-eastern direction to the Heumoes slope, which is the actual focus of the passive seismic investigations. At the Heumoes slope, a permanent seismic network consisting of three seismic small arrays was installed in July 2009 in order to analyze the spatio-temporal occurrence of slope-related fracture events with local magnitudes of $M_L < 0.0$ (Walter and Joswig, 2008; Walter et al., 2011) applying the method Nanoseismic Monitoring (Joswig, 2008). As the seismic network was originally installed to monitor dynamic processes related to the creeping of the Heumoes slope in a few hundred meters distance, the seismic arrays are also located in a distance of a few hundred meters to each other (Fig. 3). Each small array, i.e. SNS (Seismic Navigating System), consists of a central three component seismometer station and three outer one component satellite stations in a distance of around 25 m to the central station. The seismic data is recorded in

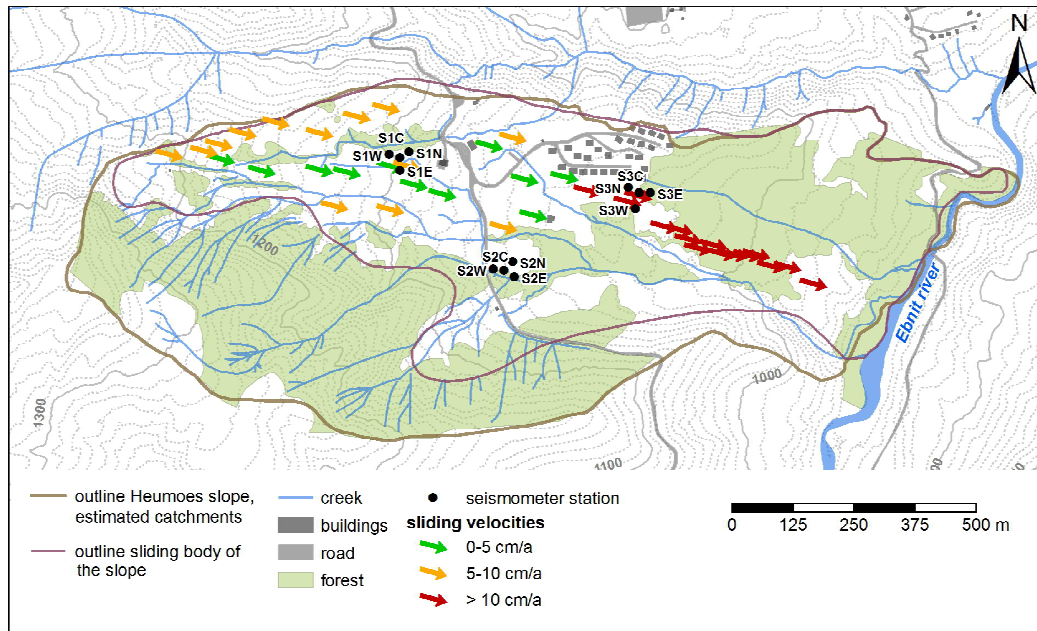


Fig. 3. General set up of the Heumoes slope, average sliding velocities (after Depenthal and Schmitt, 2003), and seismometer stations of the permanent seismic network.

a continuous mode with a preset sampling rate of 400 Hz. Due to the low epicentral distance of about five kilometres, the rockfall event at the “Rappenlochschlucht” gorge was recorded by our network as well as any other weak seismicity in the vicinity of the arrays.

1.4 Seismic monitoring of signals related to mass movements

Strong rain events not only trigger morphological processes, but also influence the dynamics in the upper earth’s crust (Husen et al., 2007). Rainfall-triggered earthquakes with magnitudes $M_L > 0.0$ in a depth of a few kilometers were observed in the Swiss Alps (Husen et al., 2007) and in a mountain area in Germany (Hainzl et al., 2006). On a much smaller scale, fracture processes on landslides, with magnitudes of $M_L < 0.0$, were observed in several studies by advanced seismic monitoring technics. Fracture processes on landslides consisting of hard rock (fragments) were monitored by, for example, Brückl and Mertl (2006) in the Austrian Alps, Spillmann et al. (2007) in the Swiss Alps, Helmstetter and Garambois (2010) at a rockslide, Got et al. (2010) and Levy et al. (2011) at rock columns, both in the French Alps, and Roth et al. (2005) at the Aknes fjord in Norway. Studies of seismic monitoring of soft rock-landslides were conducted at the Heumoes slope, Austria (Walter and Joswig, 2008, 2009; Walter et al., 2011), at the mudslide in Super-Sauze, French Alps (Walter et al., 2009, 2011), and at the Slumgullion landslide, Colorado, US (Gomberg et al., 1995, 2011). The most similar studies to ours documented

in the literature are the ones of Got et al. (2010) and Levy et al. (2011). In these studies the locations of possible rock collapse were well known and therefore the area of interest has been instrumented satisfactorily with dense seismic and geotechnical stations. Compared to these studies, the investigated rockfall at the “Rappenlochschlucht” gorge was monitored by a seismic network which was not especially designed to analyze seismic signals from that area.

In only a few of these studies a triggering influence of rainfall to the generation of slope-related seismicity was observed. At Heumoes slope, rainfall-induced fracture processes were observed in September 2005 (Walter and Joswig, 2008; Walter et al., 2011); a few weeks after an intense rainfall event with 240 mm in 24 h in August 2005, where the slope material was still highly water saturated and therefore weak rainfall events led to fracture generation. Helmstetter and Garambois (2010) observed a strong coupling of rainfall and the generation of fracture processes in the French Alps, while, for example, Spillmann et al. (2007) could not determine a rainfall-induced generation of fracture processes on a rockslide in the Swiss Alps. Levy et al. (2011) observed on a rock column in the French Alps that the largest numbers of events fit with minima in the temperature curve, after severe temperature drops. This result suggests a temperature control on rupture events and fracturing, what is supported by resonance frequency analysis (Levy et al., 2010).

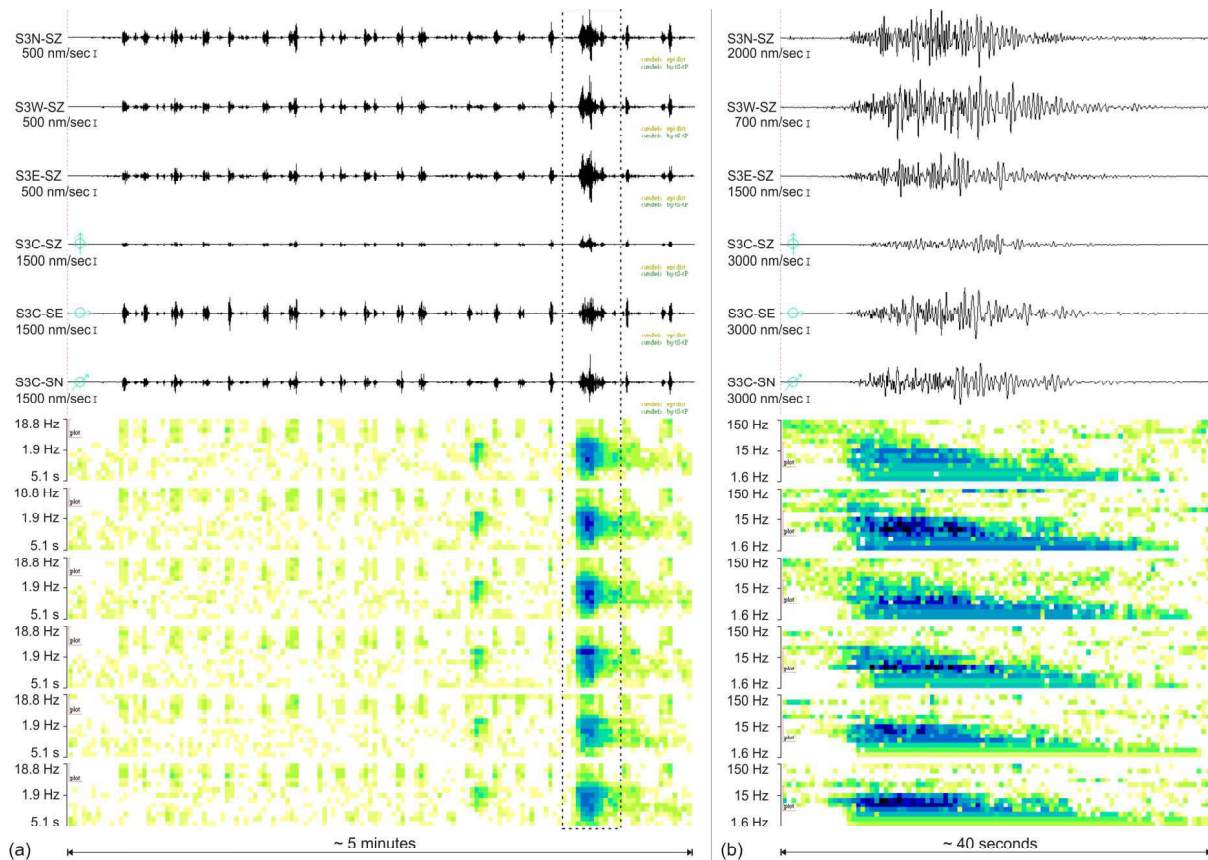


Fig. 4. Waveforms and sonograms of the destructive rockfall event on 10 May 2011, recorded with SNS 3 (Fig. 3): the upper three traces belong to the three outer 1c-stations, the lower three traces represent the 3c-central station. (a) signal of the entire rockfall sequence; (b) zoom of the signal, when the bridge was destroyed. Note the different time and amplitude scales.

2 Seismic monitoring of rockfall-related processes

This section describes the analysis of two different types of seismic signals related to the rockfall event: the signals of the rockfall itself, and signals which were identified to be precursory fractures. Both types of signals were located using the standard 1-D IASP91 Earth Reference Model (Kennett and Engdahl, 1991) of the International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior (IASPEI).

2.1 Seismic signals of the rockfall event

The destructive rockfall event was recorded by our seismic stations at the Heumoes slope in a distance of about five kilometers (Figs. 1 and 3). Figure 4 shows the waveforms and sonograms (Joswig, 2008) of the recorded rockfall event with duration of about 5 min. The signals show remarkable similarities to “avalanche” signals which were recorded at the mudslide in Super-Sauze (Walter and Joswig, 2009; Walter et al., 2012; Fig. 5) and which were generated by small rockfalls in the source area of the mudslide. Figure 5 shows typical waveforms and sonograms of a rockfall event recorded

and visually observed at the mudslide in Super-Sauze in July 2008. The broadband spikes represent the impact of blocks, while the low-frequency noise-band represents the flow of fine-grained material.

At Heumoes slope, these “avalanche” signals have never been observed in nearly two years of permanent seismic monitoring. Compared to the fracture signals observed at Heumoes slope (Fig. 6), the higher frequencies of the rockfall signals are damped due to the larger epicentral distance and the superficial source. The signal energy prevails in frequencies up to around 20 Hz, no separated signal phases can be identified. The rockfall signals were located by the use of the software HypoLine (Joswig, 2008). The software implements array methods for signal location based on the generation of hyperbolae for any $tp - tp$ difference between two distinct station onset times, and array beams for related phases of the small arrays (Joswig, 2008). Beside the signal of the main rockfall event itself, the signals of two further, much weaker, rockfalls were identified and located as well. These two events occurred at 06:52:16 (UTC) and at 09:00:30 (UTC), some hours before the main event occurred at 10:48:43 (UTC) on 10 May 2011 (Figs. 7 and 8). The

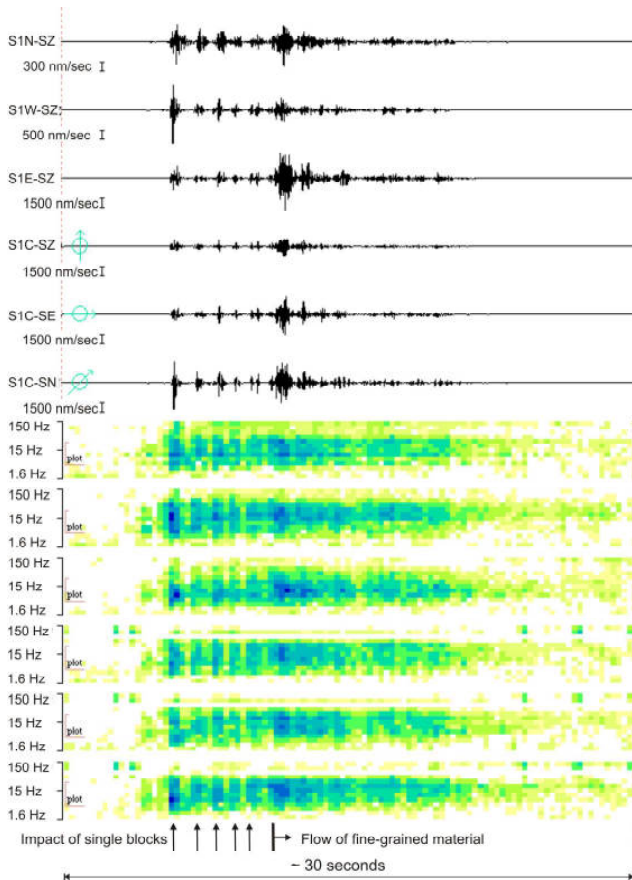


Fig. 5. Typical waveforms and sonograms of a rockfall event recorded in Super-Sauze with one single SNS: the upper three traces belong to the three outer 1c-stations, the lower three traces represent the 3c-central station (modified after Walter et al., 2012).

duration of these two events is five and seven minutes, respectively. As the location of the main event was well known, influences to the location method, e.g. chosen underground model, could be calibrated. All the rockfall signals were located in the vicinity of the “Rappenlochschlucht” gorge (Fig. 9). The used localization method is fully described in Joswig (2008).

We quantified the energy release of the rockfalls by the estimation of an equivalent local magnitude using the distance-correlation curve for low-distance events after Joswig (2008) and Wust-Bloch and Joswig (2006). We determined the average peak-to-peak amplitude of the signal and estimated an equivalent local magnitude of the main rockfall event to be around $M_{L,eq} = 2.3$. The magnitudes of the weaker rockfalls were both estimated to be around $M_{L,eq} = 0.0$, so approximately two orders of magnitudes weaker than the destructive main event, which corresponds to a factor of about 10^4 of released energy.

2.2 Seismic signals of precursory fractures

Beside the described “avalanche” signals of the rockfall events, we observed 12 signals which show similar waveforms and sonogram patterns compared to the observed fracture processes generated at Heumoes slope and recorded signals of local earthquakes from the seismo-tectonic activity of the nearby Upper Rhine valley (Fig. 6). The signals, with duration of a few seconds, show a high-frequency P-onset up to about 150 Hz, while the later arriving phases prevail in lower frequencies between 10–30 Hz. The common signal properties result in similar sonogram patterns which allow signal identification. But these fracture signals are characterized by significant differences compared to the fracture processes generated at Heumoes slope. Due to the low epicentral distance of a few hundred meters of the events generated at Heumoes slope, the apparent velocity of these events vary between 2.5 and 3.0 km s⁻¹. By contrast, the apparent velocities of the precursory fractures from the “Rappenlochschlucht” gorge in about 5 km distance, vary between 4.5 and 5.0 km s⁻¹ and show higher *ts-tp* times. The *ts-tp* time of the fracture events recorded on 10 May 2011 is throughout around 1 s, while the *ts-tp* times of the fracture events generated at the Heumoes slope vary between 0.1 and 0.2 s. The 5 to 10 times higher *ts-tp* time-difference of these signals compared to the ones generated at the Heumoes slope and the higher apparent velocities indicate a higher epicentral source distance. Therefore, the fracture signals recorded on 10 May 2011 are not related to any dynamic processes of the Heumoes slope. Comparable to the rockfall signals, fracture signals with these signal properties have also never been observed in nearly two years of permanent seismic monitoring at Heumoes slope. Figure 6 shows typical waveforms and sonograms of a signal of the rockfall event, a fracture process at Heumoes slope and a weak local earthquake. All the events were recorded by the permanent network installed at the creeping Heumoes slope (Fig. 3).

The temporal occurrence of these signals is remarkable: the first events occurred around 5 h before the destructive rockfall was initiated, the last one just 15 min before rockfall generation (Figs. 7 and 8). Figure 7 shows the sonograms of ~ 6 h of continuous data before main rockfall occurrence, recorded with station S1N (Fig. 3). Highlighted are local noise transient, the first rockfall event, a typical fracture signal, a teleseismic event and the main rockfall event. Figure 8 shows the temporal occurrence of both types of seismic signals, precursory fractures and rockfall events, with their (estimated) magnitudes. Remarkable is that the vast majority of observed fractures are temporarily clustered and occurred up to approximately one hour before rockfall occurrence.

The signals were located using the same procedures used for localization of the rockfall events; additionally, the *ts-tp* times were considered as these signals show clear phase-onsets. All the fracture events recorded on 10 May 2011 were located in the vicinity of the “Rappenlochschlucht” gorge

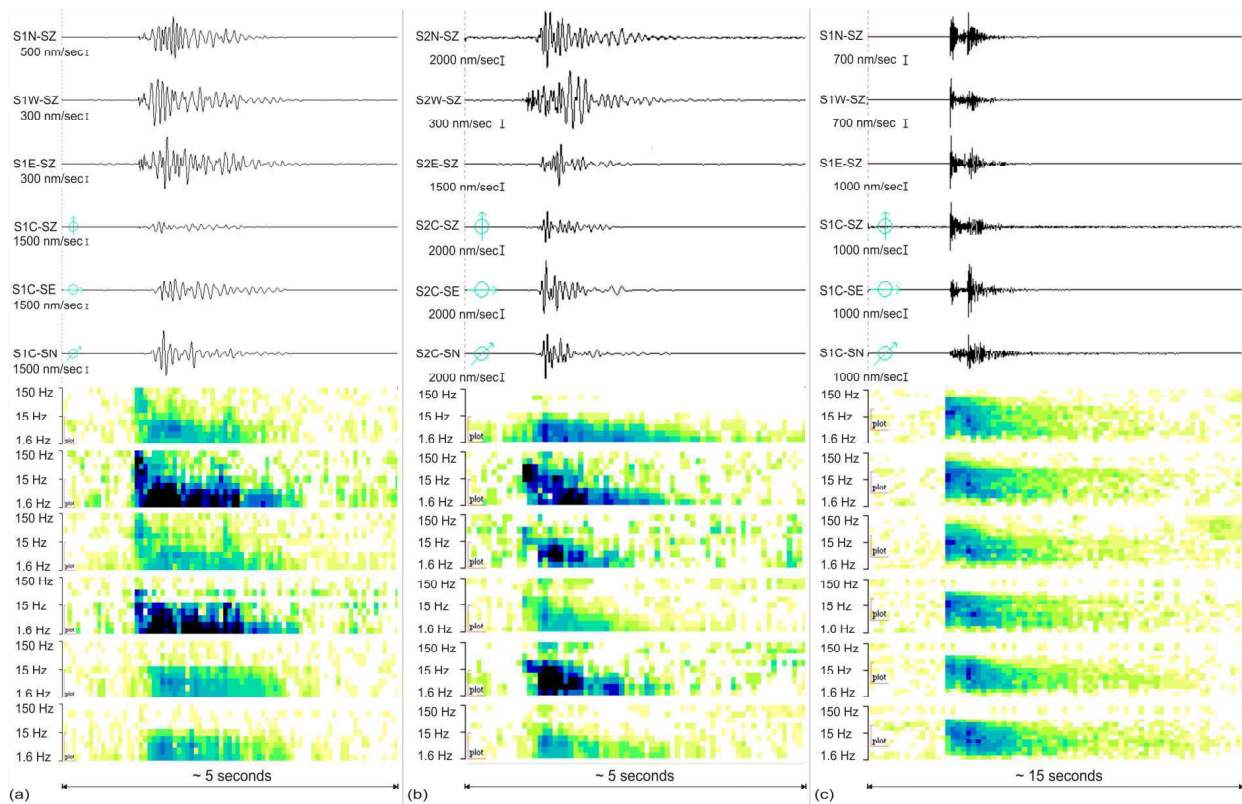


Fig. 6. Typical waveforms and sonograms of precursory fracture signals, fracture processes generated at Heumoes slope and local earthquakes recorded with one single SNS: the upper three traces belong to the three outer 1c-stations, the lower three traces represent the 3c central station. **(a)** precursory fracture $M_L = -0.1$ in ~ 5 km distance, recorded with SNS 1 (Fig. 3); **(b)** fracture signal $M_L = -1.4$ in ~ 180 m distance, generated at the Heumoes landslide, Austria, recorded with SNS 2 (Fig. 3); **(c)** local earthquake $M_L = 2.0$ in ~ 15 km distance to Heumoes slope, recorded with SNS 1 (Fig. 3). Note the different time scales.

(Fig. 9). The source depth could not be evaluated due to the sparse station distribution. Both, the temporal occurrence of the fractures, and the fact, that they are located in the vicinity of the gorge, indicate that these fractures mark precursory events of the destructive rockfall event.

The location accuracy of the absolute localization method in this case is limited due to the very low azimuthal coverage, which is approximately between 208° – 213° to the source area (Fig. 9) as the network was originally not designed for seismic event analysis from that area. The location uncertainty can be generally estimated to be about 10% of the epicentral distance, in this study up to 500 m. This location uncertainty runs in accordance to prior applications of Nanoseismic Monitoring using seismic small arrays. Häge and Joswig (2010) investigated the location improvements by relative localization methods. They compared the relative localization using the software HypoLine, which was also used in this study, with master event technics after Deichmann and Giardini (2009) and location methods based on double-difference algorithms after Kahn (2008). The results show that the relative localization improves the absolute location method and run in accordance to comparable location

methods. As similar travel paths of these fracture signals can be assumed, the relative location method was applied in this study as well. The fracture signal with the highest signal-to-noise ratio was determined to be the master event and was located using the absolute localization approach. The remaining fracture events were located relative to the localization result of the master event afterwards. Figure 9 shows, additionally to the absolute localizations, the epicenters of the fractures applying the master event technic. As shown in Fig. 9, the results of the master event localization are much more spatially clustered in the vicinity of the “Rappenlochschlucht” gorge than the epicenters of the absolute localization.

We therefore assume that these signals were generated in the massive rock body by weak fracture processes which in summary caused the destructive rockfall event. This assumption is supported by the fact that these fractures occurred temporarily separated as discrete events. The tumbling and falling of single rock blocks would generate sequences of signals comparable to the described “avalanche” signals. Therefore, this possibility of source process can be excluded. The

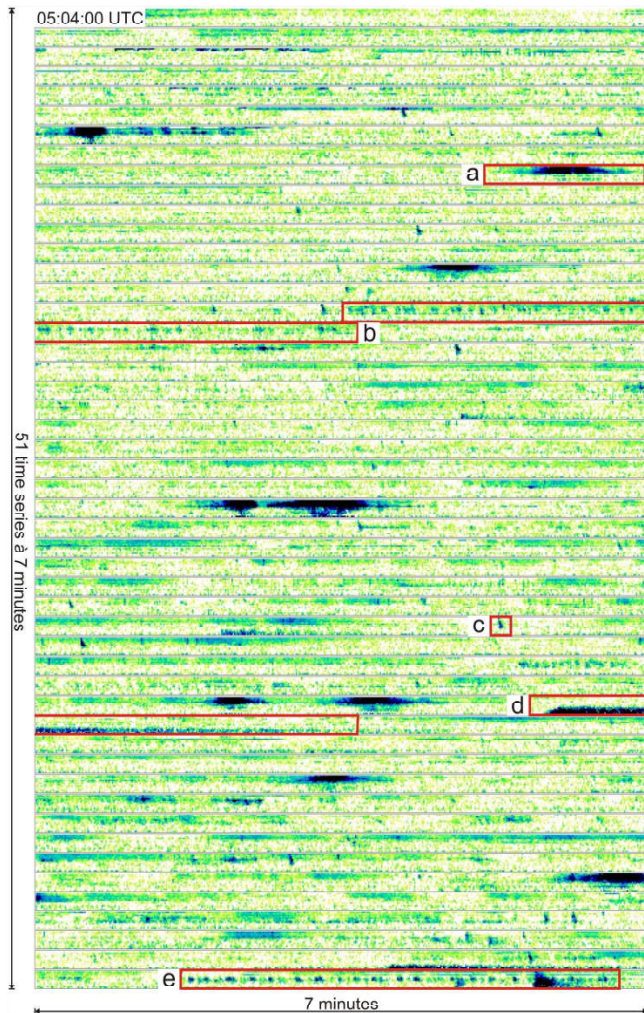


Fig. 7. Sonograms of station SIN (Fig. 3) showing ~ 6 h of continuous data before main rockfall occurrence (data resampled). (a) local noise transient, (b) first rockfall event, (c) fracture signal, (d) teleseismic event, (e) main rockfall event.

magnitude range of the precursory fractures is estimated to be $-0.5 < M_L < 0.4$.

3 Analysis of possible trigger mechanisms

Possible trigger mechanisms of the observed rockfall event at the “Rappenlochschlucht” gorge on 10 May 2011 are analyzed and discussed in this chapter.

3.1 Conventional triggering factors of mass movements

Mass movements in mountainous areas can be triggered by the relative change of thermal, hydrologic or mechanical conditions, mostly related to abrupt meteorological changes, e.g. during strong rain events or snow melting periods (Kääb et al., 2005). These influences can cause significant changes

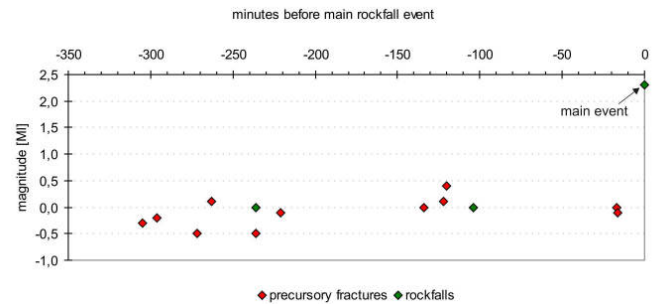


Fig. 8. Temporal occurrence of precursory fractures (red) and rockfall sequences (green) before the main rockfall event occurred, with their local magnitudes (fractures) and estimated local magnitudes (rockfalls), respectively.

of material properties of mountain slopes and forces their destabilization. Despite the fact that different influences to slope stability were observed in several studies, the majority of mass movements in general are triggered by extreme rainfall events (Tsaparas et al., 2002; van Asch et al., 1999), rockfalls are often triggered by freeze/thaw cycles, or by a combination of both.

The influence of thermal changes to rock slope stability is observed by, for example, Harris et al. (2009). The freeze/thaw weathering leads to two different effects: on the one hand, frozen water expands to an around 9 % higher volume and promotes the fracturing of rock masses. On the other hand, frozen rock fractures are more stabilized due to the higher shear and tensile strength of ice (e.g. Gruber and Haeberli, 2007). The influence of the snow cover arises largely from its low thermal conductivity in dependence to its density and microstructure (Fierz and Lehning, 2001; Luetsch and Haeberli, 2005), its high surface albedo, and the latent energy provided during snow melting (Mellor, 1977; Sturm et al., 1997; Zhang, 2005). The frost penetration depths as well as a possible snow cover are directly linked to the topography of the respective slope. On planer slopes, a snow cover of more than ~ 60 – 80 cm marks an effective thermal insulation that the frost is not able to penetrate in higher depths (Keller and Gubler, 1993; Hanson and Hoelzle, 2004). On steep slopes, the frost penetration is generally stronger due to the usually minor snow cover (Gruber and Haeberli, 2007).

Especially on rock slopes, a high frequency of frost cycles is likely to be most effective for the spalling of rock fragments (up to block size) in the uppermost parts of the solid rock (Matsuoka, 1994). But, the number of effective freeze-thaw cycles is reduced, if there is no water available (Prick, 2003). Rockfalls with large boulders tend to occur in association to progressive seasonal thaw penetration and/or refreezing of melt water (Rapp, 1960; Matsuoka and Sakai, 1999; Stoffel et al., 2005). Nevertheless, the ice growth in pre-existing fractures reduces the stability of steep rock masses by the widening of fractures and thus preparing the way for

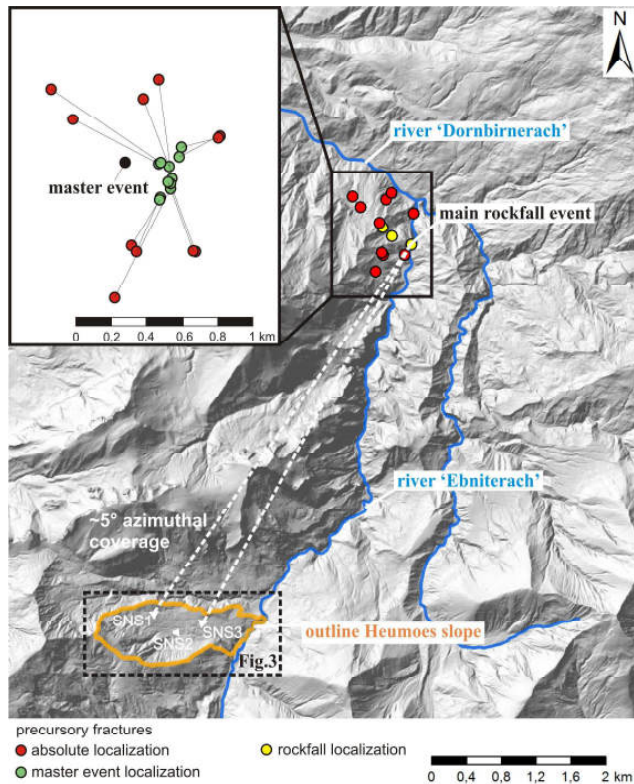


Fig. 9. Epicenters of the located rockfall events and precursory fractures mapped on an Airborne Laser Scan digital terrain model (2002–2005, by courtesy of the Land Vorarlberg).

failure during degradation, or by expanding fractures to a critical value, either slowly or in response to temperature changes (Gruber and Haeberli, 2007).

Hydrological changes mark the most common triggering factor of mass movements, especially of landslides. On soft rock-landslides, the hydrological properties of landslide material control the shear strength and the effective stress distribution within the landslide body. Rainfall and the subsequent redistribution of water within the system are the most prominent control on both of these factors, especially on landslides consisting of weak sediments (e.g. van Asch et al., 1999; Tsaparas et al., 2002). The direct coupling of rainfall, fast water infiltration, rise of pore water pressure in the subsurface and higher displacements on the slope's surface was observed by, for example, Lindenmaier et al. (2005), Travelletti et al. (2008) and Malet et al. (2005) on different soft rock-landslides. The challenge in understanding the hydrologic control of the behavior of landslides is the implication of the heterogeneity of the respective landslide body in numerical models (e.g. Wienhöfer et al., 2011) in order to get a universally valid plausibility. Especially preferential water infiltration paths which lead to abrupt hydrological, and therefore mechanical, changes of material properties are often unknown. On rock slopes, existing fractures

(caused by freeze/thaw cycles) mark preferential water paths during strong rain events or snow melting periods and can cause their destabilization.

Beside thermal and hydrological changes, Schulz et al. (2009) observed that even weak variations of air pressure influence the dynamic of the fast-moving Slumgullion landslide (Colorado, US) which consists of sediments as well. Also the influence of strong earthquakes to slope stabilities is proven in several studies. For example, more than 10 000 landslides were induced by the $M_W = 7.6$ Chi-Chi earthquake in Taiwan in 1999 (e.g. Khazai and Sitar, 2004).

3.2 The once-in-a-hundred-years rainfall event on 23 August 2005

In August 2005, one of the most catastrophic rainfall and flood events in the last 100 yr hit the entire Alpine region. The event caused many casualties and damages to infrastructure, communication routes and agriculture with an economic loss between 1–2 billion Euros (Beniston, 2006). At Heumoes slope, rainfall of ~ 240 mm in 24 h was recorded on 23 August 2005. Beside the economical damages, the immense rain intensity caused several landslides in the entire Vorarlberg region and a few single rotational slides in the direct vicinity of the Heumoes slope. Caused by this intense rain event, the “Dornbirnerach” river, which drains the entire region of the Heumoes slope, swelled significantly with maximal outflow values of 246 m^3 per second. The rise of the “Dornbirnerach” and its confluents on 23 August 2005 caused the last known damage in the area of the “Rappenlochschlucht” gorge: a small bridge was destroyed by huge rock blocks which were carried away by the immense masses of water of the “Ebnerach” river.

3.3 Possible triggers of the “Rappenlochschlucht” rockfall event

To investigate possible triggers of the destructive rockfall event in the “Rappenlochschlucht” gorge on 10 May 2011, several meteorological and hydrological data were analyzed. As the rock mass in the “Rappenlochschlucht” gorge was originally not the focus of our work, no reference data were available from the direct vicinity of that area. Nevertheless, we analyzed available reference data from the surrounding area.

The meteorological data were recorded at two weather stations: at the Heumoes slope and in the village of Ebnit in a distance of a few hundred meters (Fig. 1). According to the described possible triggers, we verified the temporal occurrence of the rockfall with recorded data of air temperature, air pressure, snow cover, precipitation and outflow of the “Dornbirnerach” river (Fig. 10). The outflow measuring device is located close to the city of Dornbirn at 467 m a.s.l. (Fig. 1), at river kilometer marker 13 and is serviced by authorities of the Vorarlberg province. The orographical catchment area

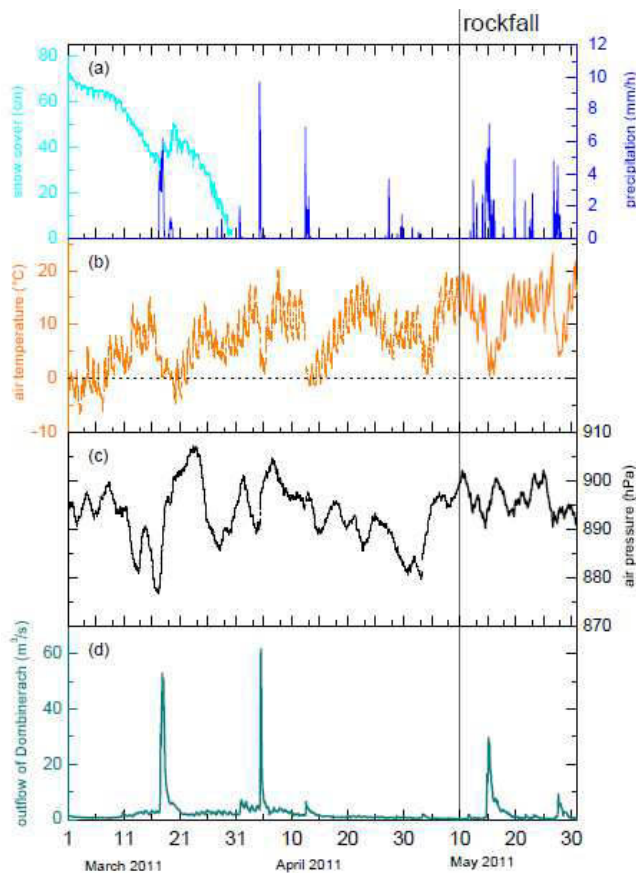


Fig. 10. Meteorological and hydrological data between March and May 2011: (a) snow cover and precipitation; (b) air temperature; (c) air pressure; (d) outflow of the “Dornbirnerach” river (Fig. 1). Highlighted is the rockfall occurrence on 10 May 2011.

of the “Dornbirnerach” river is estimated to be 53.2 km^2 ; its outflow indicates the surface water flow of the entire area on a regional scale.

Figure 10 illustrates the snow cover, precipitation, air temperature, air pressure and the outflow of the “Dornbirnerach” river between March and May 2011. It shows that the snow melting period ended already at the end of March 2011 and therefore marks no possible trigger for the rockfall event. The strongest rain intensities were recorded at beginning of April 2011. In the week before the rockfall occurred, no precipitation was measured. Freeze/thaw cycles can be excluded as well as possible triggers as the last frost period occurred at beginning of April 2011. The variation of air pressure, which is very unlikely being a triggering factor, does not show significant anomalies in the specific time frame around 10 May 2011. The outflow of the “Dornbirnerach” river correlates well with higher rain intensities on 18 March, 5 April and 15 May 2011. In the time of the rockfall occurrence, no significant changes were recorded. In addition to the meteorological and hydrological data, we investigated the local

seismicity as a possible trigger in that time period as well. The last local earthquake before rockfall generation occurred on 29 April 2011 with a magnitude of $M_L = 1.1$ in approximately 18 km distance to the “Rappenlochschlucht” gorge, so that a seismic trigger can be excluded as well. To summarize, contrary to the once-in-a-hundred-years-event in August 2005, a triggering factor of the rockfall event at the “Rappenlochschlucht” gorge on 10 May 2011 could not be identified and therefore remains unknown.

4 Conclusions

A massive rockfall with an estimated volume of approximately $15\,000 \text{ m}^3$ occurred on 10 May 2011 in the “Rappenlochschlucht” gorge, Vorarlberg, Austria, and destroyed an important massive bridge construction. Using a permanent seismic network at the Heumoes slope in a distance of around 5 km to the “Rappenlochschlucht” gorge, we were able to record the rockfall. Beside the registration of the main rockfall event, we were able to identify two weaker rockfalls which occurred several hours before and whose signals show remarkable similarities to “avalanche” signals. The equivalent magnitude of the main event is estimated to be $M_{L,eq} = 2.3$, while the magnitude of the weaker ones is comparable to $M_{L,eq} = 0.0$. All rockfall events were located in the vicinity of the “Rappenlochschlucht” gorge.

Beside these “avalanche” signals, we observed fracture signals whose properties show remarkable similarities to fracture processes generated at the creeping Heumoes slope which was originally the area of interest for the seismic monitoring. But compared to the fracture events located at Heumoes slope, the observed fracture signals on 10 May 2011 show 5 to 10 times higher $ts-tp$ as well as a higher apparent velocity indicating a larger epicentral distance. These fracture signals, with local magnitudes of $-0.5 < M_L < 0.4$, occurred up to approximately 5 h before the main rockfall was generated. Generally, these fractures occurred up to one hour before one of the three rockfalls. Also these fracture processes were located in the direct vicinity of the “Rappenlochschlucht” gorge by applying absolute and relative localization methods. We therefore interpret these signals as being precursory stress relief within the rock mass, or mass transferring processes, respectively, finally causing the destructive main rockfall event. This interpretation is supported by the fact that these specific types of fracture signals have never been observed in nearly two years of permanent seismic monitoring, so that other seismic source mechanisms can be excluded.

Several meteorological and hydrological data as well as the local seismicity during that period of time were analyzed in order to identify possible trigger mechanisms of the destructive rockfall event. Unfortunately, no triggering factor of the rockfall event could be identified and remains unknown.

Acknowledgements. We thank Eberhard Claar, Patrick Blascheck, Benjamin Sick and Martina Gassenmeier for both, their assistance in development and field installation of the permanent seismic network, as well as for data management and data pre-processing. The meteorological data of the weather station at the Heumoes slope is provided by colleagues of the research unit “Grosshang”. The meteorological data of the weather station in Ebnet, the hydrological data of the outflow of the “Dornbirnerach” as well as the Airborne Laser Scan of Figs. 1 and 9 are provided by the Land Vorarlberg. We thank Andreas Günther (Editor) as well as two anonymous reviewers for their improvements of the manuscript. This work was supported by the German Research Foundation (DFG) within the funded research unit FOR 581 “Grosshang” and within the funding programme Open Access Publishing.

Edited by: A. Günther

Reviewed by: two anonymous referees

References

- Beniston, M.: August 2005 intense rainfall event in Switzerland: Not necessarily an analog for strong convective events in a greenhouse climate, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L05701, doi:10.1029/2005GL025573, 2006.
- Brückl, E. and Mertl, S.: Seismic Monitoring of Deep-Seated Mass Movements, Proc. of INTERPRAEVENT International Symposium “Disaster Mitigation of Debris Flows, Slope Failures and Landslides”, Universal Academy Press, Inc., Tokyo, Japan, 571–580, 2006.
- Deichmann, N. and Giardini, D.: Earthquakes induced by the stimulation of an enhanced geothermaö system below Basel (Switzerland), *Seis. Res. Lett.*, 80, 784–798, 2009.
- Depenthal, C. and Schmitt, G.: Monitoring of a landslide in Vorarlberg/Austria, in: Proc. Int. FIG Symp. on Deformation Measurements, 11th, Santorini (Thera) Island, Greece, 25–28 May 2003, edited by: Stiros, S. and Pytharouli, S., Geodesy and Geodetic Appl. Lab., Dep. of Civ. Eng., Patras Univ., Rio, Greece, 289–295, 2003.
- Fierz, C. and Lehning, M.: Assessment of the microstructure-based snow-cover model SNOWPACK: thermal and mechanical properties, *Cold Reg. Sci. Technol.*, 33, 123–131, 2001.
- Gomberg, J., Bodin, P., Savage, W., and Jackson, M. E.: Landslide faults and tectonic faults, analogs?: The Slumgullion earthflow, Colorado, *Geology*, 23, 41–44, 1995.
- Gomberg, J., Schulz, W., Bodin, P., and Kean, J.: Seismic and geodetic signatures of fault slip at the Slumgullion Landslide Natural Laboratory, *J. Geophys. Res.*, 116, B09404, doi:10.1029/2011JB008304, 2011.
- Got, J.-L., Mourot, P., and Grangeon, J.: Pre-failure behaviour of an unstable limestone cliff from displacement and seismic data, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 10, 819–829, doi:10.5194/nhess-10-819-2010, 2010.
- Gruber, S. and Haeblerli, W.: Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change, *J. Geophys. Res.*, 112, 1–10, doi:10.1029/2006JF000547, 2007.
- Häge, M. and Joswig, M.: Untersuchung der Lokalisierungs-genauigkeit von Kleinarrays anhand induzierter Seismizität während der Stimulationsphase des Deep-Heat-Mining-Projektes in Basel, DGG Mitteilungen 1/2011, 24–30, 2011.
- Hainzl, S., Kraft, T., Wassermann, J., Igel, H., and Schmedes, E.: Evidence for rainfall-triggered earthquake activity, *Geophys. J. Int.*, 33, L19303, doi:10.1029/2006GL027642, 2006.
- Hanson, S. and Hoelzle, M.: The thermal regime of the active layer at the Murtèl rock glacier based on data from 2002, *Permafrost Periglac. Process.*, 15, 273–282, 2004.
- Harris, C., Arenson, L. U., Christiansen, H. H., Eitzelmüller, B., Frauenfelder, R., Gruber, S., Haeblerli, W., Hauck, C., Hölzle, M., Humlum, O., Isaksen, K., Käab, A., Kern-Lütschg, M. A., Lehning, M., Matsuoka, N., Murton, J. B., Nötzli, J., Phillips, M., Ross, N., Seppälä, M., Springman, S. M., and Vonder Mühll, D.: Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses, *Earth-Sci. Rev.*, 92, 117–171, doi:10.1016/j.earscirev.2008.12.002, 2009.
- Helmstetter, A. and Garambois, S.: Seismic monitoring of Séchillienne rockslide (French Alps): Analysis of seismic signals and their correlation with rainfalls, *J. Geophys. Res.*, 15, F03016, doi:10.1029/2009JF001532, 2010.
- Husen, S., Bachmann, C., and Giardini, D.: Locally triggered seismicity in the central Swiss Alps following the large rainfall event of August 2005, *Geophys. J. Int.*, 171, 1126–1134, 2007.
- Joswig, M.: Nanoseismic Monitoring fills the gap between micro-seismic networks and passive seismic, *First Break*, 26, 121–128, 2008.
- Käab, A., Huggel, C., Fischer, L., Guex, S., Paul, F., Roer, I., Salzmann, N., Schlaefli, S., Schmutz, K., Schneider, D., Strozzi, T., and Weidmann, Y.: Remote sensing of glacier- and permafrost-related hazards in high mountains: an overview, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 5, 527–554, doi:10.5194/nhess-5-527-2005, 2005.
- Kahn, D.: Hydro-Fractured Reservoirs: A Study using Double-Difference Location Techniques, PhD-thesis, Duke University, 2008.
- Keller, F. and Gubler, H. U.: Interaction between snow cover and high mountain permafrost at Murtèl/Corvatsch, Swiss Alps, The 6th International Conference on Permafrost, Beijing, China, 332–337, 1993.
- Kennett, B. L. N. and Engdahl, E. R.: Traveltimes for global earthquake location and phase identification, *Geophys. J. Int.*, 105, 429–465, 1991.
- Khazai, B. and Sitar, N.: Evaluation of factors controlling earthquake-induced landslides caused by Chi-Chi earthquake and comparison with the Northridge and Loma Prieta events, *Eng. Geol.*, 71, 79–95, 2004.
- Levy, C., Baillet, L., Jongmans, D., Mourot, P., and Hantz, D.: The dynamic response of the chamousset rock column (Western Alps, France) before its collapse, *J. Geophys. Res.*, 115, F04043, doi:10.1029/2009JF001606, 2010.
- Levy, C., Jongmans, D., and Baillet, L.: Analysis of seismic signals recorded on a prone-to-fall rock column (Vercors massif, French Alps), *Geophys. J. Int.*, 186, 296–310, doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05046.x, 2011.
- Lindenmaier, F., Zehe, E., Dittfurth, A., and Ihringer, J.: Process identification at a slow-moving landslide in the Vorarlberg Alps, *Hydrol. Process.*, 19, 1635–1651, 2005.
- Luetschg, M. A. and Haeblerli, W.: Permafrost evolution in the Swiss Alps in a changing climate and the role of the snowcover, *Nor. J. Geogr.*, 59, 77–83, 2005.

- Malet, J.-P., van Asch, Th. W. J., van Beek, R., and Maquaire, O.: Forecasting the behaviour of complex landslides with a spatially distributed hydrological model, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 5, 71–85, doi:10.5194/nhess-5-71-2005, 2005.
- Matsuoka, N.: Diurnal freeze-thaw depth in rockwalls: field measurements and theoretical considerations, *Earth Surf. Proc. Landf.*, 19, 423–435, 1994.
- Matsuoka, N. and Sakai, H.: Rockfall activity from an alpine cliff during thawing periods, *Geomorphology*, 28, 309–328, 1999.
- Mellor, M.: Engineering properties of snow, *J. Glaciol.*, 19, 15–66, 1977.
- Oberhauser, R.: *Der geologische Aufbau Österreichs*, Springer-Verlag, Wien, 1980.
- Prick, A.: Frost weathering and rock fall in an arctic environment, Longyearbyen, Svalbard, available at: http://research.iarc.uaf.edu/NICOP/DVD/ICOP2003Permafrost/Pdf/Chapter_159.pdf (latest access: 3 November 2012), 2003.
- Rapp, A.: Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, Northern Scandinavia, *Geogr. Ann.*, 42, 65–200, 1960.
- Roth, M., Dietrich, M., Blikra, L. H., and Lecomte, I.: Seismic monitoring of the unstable rock slope at Åknes, Norway, NORSAR, Report for the International Centre for Geohazards, 2005.
- Schulz, W. H., Kean, J. W., and Wang, G.: Landslide movement in southwest Colorado triggered by atmospheric tides, *Nat. Geosci.*, 2, 863–866, doi:10.1038/ngeo659, 2009.
- Spillmann, T., Maurer, H., Green, A. G., Heincke, B., Willenberg, H., and Husen, S.: Microseismic investigations of an unstable mountain slope in the Swiss Alps, *J. Geophys. Res.*, 112, B07301, doi:10.1029/2006JB004723, 2007.
- Stoffel, M., Lièvre, I., Conus, D., Grichting, M. A., Raetzo, H., Gärtner, H. W., and Monbaron, M.: 400 years of debris-flow activity and triggering weather conditions: Ritigraben, Valais, Switzerland, *Arct., Antarc., Alp. Res.*, 37, 387–395, 2005.
- Sturm, M., Holmgren, J., König, M., and Morris, K.: The thermal conductivity of seasonal snow, *J. Glaciol.*, 43, 26–41, 1997.
- Travelletti, J., Oppikofer, T., Delacourt, C., Malet, J.-P., and Jaboyedoff, M.: Monitoring landslides displacements during a controlled rain experiment using a long-range terrestrial laser scanning (TLS), *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, Vol. XXXVII, Part B5, 485–490, 2008.
- Tsaparas, I., Rahardjo, H., Toll, D. G., and Leong, E. C.: Controlling parameters for rainfall-induced Landslides, *Comput. Geosci.*, 29, 1–27, 2002.
- van Asch, T. W. J., Buma, J., and van Beek, L. P. H.: A view on some hydrological triggering systems in landslides, *Geomorphology*, 30, 25–32, 1999.
- Walter, M. and Joswig, M.: Seismic monitoring of fracture processes generated by a creeping landslide in the Vorarlberg Alps, *First Break*, 26, 131–135, 2008.
- Walter, M. and Joswig, M.: Seismic characterization of slope dynamics caused by softrock-landslides: The Super-Sauze case study, in: *Proceedings of the International Conference on Landslide Processes: from geomorphologic mapping to dynamic modelling*, edited by: Malet, J.-P., Remaître, A., and Boogard, T., Strasbourg, CERG Editions, 215–220, 2009.
- Walter, M., Niethammer, U., Rothmund, S., and Joswig, M.: Joint analysis of the Super-Sauze (French Alps) mudslide by nanoseismic monitoring and UAV-based remote sensing, *First Break*, 27, 75–82, 2009.
- Walter, M., Walser, M., and Joswig, M.: Mapping Rainfall-Triggered Slidequakes and Seismic Landslide-Volume Estimation at Heumoes slope, *Vadose Zone J.*, 10, 487–495, 2011.
- Walter, M., Arnhardt, C., and Joswig, M.: Seismic monitoring of rockfalls, slide quakes, and fissure development at the Super-Sauze mudslide, French Alps, *Eng. Geol.*, 128, 12–22, 2012.
- Wienhöfer, J., Lindenmaier, F., and Zehe, E.: Challenges in Understanding the Hydrologic Controls on the Mobility of Slow-Moving Landslides, *Vadose Zone J.*, 10, 496–511, 2011.
- Wust-Bloch, H. and Joswig, M.: Pre-collapse identification of sinkholes in unconsolidated media at Dead Sea area by “nanoseismic monitoring” (graphical jackknife location of weak sources by few, low-SNR records), *Geophys. J. Int.*, 167, 1220–1232, 2006.
- Zhang, T.: Influence of the seasonal snow cover on the ground thermal regime: an overview, *Rev. Geophys.*, 43, RG4002, doi:10.1029/2004RG000157, 2005.