Sicherheitskonzept Liesgele

Dreidimensionale, hochauflösende Analyse des Lawinenanbruchgebiets am Liesgelespitz

Diplomarbeit

Verfasst und vorgelegt von:

Mag. Reinhard Kaplanski

zur Erlangung des akademischen Grades

Diplom Ingenieur

angefertigt am

Institut für Alpine Naturgefahren Universität für Bodenkultur Wien

Betreuer:

Univ. Prof. Dipl.-Ing. Dr. nat. techn. Johannes Hübl Dipl.-Ing. Dr. Alexander Prokop





Wien, Februar 2012

Ich erkläre hiermit eidesstattlich, die vorliegende Arbeit selbstständig und nur unter Zuhilfenahme der angeführten Literatur und Methoden verfasst zu haben.

Die aus fremden Quellen direkt oder indirekt übernommenen Gedanken wurden als solche kenntlich gemacht.

Diese Arbeit wurde bisher weder in gleicher noch in ähnlicher Form einer anderen Prüfungsbehörde vorgelegt und auch noch nicht veröffentlicht.

Ort und Datum: Unterschrift

Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis2							
Vo	Vorwort und Danksagung						
Ζı	Zusammenfassung						
1 Einleitung							
	1.1	Problemstellung	5				
	1.2	Zielsetzung	7				
2	Met	hodik٤	3				
3 Untersuchungsgebiet		ersuchungsgebiet)				
	3.1	Gebietsbeschreibung)				
	3.2	Neigungsverteilung im Einzugsgebiet	1				
	3.3	Expositionsverteilung	2				
	3.4	Meteorologische Verhältnisse	3				
	3.5	Analyse der Windverhältnisse	5				
	3.6	Lawinenchronik 22)				
J.O Law		engrundlage	- 1				
+	1 1	Magatation	г 1				
	4.1		+				
	4.2	Digitales Gelandemodell) _				
	4.3	Schneehöhenverteilungskarte	5				
5	Gru	ndlagen der Schneeverfrachtung29)				
	5.1	Einleitung)				
	5.2	Schneeverfrachtung)				
5.2		1 Transportmechanismen	L				
	5.2.	2 Zeitliche Entwicklung von Massenflüssen	ŀ				
5.2		3 Grenzgeschwindigkeit für Erosion und Ablagerung	5				

	5.3	Schneeverteilung im Kammbereich					
	5.4	Modellierung von Schneeverfrachtung	40				
	5.5	Windfeld	43				
	5.5.	1 Windprofil	43				
	5.5.2	.2 Modifizierung des Windfelds	46				
6	Drei	eidimensionale Modellierung des Strömungsfelds					
	6.1	Modellbeschreibung					
	6.2	Modelleinstellungen					
	6.3	Simulationsergebnisse	51				
7	Vors	schläge zu Schutzmaßnahmen	58				
	7.1	Permanente Schutzmaßnahmen	58				
	7.1.	.1 Verwehungsverbauungen	58				
	2 Stützverbauungen	65					
	7.2	Temporäre Maßnahmen	66				
8	Inte	erpretation und Schutzkonzept	69				
	8.1	Interpretation der Ergebnisse	69				
	8.2	Schutzkonzept	71				
	8.3	Kostenabschätzung	77				
9	Schl	llussfolgerung					
10) Abs	stract					
Q	Quellenverzeichnis						
	Literatur						
Photos							
Abbildungsverzeichnis							
	Tabell	lenverzeichnis	103				
A	Anhang						

Vorwort und Danksagung

Zu Beginn meines Studiums hatte ich schon mit dem Gedanken gespielt, dieses auch mit einem Thema im Lawinenschutzbereich abzuschließen. Als ich mich bei der Suche nach einem geeigneten Thema im Frühling 2010 an Herrn Dipl.-Ing. Dr. Alexander Prokop wendete, war gerade ein Projekt aktuell, im dem ein Konzept zur Wintersicherheit für einen Streckenabschnitt der ÖBB erarbeitet werden sollte. Dabei soll eine spezielle Methode zum Einsatz kommen, um Erosions- und Ablationsbereiche von Schnee einzugrenzen. Da ich die Möglichkeit hatte dieses Know How und die dafür nötige Software kennen lernen zu dürfen, war meine Begeisterung sofort geweckt. Zusätzlich war die Kombination aus praktischem Nutzen und wissenschaftlicher Arbeit noch Ansporn, mich für dieses Thema zu entscheiden.

Das gesamte Projekt ist auf zwei Diplomarbeiten aufgeteilt. Im ersten hier bearbeiteten Teil liegt der Fokus auf der Lokalisierung der Anbruchgebiete an der ESE-Flanke des Liesgelespitz oberhalb des ÖBB-Streckenverlaufs. Der zweite Teil beschäftigt sich mit der Auswertung langjähriger Schneehöhendaten und der Analyse der unterschiedlichen Ergebnisse lawinendynamischer Simulationen (AVAL 1-D, ELBA+, SAMOS, RAMMS).

Mein Dank gilt Dipl.-Ing. Alexander PROKOP für die Betreuung der vorliegenden Diplomarbeit und für die wertvollen Hilfestellungen und Ratschlägen während meiner Arbeit, sowie Univ. Prof. Dipl.- Ing. Dr. Johannes HÜBL für die Betreuung und abschließende Beurteilung der Diplomarbeit.

Bedanken möchte ich mich auch bei Herrn Ing. Friedrich ZOTT für die Bereitstellung der Stationsdaten und bei Herrn DI SCHEKULIN Clemens - in Vertretung der ÖBB - für die Bereitstellung des digitalen Höhenmodells, der Photodokumentation und der Protokolle zum Lawinenereignis vom 03.04.2009.

Weiters danke ich Josef für den wertvollen Gedankenaustausch in der Entstehungsphase dieser Diplomarbeit und Thomas ROSSI-PAUL für die Unterstützung im EDV-Bereich.

Besonderer Dank gilt meinen Eltern, die mir mein Studium ermöglicht haben - besonders meinem Vater für das Korrekturlesen der Diplomarbeit - und meiner Freundin Gabi für Ihre Geduld in der Endphase der Diplomarbeit.

4

Zusammenfassung

Im Auftrag der ÖBB soll ein Sicherheitskonzept für einen Streckenabschnitt der Tauernbahn (km 43,200 – km 43,600) erarbeitet werden, wobei der Gefahrenprozess Lawine untersucht wird. Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit der dreidimensionalen Analyse des Lawinenanbruchgebiets am Liesgelespitz. Aufgrund der Ergebnisse können Schutzmaßnahmen gezielt und effizient geplant werden.

Das für die Schneeverfrachtung wichtige Strömungsverhalten der Höhenwinde über komplexem topographischen Gelände wird mit dem atmosphärischen dreidimensionalen Modell ARPS (Advanced Regional Prediction System) simuliert. Die Information der lokalen Windverhältnisse konnte anhand einer meteorologischen Messstation im Gipfelbereich gewonnen werden. Die Auswertung dieser Daten zeigt eine deutliche Dominanz der Windrichtungsverteilung aus Richtung NW und SE, gefolgt von Winden aus nordöstlicher Richtung. Hohe Windgeschwindigkeiten (> 35 m/s) treten hier vorwiegend aus nordwestlicher Richtung auf. Die Simulationsergebnisse zeigen, dass Triebschnee bei Windrichtungen von 270 ° bis 350 ° über den N-S verlaufenden Bergrücken in die Anbruchgebiete an der Ostseite verfrachtet wird. Zudem können aber auch vor allem N bis NE-Winde für Triebschneeverfrachtungen in den ostseitigen Lawinengräben verantwortlich gemacht werden. Anhand der Ergebnisse der Windfeldsimulation und der flächigen Schneehöhenverteilung mittels terrestrischen Laserscans können potentielle Akkumulationsräume von Triebschnee bestimmt und Anbruchgebiete abgegrenzt werden.

Der Einsatz von Triebschneezäunen ist nur bedingt möglich, da diese Schutzmaßnahme nur west- bis nordwestliche Anströmungen beeinflussen kann bzw. durch die variierenden Windverhältnisse im Untersuchungsgebiet durch Einschneiung gefährdet ist. Die Installation von GasEx-Anlagen in jeweils einem Anbruchgebiet oder die Errichtung von zwei Lawinenwächtern kann in Betracht gezogen werden. Die kostengünstigste Variante stellt der Abwurf von Sprengladungen aus einem Helikopter dar, um die Lawinenanbruchgebiete zum Erhalt der Sicherheit von Infrastruktur und Bahnbetrieb unter Kontrolle zu halten

1 Einleitung

1.1 Problemstellung

Unmittelbar an der Ausfahrt am Südportal der Tauernschleuse besteht Lawinengefahr für einen Streckenabschnitt (km 43,200 – km 43,600) der ÖBB. Der obere Bereich des Einzugsgebietes gliedert sich in fünf Teilanbruchgebiete, die in weiterer Folge in zwei Rinnen zusammenlaufen. Anbruchgebiet Nr. 2 bis Nr. 5 werden dabei in einer Rinne kanalisiert, wodurch große Schneemassen im Falle eines Lawinenereignisses zu Tal geleitet werden können (Abb. 1). Da es sich um kein touristisch erschlossenes Gebiet handelt, kann der Mensch als Auslöser von Lawinen praktisch ausgeschlossen werden. Derzeit bestehen keine permanenten technischen Schutzmaßnahmen. Lediglich temporäre Maßnahmen (Sprengung) kommen zum Einsatz.



Abb. 1: Grobe Abgrenzung der Lawinenanbruchgebiete am Liesgelespitz, Aufnahme vom Hubschraubererkundungsflug 04.2009; Quelle: ÖBB 2011

Das Ablagerungsgebiet reicht bis etwa 100 m an den Streckenverlauf der Bahngleise heran (Abb. 2). Beim letzten Lawinenereignis (03.04.2009) wurde der Mast einer 20 kV-Leitung der KELAG zerstört. Der Mast einer 110 kV-Leitung der ÖBB blieb dabei verschont. Auch wenn in der Vergangenheit große Lawinenereignisse ausgeblieben sind und es zu keiner Beschädigung von infrastrukturellen Einrichtungen der ÖBB kommt, entstehen Kosten durch kurzzeitige Sperren des Streckenabschnitts.



Abb. 2: Ablagerungsbereich der Liesgelelawine vor dem Streckenverlauf der ÖBB; Quelle: eigene Aufnahme vom 31.03.2011

1.2 Zielsetzung

Für den ÖBB Streckenabschnitt auf der Tauernstrecke Salzburg-Kärnten (km 43,200 – km 43,600) soll ein Sicherheitskonzept erarbeitet werden, in dem der Prozess Lawine analysiert und potentielle Gefahrenstellen lokalisiert werden. Nach einem kurzen Überblick über die Grundlagen der Schneeverfrachtung, die Funktionsprinzipien und Einsatzbereiche ausgewählter Schutzmaßnahmen ist der Großteil dieser Arbeit der Untersuchung des Anbruchgebiets gewidmet. Das Hauptaugenmerk liegt dabei in der dreidimensionalen Analyse der Windverhältnisse sowie der Darstellung der flächenhaften Schneeverteilung im Untersuchungsgebiet. Schlussendlich werden Vorschläge geeigneter Schutzmaßnahmen als Entscheidungsgrundlage für den zukünftigen Erhalt der Sicherheit infrastruktureller Einrichtungen der ÖBB gemacht.

2 Methodik

Wie in Kap. 5.4 näher beschrieben, gibt es bereits viele unterschiedliche Methoden und Modelle um Schneeverfrachtung zu simulieren. Die hier verwendete Methode wurde am IAN (Institut für Alpine Naturgefahren) schon in einigen Projekten erfolgreich angewandt und ermöglicht es, den Prozess der Schneeverfrachtung ohne Einsatz von rechenintensiven Schneeverfrachtungssimulationsprogrammen darzustellen (PROKOP 2008b).

Zur Simulation des Strömungsverhaltens der Höhenwinde über komplexem topograhischen Gelände wird dabei das atmosphärische dreidimensionale Modell ARPS (Advances Regional Prediction System) verwendet. Damit kann das synoptikskalige und das vor allem für die Schneeverfrachtung wichtige lokale Windfeld, in hoher Auflösung wiedergegeben werden. Um einen Eindruck über das großräumige Windfeld und dessen Beeinflussung durch die umgebende Topographie zu bekommen, wird für die Simulation zuerst eine horizontalen Auflösung von 25 m gewählt. Für die Simulation des lokalen, kleinräumigen Windfelds im Gratbereich des Liesgelespitz wird in weiterer Folge eine höhere horizontale Auflösung von 5 m gewählt. Diese Simulationsergebnisse dienen auch als Referenz zu den gemessenen Daten der Messstation am Liesgelespitz. Als Eingangswerte für die Simulation dienen die Messdaten der eigens vom IAN für dieses Projekt errichteten Wetterstation nahe des Gipfels am Liesgelespitz. Diese Station dient als Referenzpunkt, von dem ausgehend das Verhalten der Höhenwinde entlang des Gratbereiches simuliert wird. Die Daten werden über die vorhandene Messperiode statistisch ausgewertet um typische Windsituationen für das Untersuchungsgebiet zu erhalten. Dadurch kann die Anzahl der Simulationsdurchläufe auf ein überschaubares Maß begrenzt werden um den damit verbundenen hohen Rechenaufwand zu reduzieren. Anhand dieser Ergebnisse können Bereiche, in denen für die Schneeverfrachtung -ablagerung bzw. relevante Windgeschwindigkeiten auftreten, lokalisiert werden.

Die Ermittlung der flächigen Schneehöhenverteilung erfolgt mittels terrestrischen Laserscanmessungen. Diese Methode wurde am IAN entwickelt und ermöglicht es, die Schneehöhenänderung und damit die Schneemenge sowie Schneeverteilungsmuster in den Ablagerungsräumen zu bestimmen (Prokop, 2008a; Prokop et al. 2008). Anhand der Ergebnisse der Windfeldsimulation und der flächigen Schneehöhenverteilung können potentielle Akkumulationsräume von Triebschnee bestimmt und Anbruchgebiete abgegrenzt werden.

8

3 Untersuchungsgebiet

3.1 Gebietsbeschreibung

Der Liesgelespitz befindet sich im Bundesland Kärnten, ca. 2 km südlich der Grenze zu Salzburg, und kommt somit im Süden des Nationalparks Hohe Tauern zu liegen (Abb. 3). Im Nordwesten schließt die Goldberggruppe (Hoher Sonnblick), im Nordosten die Ankogelgruppe an. Die nächstgelegene Ortschaft Mallnitz (Bezirk Spittal a. d. Drau) liegt ca. 1,5 km südlich des Südportals des Tauerntunnels. Dort befindet sich auch der Verladebahnhof der Autoschleuse durch den 8,37 km langen Tauerntunnel nach Böckstein im Gasteinertal (Salzburg).



Abb. 3: Lage des Untersuchungsgebietes; Quelle: WIKIPEDIA (Österreichkarte)

Der Liesgelespitz stellt inmitten der südlich gelegenen Hindenburghöhe (2315 müA) und der nördlich gelegenen Weißenbachscharte (2278 müA) mit 2408 müA. den höchsten Punkt des von N nach S verlaufenden Bergrückens dar. Der Höhenunterschied vom Talboden (Hst. Tauerntunnel) bis zum Gipfel beträgt 1193 m. Die Waldgrenze variiert den natürlichen Verhältnissen entsprechend zwischen 1800 müA und 2100 müA. Somit liegt das Untersuchungsgebiet nahe des Gipfelbereichs über der Waldgrenze und stellt hochalpines Gelände dar. Die Anbruchgebiete liegen ostseitig unterhalb der Hindenburghöhe, also etwa südöstlich des Liesgelespitz. Das hier vorherrschende kuppierte Gelände stellt potentielle Akkumulationsräume für verfrachteten Schnee dar. In Form einer Lawine wird dieser direkt in den von etwa NW nach SE verlaufenden Geländerippen kanalisiert und in den Talboden geleitet. Die Lahnerwand (siehe Abb. 3) auf der Westseite des Kamms, zwischen Liesgelespitz und Hindenburghöhe, lässt schon aufgrund ihres Namens (Lahn = bayr., österr. mundartl. Begriff für Lawine; DUDEN 2011) auf hohe Lawinenaktivität in der Vergangenheit schließen (siehe Lawinenchronik im Anhang III).

Geologisch befindet sich das Untersuchungsgebiet im Bereich der Zentralalpen im sogenannten "Tauernfenster" und wird vorwiegend aus Schiefern, Gneisen und Granit .aufgebaut (FRITZ 2001). Die Ostflanke des Liesgelespitz besteht aus Granit und Orthogneis. Im Hangfußbereich sind die jungen Talböden großteils von Hangschutt und Bergsturzmaterial bedeckt. (Abb. 4).



Abb. 4: Geologische Verhältnisse im Untersuchungsgebiet; Quelle: www.gis.ktn.gv.at

Die vorherrschende Vegetation der Talflanken beidseitig des Seebachtals setzt sich aus einem Fichten- und Lärchenwaldbestand zusammen, der immer wieder von Grün-Erlenbüschen, Hochstaudenfluren und felsbesiedelnden Pflanzengesellschaften unterbrochen ist. Die obere Baumgrenze ist durch Latschenfelder geprägt. (FRITZ 2001)

3.2 Neigungsverteilung im Einzugsgebiet

Im Bereich der Lawinenanrisszonen treten hauptsächlich Hangneigungen zwischen 30° bis 60° auf (Abb. 5). Die steilsten Hangpartien reichen bis knapp über 80°. Im gesamten Einzugsgebiet beträgt die mittlere Hangneigung 35°, wobei der größte Anteil dabei von den Neigungsklassen von 30-40° bzw. 40-50° eingenommen wird (Abb. 6).



Abb. 5: Neigungskarte Einzugsgebiet

Die Neigungswinkel für einen Lawinenanbruch liegen zwischen 20° bis 60°. Gelände mit Neigungen zwischen 30° bis 45° stellen dabei besonders lawinengefährdete Bereiche dar (LAWINENHANDBUCH 2000). Über 50° steiles Gelände ist meist schon durch Felsoberflächen geprägt. Hier kann sich zu wenig Schnee ablagern um ein kritisches Ausmaß für eine große Lawine zu erreichen. Es entstehen oft nur kleine Lockerschneelawinen, die sich von selbst lösen. Bei Hängen unter 30° ist das Gefälle in der Regel meist zu flach um einen Scherbruch für eine spontane Auslösungen von Lawinen zu erzeugen.





3.3 Expositionsverteilung

Im Untersuchungsgebiet dominieren überwiegend Ost und Südost exponierte Hangpartien, gefolgt von kleinen, nach Süden bzw. Südwesten and Nordost ausgerichteten Bereichen, welche ihrerseits die natürlichen Begrenzungen der Gräben der Lawinenbahnen darstellen. Westhänge treten naturgemäß der generell nach Osten ausgerichteten Hangneigung im Anbruchgebiet bzw. der Lawinenbahn nicht auf (Abb. 7).



Abb. 7: Expositionskarte Einzugegebiet

SE Hänge nehmen 42 % des Einzugsgebiets ein, gefolgt von E Hängen mit 36 %. Nach S ausgerichtete Hänge haben einen Anteil von 10 %. Die übrigen Hangausrichtungen bewegen sich anteilsmäßig zwischen 3 % und 6 % (Abb. 8).



Abb. 8: Expositionsverteilung im Einzugsgebiet

3.4 Meteorologische Verhältnisse

Die nächstgelegene meteorologische Messstation befindet sich in Mallnitz auf einer Höhe von 1196 müA und wird von der ZAMG (Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik) betrieben. Bei den im Folgenden beschriebenen Daten handelt es sich um langjährige Mittel- und Extremwerte für die 30-jährige Periode 1971 bis 2000 (ZAMG 2011).

Die größten Niederschlagssummen werden in Mallnitz in den Sommermonaten Juli und August erreicht. Das trockenste Monat stellt der Februar, gefolgt vom Monat Jänner dar. Der Temperaturverlauf folgt den natürlichen Verhältnissen und erreicht ebenfalls in den Sommermonaten Juni, Juli und August sein Maximum (Abb.9).



Abb. 9: Niederschlagsverlauf (links) und Temperaturverlauf (rechts) im Zeitraum 1971 bis 2000 für die Station Mallnitz; Quelle: ZAMG 2011

Für die Umgebung von Mallnitz kann im Durchschnitt in den Monaten Oktober bis Mai mit Schneefall gerechnet werden, wobei die Zahl der Tage mit einer Schneedecke > 1 cm in den Monaten von Dezember bis März auftreten. Eine Schneedecke von > 20 cm ist nur für etwa die Hälfte aller Tage der Monate Jänner und Februar zu erwarten. Die größten Neuschneemengen werden in den Monaten November bis März mit durchschnittlich 20 cm bis 30 cm erreicht. Die maximale Schneedecke wird für den März mit 175 cm, und April mit 150 cm angegeben. Die Summe der jährlichen Neuschneemenge liegt im langjährigen Durchschnitt bei ca. 134 cm.

Die Hauptwindrichtungen für die Ortschaft Mallnitz können mit NW (33,9%) und SE (22,3%) angegeben werden. In Abb. 13 ist deutlich ersichtlich, daß diese Strömungsverhältnisse durch den Verlauf des Talsystems beeinflusst sind und keine Aussagekraft für die, für Schneeverfrachtungen verantwortlichen Windverhältnisse im Kammbereich haben. Die Zahl der Tage mit Windstärken > 6 Beaufort (starker Wind, 10,8 - <13,9 m/s) werden für die Monate November bis Februar angegeben (allerdings nur 6,7/Jahr). Mehr als 8 Beaufort (stürmischer Wind, 17,2 - <20,8 m/s) werden so gut wie nie erreicht. Die höchsten Windgeschwindigkeiten sind im März und April zu erwarten. Eine graphische Darstellung der Schnee- und Windverhältnisse für Mallnitz zeigt Abb.10. Eine detailierte Analyse der Windverhältnisse für die Station am Liesgelespitz wird in Kap.3.5 gegeben.



Abb. 10: Schneeverhältnisse (links) und Windverhältnisse (rechts) im Zeitraum 1971 bis 2000 für die Station Mallnitz; Quelle: ZAMG 2011

Betrachtet man den Trendverlauf der mittleren Jahresgesamtschneehöhe für Mallnitz (grüne Linie in Abb. 11 links) in einem Zeitraum von 1961 bis 2004, ist hier ein deutlicher Rückgang zu erkennen. Der Temperaturverlauf der Jahresmitteltemperatur (grüne Linie in Abb. 11 rechts) weist dagegen einen positiven Trend auf.



Abb. 11: Trend der Schneehöhe (links) und Temperatur (rechts) dargestellt in grün für Mallnitz im Zeitraum 1961 bis 2004; Quelle: KABAS 2005

Abb. 12 zeigt den Verlauf der Lufttemperatur (Maximum, Minimum Monatsmitteltemperatur) der einzelnen Monate für die vom IAN errichtete Station am Liesgelespitz für einen Zeitraum vom Februar 2010 bis zum Mai 2011. Der Maximalwert wird dabei im Monat Juli 2010 mit 21,7°C, das Temperaturminimum im Monat Dezember 2010 mit -20,1°C erreicht.

Durchschnittlich verzeichnete ebenfalls der Monat Juli die höchsten Temperaturen und der Monat Dezember die geringsten Temperaturen.



Abb. 12: Temperaturverlauf Feb. 2010 bis Mai 2011 am Liesgelespitz; Datenquelle: IAN Messstation

3.5 Analyse der Windverhältnisse

Um einen Eindruck über das Strömungsverhalten der freien Atmosphäre im weiteren Projektumfeld zu gewinnen, wurde die Datenreihe der nahe gelegenen Station "Hoher Sonnblick" herangezogen. Das Sonnblick Observatorium befindet sich etwa 15 km nordwestlich des Liesgelespitz und stellt mit 3105 müA das höchstgelegene Österreichs dar. In Abb. 13 sind die Windrichtungen für die Stationen "Hoher Sonnblick" und "Mallnitz" (langjährige Mittelwerte 1971 bis 2000; ZAMG 2011), sowie für die Station "Liesgelespitz" (prozentueller Anteil der Windrichtungen) gegenüber gestellt. Aufgrund der unterschiedlich langen Zeitreihe der Station "Liesgelespitz" gegenüber den anderen beiden ist hier ein direkter Vergleich nicht möglich.

Für die Station "Hoher Sonnblick" lässt sich eine deutlich Dominanz der Windrichtung aus SW, gefolgt von den Sektoren NW und N erkennen. Der Sektor E bis S kann hier als windschwache Seite bezeichnet werden. Betrachtet man die Stationsdaten vom Liesgelespitz für den gesamten Zeitraum der Aufzeichnungen - also Februar 2010 bis Mai 2011 - sind nahezu alle Windrichtungen vertreten. Der dominierende Anteil wird dabei von NNE- bis SSE-Winden eingenommen. Für die Station "Mallnitz" sind die von der Topographie beeinflussten Strömungsverhältnisse durch die Kanalisierung der Winde im Talboden deutlich ersichtlich..



Abb. 13: Windrichtungsverteilungen der Stationen "Hoher Sonnblick" und "Mallnitz" sowie für die Station "Liesgelespitz"; Datenquelle: IAN Messstation und ZAMG 2011

Informationen zu den lokalen Windverhältnissen im Kammbereich werden von der eigens dafür errichteten Messtation nahe des Gipfels am Liesgelespitz gewonnen. Bei der Analsyse dieser Daten konnte ein Unterschied zwischen den Aufzeichnungen über die gesamte Messperiode und den Aufzeichnungen der einzelnen Monate bzw. Sommer und Winter festgestellt werden. In den Wintermonaten kommt ein zunehmender Einfluss der Winde aus NW mit hohen Windgeschwindigkeiten zu tragen, wobei im Sommer ein Umschwenken auf SW- bis SE-Winde zu bemerken ist. Als Wintermonate wurden aufgrund der in Kap.3.4 beschriebenen meteorologischen Verhältnisse für Mallnitz die Monate Oktober bis Mai bestimmt.

Lediglich in den beiden Monaten Februar und März sind Ähnlichkeiten in der Verteilung der Windrichtungen erkennbar. Nach der Datenkorrektur wurden die Windgeschwindigkeiten in Klassen eingeteilt und den jeweiligen Windrichtungen prozentuell zugeordnet. Bei der Klasseneinteilung wurde davon ausgegangen, dass Schneeverfrachtung ab einer Windgeschwindigkeit von etwa 4 m/s beginnt (siehe Kap. 5.2.3).

Im Folgenden werden die Windverhältnisse der Wintermonate Oktober 2010 bis Mai 2011 dargestellt und in Kürze näher beschrieben. Eine detailierte graphische Darstellung aller Monate befindet sich im Anhang I.

Generell werden die höchsten Windgeschwindigkeiten (> 20 m/s) deutlich aus Richtung NW (280 ° bis 360 °) erreicht. Jedoch nehmen diese nur einen geringen Anteil ein. Die höchsten Windgeschwindigkeiten konnten im Dezember 2010 mit 35 m/s, gefolgt von den Monaten Mai 2010 mit 34 m/s und Oktober 2010 mit 33 m/s gemessen werden. Die maximalen Windgeschwindigkeiten der restlichen Monate liegen zwischen 23 m/s und 31 m/s. Der Einfluß durch West- und Südwestströmungen ist anteilsmäßig am geringsten vertreten und Windgeschwindigkeiten > 15 m/s werden hier so gut wie nie erreicht. Der hohe Anteil an südöstlichen Anströmungen ist großteils auf lokale thermische Einflüsse zurückzuführen. Den generell größten Anteil nehmen Windgeschwindigkeiten < 4 m/s ein. Abb. 14 zeigt die Windverhältnisse im gesamten Untersuchungszeitraum von Oktober 2010 bis Mai 2011.



Abb. 14: Windrichtung und Windgeschwindigkeit für den Untersuchungszeitraum Oktober 2010 bis Mai 2011; Datenquelle: IAN Messstation

Im Oktober 2010 wurden die höchsten Windgeschwindigkeiten aus Richtung NW bis NNE aufgezeichnet. Neben SE-Winden kann dieser Sektor auch als Hauptwindrichtung bezeichnet werden. Windgeschwindigkeiten >4 m/s nehmen den Bereich von NW bis S ein, haben allerdings im Vergleich zu Windgeschwindigkeiten <4 m/s einen verhältnismäßig geringen Anteil. Winde aus W bis SW treten am seltensten auf.

Der November 2010 ist durch seinen überragenden Anteil der Winde aus ESE geprägt, wobei die höchsten Windgeschwindigkeiten lediglich zwischen 6-8 m/s lagen. Diese Situation ist auf eine Föhnwetterlage zurück zu führen. Aus Richtung NE reichen die Windgeschwindigkeiten ebenfalls nicht über 6-8 m/s hinaus. Die höchsten Windgeschwindigkeiten werden aus Richtung NW aufgezeichnet. Winde aus den restlichen Sektoren spielen eine eher untergeordnete Rolle (Abb. 15).



Abb. 15: Windrichtung und Windgeschwindigkeit für den den Monat Oktober 2010 (links) und November 2010 (rechts); Datenquelle: IAN Messstation

Die höchsten Windgeschwindigkeiten im Dezember 2010 wurden aus nordwestlicher Richtung aufgezeichnet (> 15 m/s). Windgeschwindigkeiten > 10 m/s traten in den Sektoren NW bis NNE und in geringem Maße aus südlicher Richtung auf. Windgeschwindigkeiten > 4 m/s traten praktisch in allen Himmelsrichtungen auf, sind anteilsmäßig aber an den Sektoren NE und SE am stärksten vertreten. Die Hauptwindrichtung kann mit N und SE angegeben werden. Westwinde können aufgrund ihres geringen Anteils vernachlässigt werden.

Im Jänner 2011 dominieren generell Winde aus NW bis NE wobei die höchsten Windgeschwindigkeiten aus nordwestlicher Richtung erreicht werden (> 15 m/s). Winde aus den Sektoren E, S und W nehmen den geringsten Anteil ein und sind praktisch zu vernachlässigen (Abb. 16).



Abb. 16: Windrichtung und Windgeschwindigkeit für den den Monat Dezember 2010 (links) und Jänner 2011 (rechts); Datenquelle: IAN Messstation

Die Hauptwindrichtungen im Februar 2011 können mit NW und SE angegeben werden, wobei die höchsten Windgeschwindigkeiten wiederum aus nordwestlicher Richtung stammen (> 15 m/s). Windgeschwindigkeiten > 10 m/s traten in dem Bereich von SW bis N auf, wobei die aus südwestlicher Richtung stammenden Winde nur in geringem Maße vorherrschten. Windgeschwindigkeiten > 4 m/s sind praktisch aus allen Himmelsrichtungen aufgezeichnet worden (Abb. 17).



Abb. 17: Windrichtung und Windgeschwindigkeit für den den Monat Februar 2011 (links) und März 2011 (rechts); Datenquelle: IAN Messstation

Für die Monate März 2011, April 2011 und Mai 2011 ist die Situation praktisch unverändert. Die höchsten Windgeschwindigkeiten dominieren wiederum aus nordwestlicher Richtung, wobei Ebis SE-Strömungen den größten Anteil einnehmen (Abb. 17, Abb. 18).



Abb. 18: Windrichtung und Windgeschwindigkeit für den den Monat April 2011 (links) und Mai 2011 (rechts); Datenquelle: IAN Messstation

3.6 Lawinenchronik

Das letzte dokumentierte Lawinenereignis ereignete sich am 03.04.2009. Dabei handelte es sich um eine Schneebrettlawine mittlerer Größe aus Anbruchgebiet Nr. 3 (etwa 1800 müA bis 2200 müA) mit einer Anbruchshöhe von etwa 2,0 m (Abb. 19).



Abb. 19: Anbruchkante der Lawine vom Ereignis am 03.04.2009; Quelle: ÖBB 2011

Durch die abgelagerten Schneemassen wurde eine 20 kV-Freileitung der Kelag beschädigt. Etwa 50 m vor einer 110 kV-Leitung (Mast 129) der ÖBB kam die Lawine zum Stillstand. Weitere Beschädigungen an ÖBB-Infrastrukturanlagen blieben aus. Laut Lawinenlagebericht lag die Gefährdung bei Stufe 3 (Anhang II.b), lokal wurde die Situation jedoch mit Stufe 4 beurteilt.

Nach Abklärung mit der zuständigen LWK (Lawinenwarnkommission) und der Fahrdiensleitung wurde die Entscheidung getroffen, die noch bestehende Lawinengefahr mittels Sprengung zu entschärfen (6 Ladungen zu je 2,5 kg LAWINIT). Dafür wurde ein Streckenabschnitt (km 43,200 bis km 43,600) gesperrt, bzw. die 110 kV-Leitung für den Zeitraum der Sprengung abgeschaltet. Aufgrund der durchfeuchteten Schneedecke ging die Lawine als Grundlawine ab wodurch viel Erdmaterial und Gehölz mitgerissen wurde (Abb. 20, links). Die gesamte Sturzbahn wurde durch die Schneemassen bereits ausgeräumt. Bei der geplanten künstlichen Auslösung der restlichen lawinengefährdeten Bereiche war im Ablagerungsbereich daher mit keinen erheblichen zusätzlichen Schneemassen mehr zu rechnen. In Abb. 20 (rechts) erkennt man, dass die abgesprengten Schneemassen praktisch nur mehr als Staubanteil im Auslaufgebiet ankommen.



Abb. 20: Ablagerung und Sturzbahn der Lawine vom Ereignis am 03.04.2009 (links) und künstliche Lawinenauslösung mittels Sprengung am 04.04.2011; Quelle: ÖBB 2011

Die 20 kV-Leitung der KELAG wird seit dem unterirdisch weitergeführt. Das Alter des zerstörten Strommastes konnte anhand des benachbarten Mastens mit 41 Jahren datiert werden. Daraus lässt sich schließen, dass innerhalb dieser Zeitspanne kein vergleichbares Ereignis dieses Ausmaßes aufgetreten ist.

Die angeführten Informationen stammen aus den von der ÖBB-Infrastruktur Betriebs AG bereitgestellten Unterlagen (Lawinenlagebericht, Aufnahmeformular, Protokolle) und sind dem Anhang II.b beigefügt.

Weitere Lawinenereignisse ereigneten sich im Winter 1914/15, sowie im Winter 1950/51. Die Pfarrchronik notiert am 12. Februar 1915 einen besonders schneereichen und strengen Winter. Eine gewaltige Lawine von der Hindenburghöhe verschüttete das Südportal des Tauerntunnels und legte den Zugsverkehr der Tauerbahn für eine Zeit lang lahm. Am 21. Jänner 1951 war eine Grundlawine beim Tauerntunnel über die Gleise und den Bach abgegangen, sodass hier die Gefahr einer Überschwemmung des Ortes durch die aufgestauten Wassermassen drohte.

Einen Überblick über die aufgezeichneten Lawinenereignisse im Raum Mallnitz ist dem Anhang III beigefügt.

4 Datengrundlage

4.1 Messtation

Die Messstation (Abb. 21) wurde vom IAN mit Ende Jänner 2010 im Gipfelbereich des Liesgelespitz aufgestellt und liefert im Minutentakt konstant Daten zur Bodentemperatur, Lufttemperatur, relativer Luftfeuchte, Windgeschwindigkeit sowie zur Windrichtung. Windgeschwindigkeiten werden als Durchschnittswerte und Maximalwerte aufgezeichnet. Brauchbare Daten sind erst ab Anfang Februar 2010 verfügbar. Die gesamte Zeitspanne der Aufzeichnung, die für das vorliegende Projekt verwendet wurde, reicht demnach vom 01.02.2010 bis 31.05.2011. Mittels Funkübertragung konnten die aktuellen Werte jederzeit eingesehen werden.



Abb. 21: Meteorologische Messstation am Liesgelespitz; Quelle: PROKOP & ZOTT 2010

4.2 Digitales Geländemodell

Das digitale Geländemodell (DGM) liefert die topographische Information als Grundlage für die Simulation der Windverhältnisse mit ARPS. Weiters werden Neigungs- und Expositionsanalyse im Untersuchungsgebiet anhand des DGM durchgeführt, die wichtig für die Abgrenzung der Anrisszonen sind. Das DGM wurde mit einer räumlichen Auflösung von 1 m von der ÖBB-Infrastruktur Betriebs AG zur Verfügung gestellt. Für die Simulation mit ARPS mussten jedoch zuvor einige Veränderungen vorgenommen werden. So wurde die Zellgröße auf 25 m bzw. 5 m vergrößert um numerischen Problemen bei der Simulation vorzubeugen. Der nordwestliche Teil, der durch den natürlichen Grenzverlauf zu Salzburg abgeschnitten war, wurde mit einem bereits vorhandenen Höhenmodell (siehe Sicherheitskonzept Thomaseck; PROKOP et al. 2009) ergänzt um einen größtmöglichen Ausschnitt des Untersuchungsgebietes zu erhalten.

4.3 Schneehöhenverteilungskarte

Zur Darstellung der räumlichen Schneeverteilung in den betroffenen Anbruchgebieten am Liesgelespitz wurden Schneehöhenverteilungskarten mittels Terrestrischen Laserscans (TLS) erstellt. Die Methode des Terrestrischen Laserscannings findet eine Vielzahl von Anwendungsbereichen und bietet vor allem die Möglichkeit Naturgefahrenprozesse aus sicherer Entfernung zu untersuchen. Neben der Anwendung im Bereich des Monitorings von Massenbewegungen wird TLS im Bereich der Schneeforschung, beispielsweise zur Evaluierung von Lawinenmodellen oder zur Optimierung von Lawinenschutzmaßnahmen herangezogen (PROKOP 2007a; PROKOP 2007b). Durch die Möglichkeit mehrmals täglich Scans durchzuführen eignet sich diese Methode hervorragend zur Erkundung der Schneedecke, da sich deren Eigenschaften im Bereich von nur wenigen Stunden ändern können. Darüber hinaus bietet sie eine kosteneffiziente Alternative zur Methode des Airborne Laser Scannings.



Abb. 22: Standort einer Laserscanmessung am Hang de Auernig, Blickrichtung NW, eigene Aufnahme vom 31.03.2011

Die Messung erfolgt nach dem so genannten "Time of Flight (TOF)" Prinzip (Abb. 23). Ein Lasersignal im nahen Infrarotbereich wird dabei ausgesendet und, nachdem es von der Zieloberfläche reflektiert wieder am Instrument angelangt ist, von einer Photodiode registriert. Über die gemessene Zeit die der Laserimpuls benötigt, lässt sich die Distanz zur gescannten Oberfläche bestimmen. Die Messgenauigkeit und Auflösung einer Lasermessung ist von dem Durchmesser des Laserkegels abhängig, welche sich mit zunehmender Entfernung zum Zielobjekt erhöhen. Der so genannte "footprint" (siehe Abb. 23) ist kreisförmig bei einem Einfallswinkel von 0° (rechtwinkelig) und wird mit steigendem Einfallswinkel zunehmend elliptischer. Je höher die Auflösung der Lasermessung, desto höher ist auch die Dichte der Punktwolke und desto mehr Information kann daraus gewonnen werden (PROKOP 2008a). Durch die Differenz eines zuvor gescannten digitalen Geländemodells (DGM) und eines digitalen Oberflächenmodells (DSM) können so Schneetiefen bzw. Schneeverteilungmuster bestimmt werden.



Abb. 23: Messprinzip des Laserscans; Quelle: PROKOP 2008a

Um Fehlerquellen wie externe meteorologische Einflüsse oder Veränderungen der Schneeoberflächeneigenschaften zu minimieren, sollte die Scandauer weniger als 2 Stunden betragen. Mit Zunahme der Feuchte der Schneedecke und dem damit verbundenen Wachstum der Korngröße reduziert sich die Intensität des reflektierten Signals. Diese Verluste können sich auf bis zu 50% im Vergleich zu trockenen Bedingungen belaufen. Bei einer durchfeuchteten Schneedecke können Lasersignale nur zwischen 0° und 30° aufgezeichnet werden. An trockenen Schneeoberflächen mit Einfallswinkeln von 50° bis 75° können hingegen gute Ergebnisse erzielt werden. Weiters sollten Lufttemperatur und Luftdruck während der Durchführung des Scans gemessen werden (PROKOP 2008a; PROKOP et al. 2008).

In Abhängigkeit des Wellenlängenbereichs weisen Oberflächen unterschiedliche Reflexionseigenschaften auf, woraus sich verschiedene Einsatzmöglichkeiten der Geräte ergeben (Abb. 24). Zur Erkundung der Schneeoberfläche werden TLS-Systeme im Wellenlängenbereich von 950 nm eingesetzt (Riegl LPM-i800HA and LPM-2K). Riegl LMS-Z420i arbeitet in einem Wellenlängenbereich von 1500 nm und wird daher zur genaueren Erfassung von schneefreien Flächen eingesetzt (PROKOP 2007b).



Abb. 24: Reflexionseigenschaften unterschiedlicher Oberflächen (links); Quelle: PROKOP 2007b (nach SALISBURY et a. 1992)
 Reflexioneigenschaften (%) unterschiedlicher Laserscansysteme in Abhängigkeit von Wellenlänge und Korngröße (rechts); Quelle: PROKOP 2008a

Trotz der großen Distanz zu den Anbruchgebieten eignete sich der gegenüberliegende Hang am Fuße des Auernig aufgrund der guten Erreichbarkeit und des Einfallswinkels gut um die Messungen durchzuführen (Abb. 22). Der Scan in Abb. 25 macht deutlich, dass es zu erheblichen Schneeeinfrachtungen unmittelbar im Lee der Geländerippen kommt. Auffallend sind hohe Schneeansammlungen im unteren Bereich des Einzuggebietes während es im oberen Bereich zu geringeren Schneetiefen kommt.



Abb. 25: Flächige Schneehöhenverteilung am Liesgelespitz Osthang; Quelle: PROKOP, Scan vom 28.03.2010

5 Grundlagen der Schneeverfrachtung

5.1 Einleitung

Wind wird oft und zurecht als "Baumeister von Lawinen" bezeichnet. Einerseits können durch Windeinwirkung beträchtliche Mengen Schnee umgelagert und somit eine zusätzliche Belastung auf die vorhandene Schneedecke ausgeübt werden. Andererseits entwickeln sich durch die Verfrachtung kompakte Schneelagen, in denen Scherspannungen entstehen, welche die Bildung von Schneebrettlawinen begünstigen. Durch die Verfrachtung können Schneeteilchen bis auf 1/10 ihrer ursprünglichen Größe zerkleinert werden. Dieser abgelagerte Schnee kann dadurch das 2- bis 4-fache der Dichte im Vergleich zu windunbeeinflusstem Schnee erreichen 2000). Für die (LAWINENHANDBUCH Lokalisierung potentiellen von Lawinenanbruchgebieten ist es daher von großer Bedeutung, Schneeablations- und Akkumulationsräume zu bestimmen. Zudem ist die Kombination aus Wind und Schnee in vielen Fällen für Schneeverwehungen auf Verkehrswegen, Schneearmut in Schigebieten oder die Ausbildung von Wechten verantwortlich.

5.2 Schneeverfrachtung

Im Folgenden sollen nun die grundlegenden Prinzipien der Schneeverfrachtung erläutert und die damit verbundenen räumlichen Verteilungsmuster im Kammbereich eines Berges aufgezeigt werden.

Schon in den 1930-er Jahren wurden erste Messstationen zur Untersuchung von Schneeverfrachtungsereignissen 1960-ern entwickelt. In den konnte man mittels Schneekollektoren erste Abschätzungen zu Massenflüssen von Schneepartikeln machen. Zehn Jahre darauf wurden Schneekollektoren entwickelt, die auf optischen und bildverarbeitenden Verfahren beruhten (FONT 1998). In Frankreich entwickelte die "Division Nivologie" zusammen mit der AUTEG company in Grenobel ein Messgerät, um den Partikeltransport akustisch aufzuzeichnen. Während eines Schneeverfrachtungsereignisses erzeugen die dabei auf einer Aluminiumstange aufprallenden Schneekörner ein Geräusch, welches als elektrisches Signal von einem Sonometer aufgezeichnet wird. Hohe Amplituden stehen dabei naturgemäß in Verbindung mit hohen kinetischen Energien.

In Kombination mit Aufzeichnungen anemometrischer Messungen können Aussagen über Grenzgeschwindigkeiten von Erosion und Ablagerung getroffen werden und somit mit großer Genauigkeit bestimmt werden, wann ein Schneeverfrachtungsereignis beginnt bzw. endet (FONT 1998)..

Zur Thematik der Schneeverfrachtung wurden bereits zahlreiche Feldversuche (TAKEUCHI 1980), Experimente in Windkanälen (MASES 1998) und numerische Simulationen (NAAIM et al. 1998, UEMATSU et al. 1989, LISTON et al. 1993) durchgeführt. Die meisten Ergebnisse beziehen sich aber in ihrer Aussagekraft auf flaches Gelände. Erste Versuche um den Transport von Schnee in alpinem Gelände zu berechnen wurden von FÖHN 1980, FÖHN & MEISTER 1983 durchgeführt. Numerische Simulationen von Schneeverfrachtungen in topographisch komplexen Gelände werden in GAUER 1998, PURVES 1998, LISTON & STURM 1998 oder DOORSCHOT 2001 beschrieben.

Um großräumige Schneeverteilungen mit bestmöglicher Genauigkeit darzustellen, kombinieren moderne Methoden numerische Windfeldsimulationen (ARPS; XUE et al. 2000, XUE et al. 2001) mit Modellen zur Simulation von Schneeverfrachtungen oder des Schneedeckenaufbaus (ALPINE 3D; MOTT et al. 2008, SCHEIDERBAUER & PROKOP 2011). Um kleinräumige Strömungsmuster in komplexem topographischen Gelände zu erfassen, spielt eine hochauflösende Simulation des Windfelds eine wichtige Rolle.

Der Prozess der Schneeverfrachtung stellt eine turbulente 2-Phasen Strömung dar, welche aus einer kontinuierlichen (Luft) und einer dispersen (Schnee) Phase besteht. Für jede Phase müssen die Prinzipien des Massen- und Impulsgleichgewichts formuliert werden. Generell wird zwischen den drei Transportarten Kriechen, Saltation und Suspension unterschieden (Abb. 26), wobei die letzten beiden maßgebend für den Hauptransport der Schneepartikel sind (GAUER 1998).



Abb. 26: Transportmechanismen von Schneepartikeln in Abhängigkeit ihrer Größe; Quelle GAUER 1999

Beim Massenfluss in komplexem topographischen Gelände tritt neben diesen drei Transportarten auch noch der Prozess der "Preferentiellen Ablagerung" auf (LEHNING et al. 2008).

5.2.1 Transportmechanismen

Unter dem Begriff **Saltation** versteht man die hüpfende Bewegung von Teilchen, die in einem Bereich nahe der Oberfläche stattfindet, in dem die Konzentration der Schneepartikel am größten ist. Saltation ist ein sich selbst regulierender Prozess, bei dem sich im Zusammenspiel mit dem Windfeld nach einer gewissen Zeit ein Gleichgewichtszustand des Massenflusses einstellt. Die Anzahl der in Saltation befindlichen Schneepartikel wächst dabei solange an bis die maximale Aufnahmekapazität des Luftstroms erreicht ist. (siehe Kap.5.2.2.). Saltation beginnt, wenn die Reibungsgeschwindigkeit u* einen Schwellenwert u*t überschreitet, also die Schubspannung an der Oberfläche größer ist als die kritische Schubspannung für die Mobilisierung von Schneepartikel. Demzufolge ist die Menge des verfrachteten Schnees abhängig von der Schubspannung die auf die Schneeoberfläche einwirkt.

Die Schubspannung ist gegeben durch

$$\tau = \rho_a \, u^{*2} \tag{1}$$

 ho_aDichte der Luft u* ... Reibungsgeschwindigkeit [u *= $\sqrt{\tau/\rho}$] Die kritische Schubspannung ist nach POMEROY & GRAY 1990 von den Eigenschaften der Schneeoberfläche abhängig, welche wiederum durch die von außen einwirkenden Windeinflüsse in ständiger Veränderung stehen. Nach SOKRATOV 2001 sind es vor allem die Schneedichte, die Schneemetamorphoseeigenschaften und die Temperaturverteilung innerhalb der Schneedecke, die durch den Wind maßgebend beeinflusst werden. Der Schwellwert der Reibungsgeschwindigkeit u*t wird nach NEMOTO & NISHIMURA 2001 (in NEMOTO 2004) anhand von Untersuchungen im Windkanal mit 0,21 m/s angegeben. Dieser Wert bezieht sich auf frisch gefallenen Schnee.

Prinzipiell gibt es drei Möglichkeiten, um ein Schneekorn in der Saltationsschicht in Bewegung zu setzen. Durch die Schubspannung der Strömung direkt, durch das Abprallen von der Oberfläche oder durch das Herausschlagen bzw. Anstoßen anderer Schneekörner (DOORSCHOT 2002). Die letzten beiden Vorgänge werden auch unter dem Begriff "splash function" zusammengefasst (ANDERSON et al. 1991).

Unter dem "splash process" wird die Interaktion der Schneekörner mit der Schneeoberfläche verstanden, durch die es zur Mobilisierung neuer Schneekörner kommt. Dieser Prozess ist von großer Bedeutung für den Massenfluss und der Reaktionszeit eines Saltationssystem (MCELWAINE 2004). Ohne diesen Vorgang würde der Saltationsprozess nicht weiter aufrecht erhalten werden können. Erreicht der Saltationsprozess einen Gleichgewichtszustand verliert der Einfluß der strömungsbedingten Schubspannung an Bedeutung und die Anzahl der in Saltation befindlichen Partikel wird nur noch durch den "splash process" aufrecht erhalten (DOORSCHOT 2002).

Nach POMEROY und GRAY 1990 (in JAEDICKE 2000) erhält man den Massenfluss in Saltation (kg/ms) durch:

Q salt =
$$\frac{0.68\rho_a u^*_t}{u^* g} (u^{*2} - u^{*}_t^2)$$
 (2)

g.....Erdanziehung (9,81 m/s) ρ_a....Luftdichte (kg/m³) u*... Reibungsgeschwindigkeit (m/s) u*_t...Schwellenwert der Reibungsgeschwindigkeit für Saltation (m/s) Schneekörner in Saltation bewegen sich entlang von Trajektorien welche durch die Trägheitskraft, den Luftwiderstand und die Gravitation bestimmt werden. Die Hangneigung hat dabei wesentlichen Einfluss auf die Trajektorien der Partikel, wobei die Hüpfhöhe und die Distanz mit der Hangneigung zunimmt (DOORSCHOT 2002). Partikel in Saltation bewegen sich horizontal mit der Geschwindigkeit des Winds (SCHMIDT 1986).

Schneekörner in **Suspension** werden durch atmosphärische Turbulenzen angehoben und über große Distanzen ohne Kontakt zur Schneeoberfläche transportiert. Zur Modellierung des Transports in Suspension muß die Gleichung zur Erhaltung der Feuchte in Kombination mit der Navier-Stokes Gleichung für turbulente Luftströmungen gelöst werden (DOORSCHOT 2002)..

Nach POMEROY und GRAY 1990 (in JAEDICKE 2000) erhält man den Massenfluss in Suspension (kg/ms) durch die Integration aus:

$$Q \operatorname{susp} = \int_{Z_0}^{\infty} n(z) u(z) dz$$
(3)

n(z)= Konzentrationsprofil (kg/m³)

Die Schneeverfrachtungsdichte n ist gegeben durch

$$n = n_{z0}(z/z_0)$$
(4)

z0...Rauhigkeitslänge (m) ω....Fallgeschwindigkeit k.....Karman Konstante

Die inhomogene Verteilung von Schnee in komplexem Gelände wird nicht nur durch die Umverlagerung bereits gefallenen Niederschlags erreicht, sondern auch durch die räumlich variierende Ablagerung des Niederschlags durch bodennahe Luftströme beeinflusst. Dieser Prozess ist unter dem Begriff der **Preferentiellen Ablagerung** bekannt und tritt also auch während Schneefallereignissen auf, bei denen die Schubspannungsgeschwindigkeit für eine Erosion zu gering ist (LEHNING et al. 2008). Im Gegensatz zur Saltation ist die preferentielle Ablagerung ausschlaggebend für die großräumig, inhomogene Verteilung des Niederschlags. Dadurch entstehen zusätzliche Akkumulationsräume die zur Lawinengefahr beitragen können.

Der Massenfluss für die preferentielle Ablagerung ergibt sich ebenfalls durch die Integration aus Formel (3).

Der gesamte Massenfluss ergibt sich schlussendlich aus der Summe der einzelnen Massenflüsse dieser drei Transportmechanismen.

Ein Verfrachtungsereignis kann zudem durch Evaporations- sowie Sublimationsvorgänge beeinflusst werden. Durch Sublimation der Schneekörner wird die Gesamtmasse des transportierten Schnees sowie die Größe der Partikel reduziert. Dadurch wird die Fallgeschwindigkeit geringer und die Partikel können länger in der Luft bleiben (BINTANJA 2004). Nach DOVER 1993 (in BINTANJA 2004) resultieren Sublimationsverluste aus der Windgeschwindigkeit, der relativen Feuchte der Luft, dem Partikelradius und der Lufttemperatur. Schneeverluste durch Evaporation spielen auch eine bedeutende Rolle. Sie können bis zu 40% der suspendierten Schneemasse betragen (POMEROY et al.1997).

5.2.2 Zeitliche Entwicklung von Massenflüssen

Die Zeit, die ein Massenfluss von Schneepartikeln benötigt um einen Gleichgewichtszustand zu erreichen, hängt vorrangig von der Windgeschwindigkeit ab (TAKEUCHI 1980). Kommt es zu keiner Entwicklung einer Suspensionsschicht wird ein Gleichgewichtszustand schon nach viel geringerer Zeit erreicht als für einen Massenfluss mit entwickelter Suspensionschicht (10 sec. für $u^*=0,23m/s$, 60 sec. für $u^*=0,39m/s$; NEMOTO 2004). Mit zunehmendem Abstand zur Bodenoberfläche benötigt ein Massenfluss generell mehr Zeit um einen Gleichgewichtszustand zu erreichen.

In Abb. 27 ist zu Beginn der Schneeverfrachtung ein markanter Anstieg von Schneepartikel zu erkennen, der danach aufgrund der Impulsübertragung von der Luft auf die Schneepartikel und der damit verbundenen Abnahme der Windgeschwindigkeit einen Gleichgewichtszustand einnimmt. Der Übergang von Saltation zu Suspension passiert in einer Höhe von etwa 0,1 m. Darüber setzen die Massenflüsse mit einer Verzögerung ein. Ein Gleichgewichtszustand für die Saltations- und Suspensionsschicht wird etwa nach 50 Sekunden erreicht. Über 0,1 m dominieren Korngrößen < 100 μ m und der Massenfluss ist einige Größenordnungen kleiner als nahe der Oberfläche. Im Übergangsbereich (0,1 m) kommt es immer wieder vor, daß größere Schneepartikel (250-300 μ m) überspringen, was anhand der gezackten Linie in Abb. 27 veranschaulicht ist (NEMOTO 2004).



Abb. 27: Zeitliche Entwicklung eines Massenflusses von Schneepartikeln in unterschiedlichen Höhen bei einer initialen Reibungsgeschwindigkeit von $u^*=0.32 \text{ m/s}$ (~ 8,7 m/s in 1m Höhe); Quelle: NEMOTO 2004

Andere numerische Modelle (BINTANJA 2000; MANN 1998 in NEMOTO 2004) liefern Ergebnisse, bei denen sich die Entwicklung des Systems im Bereich von mehreren 10-er Minuten befindet. Dieser Unterschied wird darauf zurückgeführt, daß dabei mehr auf das Suspensionsverhalten des Systems und weniger auf die Interaktion der Schneekörner mit der Oberfläche eingegangen worden ist. Thermodynamische Einflüsse wie die Sublimation der verfrachteten Schneepartikel können auch eine zeitliche Verzögerung der Systementwicklung mit sich bringen.

TAKEUCHI 1980 fand heraus, daß der gesamte Massenfluss nach einer Distanz von etwa 200 m bis 400 m einen Gleichgewichtszustand erreicht. Diese Werte stimmen mit den Ergebnissen von NEMOTO 2004 gut überein, wenn man davon ausgeht, daß nach etwa 50 Sekunden ein Gleichgewichtszustand eintritt (Abb. 27) und eine Windgeschwindigkeit von 8 m/s in einer Höhe von 1 m vorherrscht.

5.2.3 Grenzgeschwindigkeit für Erosion und Ablagerung

Die Grenzgeschwindigkeit für die Initiierung eines Schneetransports ist in erster Linie von den kohesiven Bindungen zwischen den Schneepartikeln und weniger von der Partikelgröße abhängig (SCHMIDT 1980). Diese Bindungen nehmen mit steigender Temperatur, Feuchtigkeit und der Kontaktkraft (Windeinwirkung), mit der die Partikel abgelagert wurde, zu.
Generell nimmt die Windgrenzgeschwindigkeit für die Initiierung eines Transports mit zunehmender Ablagerungsdauer der Partikel zu. Durch den Aufprall von fallendem Niederschlag oder Oberflächenreifs kommt es zum Herausschlagen von Schneepartikel und der Transport kann schon bei geringeren Windgeschwindigkeiten beginnen.

In FONT 1998 wurde das Verhältnis der Grenzgeschwindigkeiten für Erosion (Beginn der Verfrachtung) und Ablagerung (Ende der Verfrachtung) untersucht. Hier wird auch darauf hingewiesen, daß diese Ähnlichkeiten mit den von BAGNOLD 1941 durchgeführten Versuchen mit Sand aufweisen. Zwischen den beiden Windgeschwindigkeiten kann ein proportionales Verhältnis festgestellt werden, wenngleich die Grenzgeschwindigkeit für Erosion etwas höher liegt. Die Bandbreite der Windgeschwindigkeiten liegt dabei zwischen etwa 3 m/s bis 13 m/s (Abb. 28). Wie zuvor bereits erwähnt, hängt diese von den Eigenschaften der Schneeoberfläche ab. Je stärker die Kohesion zwischen den Schneekörner ist, desto höhere Windgeschwindigkeiten sind notwendig. In MASES 1998 wird eine initiale Windgeschwindigkeit von 6 m/s angegeben, MICHAUX 2001 gibt 4 m/s an.



Abb. 28: Verhältnis der Grenzgeschwindigkeiten für Erosion und Ablagerung von Schneepartikel anhand der Feldversuche in La Molina 1996; Quelle: FONT 1998

In GUYOMARG'H & MÉRINDOL 1998 wird das Modell PROTEON (Prevision de l'Occurrence de Transport Eolien de la Neige) beschrieben, welches zur Vorhersage von Schneeverfrachtungsereignissen dienen soll. Dabei werden die meteorologischen Parameter mit dem Modell SAFRAN (DURAND et al. 1993) und die Stratigraphie der Schneedecke mit dem Modell CROCUS (BRUN et al. 1992) simuliert. Der erodierbare Schnee wird über einen "Driftability Index" festgelegt. Dieser Index ergibt sich aus empirischen Untersuchungen der Schneekornmorphologie, der Kohesion zwischen den Schneepartikeln und der Korngrößen. Eine Kombination dieses "Driftability Index" mit den Schwellenwerten der Windgeschwindigkeit ergibt eine Funktion des sogenannten "Snowdrift Index" (Abb. 29). Bei positiven Werten dieser Funktion findet Schneeverfrachtung statt.



Abb. 29: "Snow drift Index" in Abhängigkeit des "Driftability Index" und der Windgeschwindigkeit; Quelle: GUYOMARG`H & MÉRINDOL 1998

5.3 Schneeverteilung im Kammbereich

In FÖHN & MEISTER 1983 wurden die generellen Verteilungsmuster von Schneeablagerungen auf Hängen im Bereich von Bergkämmen anhand von Feldversuchen in den Schweizer Alpen untersucht. In Abhängigkeit der Hangneigung (10 ° bis 35 °), der Gratausformung (110 ° bis 160 °) und der Ausrichtung zum Wind konnten unterschiedliche Ablagerungsmuster festgestellt werden. Ist der Grat normal zur Windrichtung orientiert, sind nahezu gleichmäßige Ablagerungen im Lee zu erwarten. Luvseitig gibt es einen Abtragungsbereich nahe des Grates. Der Schnee im Kammbereich, in Abständen von 20 m bis 50 m beiderseits des Grates, ist sehr unregelmäßig verteilt.

Je spitzer der Grat zuläuft, desto geringer ist die Bandbreite und desto ausgeprägter sind die Unregelmäßigkeiten. Leehänge mit Neigungen über 25° und einem leeseitig ausgerichtetem Grat neigen zur Ausbildung von Wechten, die mit jedem darauf folgenden Sturmereignis zunehmend wachsen.

In Abb. 30 ist die Ausbildung von drei Profilen typischer Schneeverteilungsmuster mit abnehmender Grathöhe und unterschiedlichem Gratwinkel dargestellt. Bei Profil Nr. 1 ist deutlich zu erkennen, daß das erste Maximum vom Grat getrennt ist. Profil Nr. 11 zeigt die Ausbildung einer Wechte im Kammbereich und ein sekundäres Maximum der Schneeablagerung in einiger Entfernung zum Kamm.



Abb. 30: Längsprofile typischer Schneeverteilungsmuster in Abhängigkeit der Hangneigung und Ausformung des Grates anhand von Feldversuchen am Schwarzerhorngrat 1980/81 Quelle: FÖHN & MEISTER 1983

Die Versuche haben auch gezeigt, dass gesamtheitlich gesehen im Kammbereich im Durchschnitt genausoviel Schnee akkumuliert wie auf einer Referenzfläche im Flachland, in der ausschließlich windunbeeinflusster Niederschlag die Haupquelle darstellt. In Abb. 31 wird dies durch das Verhältnis M/R (arithmetischer Mittelwert/Referenzfläche) dargestellt. Auf Leehängen mit durchschnittlichen Hangneigungen wird doppelt so viel Schnee (Mittelwerte 1,5-2) als im gegenüberliegenden Luv nachgewiesen (Verhältnis L/W in Abb. 31).



Abb. 31: Verhältnis des Niederschlags (Schneewasseräquivalent) an Luv- und Leeseite im Kammbereich eines Berges anhand der Feldversuche am Schwarzerhorngrat; Quelle: FÖHN & MEISTER (1983)

Schnee wird also an Stellen mit erhöhter Windgeschwindigkeit luvseitig erodiert und auf die Leeseite transportiert, wo er sich in Bereichen geringerer Windgeschwindigkeit wieder ablagert. Diese Verfrachtung findet meist über Bergkämmen statt, kann aber auch entlang von Hängen mit differenziert ausgeprägten Geländeoberflächen stattfinden (Abb. 32)



Abb. 32: Erosions- und Akkumulationsbereiche im Kammbereich (links) und entlang eines Hangs (rechts); Quelle: LAWINENHANDBUCH 2000

In MASES (1998) wurde der Zusammenhang zwischen Wind, Schneeverfrachtung und der Entwicklung von Triebschneeansammlung in einem Untersuchungsgebiet in Spanien (La Molina) erforscht. Aus den gewonnenen Daten geht hervor, daß ein Schneeverfrachtungsereignis mehrere unterschiedliche Entwicklungsstadien durchwandert, welche in entscheidendem Maße das Wachstum der Triebschneeansammlungen bestimmen. Ein Schneefallereignis unter ähnlichen Randbedingungen (Temperatur, Niederschlag, Windgeschwindigkeit) kann unterschiedliche Wachstumsraten aufweisen, in Abhängigkeit ob es in der Anfangs- oder Endphase des Entwicklungsstadiums auftritt. Dabei wurde beobachtet, dass die ersten zwei Schneeverfrachtungsereignisse den größten Schneezuwachs erzeugen. Das maximale Wachstum ereignet sich also während des Frühwinters.

5.4 Modellierung von Schneeverfrachtung

Schneeverfrachtung wird normalerweise modelliert indem man zwischen dem Transport der Schneepartikel in Suspension und Saltation unterscheidet. Um diese Anforderungen gleichzeitig zu erfüllen ist die Anwendung von numerischen Modellen notwendig. Grundsätzlich basieren numerische Modelle auf der Berechnung des dynamischen Fließverhaltens (Navier-Stokes Gleichung).

In NAAIM et al. 1998 werden zwei Kategorien von Modellen angeführt, die im Bereich der Schneeverfrachtung Anwendung finden.

- "Eulerian Multiphase Flowmodel"
- "Lagrangian Particle Model"

In Anlehnung an ihre Feldversuche (siehe Kap.5.3) haben FÖHN & MEISTER 1983 einfache Berechnung zur Simulation von Schneeablagerungen durchgeführt. Die Luftströmung im unteren Teil der atmosphärischen Grenzschicht in Kombination mit dem Massenfluss von Schnee konnte damals analytisch noch nicht gelöst werden. Daher wurde der Massenfluss höherer Luftschichten mit einem einfachen Strömungsmodell berechnet und der oberflächlich gebundene Schnee entlang des Hangs mit einem sogenannten "plume-model" simuliert. Dieser Ansatz basiert auf der Theorie nach SUTTON 1953. Dabei wird angenommen, dass Schnee, ausgehend von einem Zentrum, sich horizontal und vertikal nach einem Gauß`schen Konzentrationsprofil in Form einer Schneefahne ausbreitet. Das sogenannte "Plume Model" gibt ein erstes Maximum nahe des Grats. Durch eine Kombination des Strömungsmodells und des "plume model" ergibt sich ein Bereich geringerer Schneetiefen zwischen den beiden Maxima (Abb. 33).



Abb. 33: Generelles Ablagerungsmuster (a), Ablagerungsmuster anhand des Strömungsmodells (b), Ablagerungsmuster anhand des "Plume Models"; Quelle: FÖHN & MEISTER (1983)

Die Ergebnisse passen gut mit den Feldversuchen von FÖHN & MEISTER 1983 überein (siehe Kap. 5.3). Anhand dieser Berechnungen ist es möglich, Ablagerungsmuster entlang einfach geformter Leehänge zu beschreiben. Für komplexere Geländeformen kann diese Methoden allerdings nicht mehr angewandt werden.

Das "Drifting-Sand Model" von ANDERSON & HAFF 1991 (in NAAIM 1998) basiert auf einer numerisch generierten "Splash Function", welche die Interaktion von Partikeln mit der Oberfläche statistisch beschreibt. Dieses Modell berücksichtigt die Trägkeit des Ablagerungsund Erosionsprozesses, ist aber nur - wie der Name schon sagt - für die Simulation des Kriechund Saltationsvorganges von Sandpartikeln geeignet. Das turbulente Fließverhalten sowie der Prozess der Suspension lässt sich damit nicht beschreiben. Außerdem unterscheidet sich die hier verwendete "Splash Function", aufgrund der unterschiedlichen Kornform und der Kohesion der Sandpartikel, von einer "Splash Function" für Schneepartikel.

Das Schneeverfrachtungsmodell von UEMATSU et al. 1989 and LISTON et al. 1993 basiert auf der zweidimensionalen Navier-Stokes Gleichung und einem modifizierten "k- ϵ turbulence" Modell (nach CHEN & WOOD 1985). Damit lässt sich das turbulente Strömungsfeld, die turbulente kinetische Energie sowie der kinetische Energieverlust bestimmen. In diesem numerischen Modell wird jedoch das Trägheitsverhalten von Erosion und Ablagerung nicht berücksichtigt. (Sättigung wird nicht sofort nach Anstieg der Reibungsgeschwindigkeit erreicht und Ablagerung findet schrittweise nach Abnahme der Windgeschwindigkeit statt).

In NAAIM 1998 wird ein numerisches Modell zur Simulation von Schneeverfrachtung vorgestellt, welches auf dem Gesetz der Massenerhaltung für Fluide und Partikel, dem Impulserhaltungssatz und dem modifizierten "k- ϵ turbulence Modell" (nach CHEN & WOOD 1985) basiert. Das Trägheitsverhalten von Erosion und Ablagerung wird hier wiederum mitberücksichtigt, jedoch geht keine "Splash Function" in das Modell ein.

PURVES 1998 beschreibt eine einfacher Methode, um die Menge des erodierbaren Schnees in topographisch komplexen Gelände von Zelle zu Zelle zu berechnen.

Weitere numerische Modelle für die Anwendung in alpinem Bereich werden von GAUER 1998 und GAUER 1999 oder DOORSCHOT et al. 2001 und DOORSCHOT 2002 beschrieben. SCHNEIDERBAUER 2007 verwendet einen gemischten Modellansatz zur numerischen Simulation der Schneeverfrachtung, in dem das Fließverhalten mittels der CFD (Computational Fluid Dynamics) -Software FLUENT berechnet wird.

In komplexem Gelände weisen Schneeverfrachtungsmuster sehr hohe Variabilitäten auf, die sich innerhalb weniger hundert Meter sehr unterschiedlich äußern können. Moderne hochauflösende numerische Modelle wie ALPINE 3D (LEHNING et al. 2006; SCHNEIDERBAUER & PROKOP 2011) können diese kleinräumig variierenden Prozesse der Schneedecke, sowie dessen Wechselwirkung mit atmosphärischen Prozessen beschreiben.

Oft werden Schneeverfrachtungsmodelle mit hochauflösenden Simulationen des Windfelds kombiniert, um die Verfrachtung in kleinräumig topographischen Geländeformen möglichst gut wiedergeben zu können (BERNHARDT et al. 2006; MOTT et al. 2008). JAEDICKE 2000 verwendet zur Simulation des Windfelds das mesoskalische nichthydrostatisch-numerische Modell MEMO.

5.5 Windfeld

Da sich ein Großteil dieser Arbeit mit der Modellierung des Windfelds beschäftigt, werden im Folgenden einige Grundlagen beschrieben.

5.5.1 Windprofil

Generell lässt sich das vertikale Windprofil im unteren Teil der atmosphärischen Grenzschicht durch folgenden logarithmischen Ansatz beschreiben. Die Windgeschwindigkeit in der Höhe z ergibt sich dabei aus

$$u_{up}(z) = \frac{u^*_{up}}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right)$$
(5)

u*_{up}...Reibungsgeschwindigkeit k......Kármán Konstante z0.....Rauhigkeitslänge

Unter dieser atmosphärischen Grenzschicht wird jener Teil der Troposphäre verstanden, der in direkter Interaktion mit der an der Erdoberfläche stattfindenden Prozessen steht (STULL 1988). Die geringsten Windgeschwindigkeiten werden dabei nahe der Oberfläche erreicht. Mit zunehmender Entfernung, und der damit verbundenen Abnahme der Oberflächenrauhigkeit nimmt auch die Windgeschwindigkeit nach Formel 5 zu .

Im Kammbereich eines Berges kommt es zu einer Veränderung des logarithmischen Profils. Das Maximum der Windgeschwindigkeit wird dabei in der Höhe z_{max} erreicht. Luvseitig kommt es zu einer Beschleunigung des Luftpakets, Leeseitig kommt es zur Loslösung des Luftstroms von der Oberfläche und zur Ausbildung turbulenter Wirbel (Abb. 34).



Abb. 34: Ausformung des Windfelds über dem Kammbereich eines Berges; Quelle: DOORSCHOT 2001

Maximale Windgeschwindigkeiten werden nach FÖHN 1980 in einer Höhe von etwa 1-1,5 m erreicht (Abb. 35). Diese können geländebedingt aber durchaus variieren und in größeren Höhen liegen. Durch die erhöhte Geschwindigkeit entsteht ein Unterdruck und Schneepartikel werden vermehrt von der Oberfläche abgehoben, wodurch es zu einer Erhöhung der Schneepartikeldichte kommt.



Abb. 35: Ausformung eines typischen Dichteprofils eines Massenflusses (links) und Windprofile (rechts) im Kammbereich eines Berges; Quelle: FÖHN 1980

Infolge des Beschleunigungseffekts im Aufwindbereich erreicht die Schubspannung ihr Maximum nahe der Oberfläche und nimmt mit zunehmender Höhe ab. Generell kann man sagen, daß dadurch Schnee im Luv erodiert und leeseitig abgelagert wird. Diese Ablagerung wird dabei aber nicht allein durch Verfrachtung bereits gefallenen Niederschlags erreicht, sondern auch durch Niederschlag, der vor dem Auftreffen auf die Oberfläche über den Grat transportiert wird. (siehe Kap. 5.2.1). Eine Verdoppelung der Windgeschwindigkeit bewirkt dabei eine achtmal größere Schneeverfrachtung (LAWINENHANDBUCH 2000). Tab. 1 gibt einen Überblick über die Kategorien unterschiedlicher Windstärken und die dabei auftretenden Effekte. Beginnende Schneeverfrachtung wird bei Windgeschwindigkeiten von 4 m/s für lockeren, trockenen Schnee angenommen. Bei > 15 m/s findet bereits erhebliche Schneeverfrachtung statt. Für die Entstehung von Schneefahnen sind nach FÖHN 1980 Windgeschwindigkeiten > 10 m/s maßgebend.

В	km/h	m/s	Beschreibung
0	0	0	Windstille, Kalme,
-3	5–15	1–3	Rauch steigt senkrecht empor schwache Winde, im Gesicht spiirbar
-5	16-30	4-8	mäßige Winde, bewegt Flaggen,
-8	-60	-17	beginnende Schneeverfrachtung starke Winde, Pfeifen in Gipfelkreuzverankerungen
>8	über 60	über 17	stürmische Winde, hindern beim Gehen, erhebliche Schneeverfrachtung

Tab. 1: Kategorien von Windgeschwindigkeitenmit damit verbundenen EffektenQuelle: LAWINENHANDBUCH 2000

MICHAUX 2001 hat Böigkeitsfaktoren (Verhältnis von Maximal- und Durchschnittswert einer definierten Zeitspanne) untersucht und festgestellt, daß es bei durchgehend starken Windperioden zu ausgeprägteren Verfrachtungsereignissen kommt als während sporadisch auftretenden starken Böen.



Abb. 36: Verhältnis von Böigkeitsfaktoren und gemessenen Signalen aufprallender Schneepartikel; Quelle: MICHAUX 2001

In Abb. 36 wird verdeutlicht, daß stark böige Winde (hohe Böigkeitsfaktoren) in Zusammenhang mit geringen Schneeverfrachtungssignalen stehen. Bei konstanten Windverhältnissen (geringe Böigkeitsfaktoren) hingegen sind starke Signale zu beobachten.

5.5.2 Modifizierung des Windfelds

Die für die Schneeverfrachtung verantwortliche, antreibende Kraft ist das vorherrschende Windfeld. Die Schubspannung τ ist dabei ein Index für die zu Verfügung stehende Kraft. Dabei wird zwischen der vom Luftstrom induzierten Schubspannung τ a und der durch die Partikel erzeugten Schubspannung τ g unterschieden. τ a ist verantwortlich für die Initiation der Schneeverfrachtung. Durch die darauf folgenden Kollisionen der Schneepartikel untereinander steigt deren Anzahl zuerst drastisch an (siehe Abb. 27 in Kap.5.2.2), wobei die Partikel selbst wiederum mit einer Schubspannung τ g auf die Schneeoberfläche einwirken. Die steigende Anzahl an Schneepartikel entziehen dem Luftstrom dabei eine gewisse Menge Energie, wodurch wiederum die Windgeschwindigkeit reduziert wird und folglich weniger Energie für die Mobilisierung neuer Schneepartikel zur Verfügung steht. Dieser Rückkoppelungseffekt ist verantwortlich dafür, dass nach einer gewissen Zeit ein Gleichgewichtszustand erreicht wird (NEMOTO 2004). Die gesamte Schubspannung setzt sich wie folgt zusammen:

$$\tau = \tau_a + \tau_g \tag{6}$$

Aufgrund der Turbulenzen geht ein gewisser Anteil der Partikel in Suspension über (Qct in Abb. 37). Die Erdanziehung wirkt dabei als Gegenkraft und unterstützt die Setzungsrate Qcs der Partikel (GAUER 1998). Die Impulsübertragung zwischen Schneekörnern und Wind innerhalb der Suspensionsschicht kann aufgrund der geringen Durchmesser bzw. geringeren Massen der Schneekörner, der geringeren relativen Geschwindigkeit und der geringeren Anzahl der Partikel vernachlässigt werden. Windmodifikation findet daher großteils in der Saltationsschicht statt, in der Schneekörner mit größeren Durchmessern und größerer Trägkeit dominieren (NEMOTO 2004). In Abb. 37 sind die Wechselwirkungen der einzelnen Prozesse in einem Schneeverfrachtungsereignis dargestellt.



Abb. 37: Prozesse während eines S Wechselwirkungen; Quelle: GAUER 1998

Schneeverfrachtungsereignisses und deren

6 Dreidimensionale Modellierung des Strömungsfelds

6.1 Modellbeschreibung

Das meteorologische Modell ARPS ist ein dreidimensionales, nicht hydrostatisches numerisches Modell, welches am "Center for the Analysis and Prediction of Storms (CAPS)" an der Universität von Oklahoma zur Vorhersage von Sturmereignissen entwickelt wurde. Ursprünglich wurde es zur Anwendung in flachem Gelände entwickelt. Nach einigen Weiterentwicklungen ist es jedoch auch für die Anwendung in alpinem Gelände geeignet. In XUE et al. 2000 und XUE et al. 2001 findet sich eine detailierte Beschreibung des Modells.

Das Modell löst die nichthydrostatische, kompressible Navier-Stokes Gleichung für die Erhaltung des Impulses, der Energie, der Masse, und der turbulenten kinetischen Energie, sowie die Zustandsgleichung der Luftfeuchtigkeit. Die Gleichungen werden dabei in einer speziellen Form eines dreidimensionalen kurvenförmigen Koordinatensystems (ξ , η , ζ) geschrieben (XUE et al. 2000).

 $\xi = \xi(x), \ \eta = \eta(y), \ \zeta = \zeta \ (x, \ y, \ z)$

Durch die vertikale und horizontale Dehnung des Koordinatennetzes passt es sich nahe der Oberfläche dem Gelände an und bildet dieses in einem gleichmäßig rechtwinkeligem Koordinatennetz ab. Der untere Modellrand wird dabei durch die Topographie bestimmt. Mit steigender Höhe wird die Koordinatenebene zunehmend flacher und gleicht sich dem kartesischen Koordinatensystem an. Dadurch wird eine bessere Auflösung nahe der Oberfläche erzielt und die Dynamik des Windfelds kann so besser wiedergegeben werden. Das bedeutet, daß im Gipfelbereich die vertikalen Abstände des Gitters der ersten Schicht kleiner sind als in flachem Gelände. Ein kartesisches Koordinatensystem würde die numerische Behandlung des unteren Modellrandes in stark reliefiertem Gelände erschweren (XUE et al. 2000). In Abb. 38 ist das orographiefolgende Koordinatennetz und die damit verbundene Dehnung in den jeweiligen Höhenstufen abgebildet.



Abb. 38: ARPS Rechengitter mit vertikaler Dehnung Quelle: XUE et al. 2000

Die Gleichungen werden numerisch in einem geschachtelten Arakawa C-Rasterfeld (Abb. 39) mittels finiter Differenzenmethode gelöst, welches durch die orographiefolgenden Koordinaten definiert ist. Dabei werden die horizontalen u und v Komponenten im Zentrum der jeweiligen Seitenflächen, die Vertikalkomponente w im Zentrum der Unter- bzw. Oberseite und das Geschwindigkeitspotential der Strömung im Zentrum der Gitterzelle berechnet. Die Modellvariablen werden definiert als die Summe der "Base State" Variablen und deren Abweichungen von diesem. Der "Base State" stellt den Initialzustand des Modells dar (XUE et al. 2000).



Abb. 39: Schematische Darstellung der Variablen in einer Rasterzelle Quelle: XUE et al. 2000

ARPS wurde als ein Large Eddy Simulationsmodell entwickelt um turbulente Strömungen zu berechnen. Die größerskaligen Wirbelstrukturen werden dabei direkt über ein dreidimensionales Modell durch die Lösung der Navier-Stokes Gleichung gelöst. Die kleinskaligen Strukturen werden über ein Turbulenzmodell (Subgrid Scale Model) parametrisiert um auch Phänomene kleiner Zeitschritte und feiner Gitter lösen zu können (XUE et al. 2000).

6.2 Modelleinstellungen

Die topographische Information wird dem Modell über das digitale Höhenmodell gegeben. Informationen über den Zustand der Atmosphäre erhält das Modell über ein Externes Sounding (Beispiel in Anhang IV), in dem unter anderem die Initialwindfelder angegeben werden. Diese werden anhand der in Kap.3.5 statistisch ausgewerteten Daten der Windrichtung und Windstärke bestimmt. Das Windprofil wird dabei mit zunehmender Höhe logarithmisch, die potentielle Temperatur mit einem höhenabhängigen feuchtadiabatischen Gradienten linear abnehmend angenommen. Als Rauhigkeitslänge der Bodenoberfläche wurde ein Wert von 0,01 (schneebedeckter Boden) angegeben. Zusätzlich kann auch der Vegetationstypus bzw. die Beschaffenheit der Bodenoberfläche angegeben werden.

Da es sich beim gegenständlichen Projektstandort um hochalpines Gelände mit schneebedeckter Oberfläche handelt, wird die Oberflächenbeschaffenheit und die Vegetationsbedeckung dem Typ "ice" zugeordnet. Die relative Luftfeuchte wird mit 100% angenommen, da eine Wintersituation mit Schneefall simuliert werden soll. In Bodennähe beträgt die vertikale Auflösung 3 m. Diese nimmt mit zunehmender Entfernung vom Boden zu und erreicht in den obersten Schichten bis zu 50 m. Das Windfeld wird über jeweils 82 Ebenen bis zu einer Höhe von 5720 m (5 m Auflösung) bzw. bis zu einer Höhe von 5075 m (25 m Auflösung) gerechnet.

Da es sich bei der Simulation nur um einen definierten Ausschnitt der Erdoberfläche bzw. der darüber befindlichen Atmosphäre handelt, muß dieser durch Modellränder abgegrenzt werden. Diese stellen, mit Ausnahme des unteren Modellrandes, keine realen Grenzen dar und werden in ARPS durch obere,- untere- sowie laterale Randbedingungen angegeben. Der untere Modellrand wird hier als "Rigid Wall" behandelt. Dadurch sind keine Massenflüsse aufgrund der Begrenzung der Erdoberfläche möglich. Als obere Randbedingung wird "Zero Gradient" angenommen, wodurch die obere Grenze ebenfalls als undurchlässig behandelt wird. Für die lateralen Randbedingungen wurde der Typ "Periodic" gewählt. Außerhalb des Rechengebiets werden die Lösungen dadurch unendlich wiederholt (XUE et al. 2000).

In Tab. 2 sind einige wichtige Parameter für die Einstellungen in ARPS noch einmal übersichtlich zusammengefasst. Ein Auszug aus einem ARPS-Input File ist dem Anhang V beigefügt.

Obere Randbedingung	"Zero Gradient"	Rauhigkeitslänge	0,01	
Untere Randbedingung	"Rigid Wall"	Vegetationsbedeckung	9 (ice)	
Laterale Randbedingung	"Periodic"	Oberflächenbeschaffenheit	12 (ice)	
Relative Feuchte	100%	Feuchtadiapatischer Gradient	0,65°K/100m	

Tab	. 2: /	Ausgewählte	Eingabepar	ameter für	die Simula	tion mit ARPS

Das Simulationsergebnis stellt die Windgeschwindigkeit und Windrichtung für jede Gitterzelle in Form von dreidimensionalen Vektoren dar. Besonders steile Hangpartien bzw. Unregelmäßigkeiten im Randbereich des DHM`s können zu Rechenproblemen führen und sollten bei der Wahl des Gebietsausschnittes möglichst vermieden werden. Randbereiche werden daher oft geglättet. Im konkreten Fall konnte dies aber zu keiner wesentlichen Verbesserung des Simulationsvorganges führen.

Weiters sollte das Rechengebiet nicht mehr als etwa 400 x 400 Zellen umfassen, da dies ebenfalls zu Rechenproblemen führen kann. Der Ausschnitt für die Simulation anhand des 5 m Höhenmodells umfasst schlussendlich ein Gebiet von 935 m x 895 m, der Ausschnitt aus dem 25 m Höhenmodell ein Gebiet von 6,57 km x 7,27 km.

6.3 Simulationsergebnisse

Die Simulationsergebnisse beziehen sich auf die unterste Luftschicht (1 m über Boden), in der sich bei einer angenommenen Windgeschwindigkeit von 10 m/s etwa 77 % des Triebschnees befindet (siehe Tab. 3 in Kap.7.1). Die Darstellung der Simulationsergebnisse erfolgt anhand ausgewählter Beispiele der Horizontal- und Vertikalkomponente der Windgeschwindigkeit für die Sektoren 270 ° bis 360 °, 10 ° bis 90 ° und 100 ° bis 180 °. Die Simulationen anhand des 5 m Höhenmodells und des 25 m Höhenmodells mit unterschiedlichen wurden Windgeschwindigkeiten initiiert. Zur Interpretation ist daher die jeweilige Farbskala zu berücksichtigen. Die Windrichtungen sind durch die schwarzen Pfeile veranschaulicht. Die Windrose zeigt die jeweilige initiale Windrichtung an.

Sektor 270 ° bis 360 °

Für diesen Sektor können anhand der Analyseergebnisse aus Kap.3.5 die höchsten Windgeschwindigkeiten angegeben werden. Alle Winde aus diesem Sektor werden im Bereich des Kamms umgelenkt und überströmen diesen in Abhängigkeit der initialen Windrichtung von etwa NW bis W. Die höchsten Windgeschwindigkeiten sind im Bereich von Geländekuppen zu erkennen. Die vertikale Komponente erreicht ihr Maximum dabei bei einer Anströmung normal zum Grat (270°). Ostseitig des Kamms bleiben die Winde annähernd südöstlich orientiert. Bei Westströmung erfolgt an der Ostseite unmittelbar hinter dem Grat ein kurzzeitiges Einschwenken in Richtung NE.



Abb. 40: Simulationsergebnisse für die Vertikalkomponente (links) und Horizontalkomponente (rechts) der Windgeschwindigkeit mit 5 m Auflösung (oben) und 25 m Auflösung (unten) bei initialer Windrichtung von 340°



Abb. 41: Simulationsergebnisse für die Vertikalkomponente (links) und Horizontalkomponente (rechts) der Windgeschwindigkeit mit 5 m Auflösung (oben) und 25 m Auflösung (unten) bei initialer Windrichtung von 300°



Abb. 42: Simulationsergebnisse für die Vertikalkomponente (links) und Horizontalkomponente (rechts) der Windgeschwindigkeit mit 5 m Auflösung (oben) und 25 m Auflösung (unten) bei initialer Windrichtung von 270°

Sektor 10° bis 90°

NNE- bis E-Winde streichen über die Ostflanke und werden in Richtung Grat geleitet, wo sie schließlich nach SW bis W umgelenkt werden. Bis zu einer Anströmung von etwa 10 ° bleibt an der Westseite NE-Winde erhalten. Geringe Windgeschwindigkeiten können im Lee der Geländerippen an der Ostseite, sowie leeseitig des Grates beobachtet werden. Die höchsten Windgeschwindigkeiten treten wiederum auf Geländekuppen und im Kammbereich auf.



Abb. 43: Simulationsergebnisse für die Vertikalkomponente (links) und Horizontalkomponente (rechts) der Windgeschwindigkeit mit 5 m Auflösung (oben) und 25 m Auflösung (unten) bei initialer Windrichtung von 10°



Abb. 44: Simulationsergebnisse für Vertikalkomponente (links) und Horizontalkomponente (rechts) der Windgeschwindigkeit mit 5 m Auflösung (oben) und 25 m Auflösung (unten) bei initialer Windrichtung von 40°



Abb. 45: Simulationsergebnisse für die Vertikalkomponente (links) und Horizontalkomponente (rechts) der Windgeschwindigkeit mit 5 m Auflösung (oben) und 25 m Auflösung (unten) bei initialer Windrichtung von 80°

Sektor 100 ° bis 180 °

Strömungen aus E bis S zeigen ein ähnliches Verhalten wie in den zuvor beschriebenen Sektoren. Normal auf Geländeerhebungen anströmende Luftmassen werden leeseitig umgelenkt. Winde aus SSE erzeugen stark ausgeprägte Vertikalkomponenten im Bereich der Geländerippen, E bis SE Anströmungen sorgen für hohe Windgeschwindigkeiten im Kammbereich sowie eine Beschleunigung des Luftstroms über den Kammbereich.



Abb. 46: Simulationsergebnisse für die Vertikalkomponente (links) und Horizontalkomponente (rechts) der Windgeschwindigkeit mit 5 m Auflösung (oben) und 25 m Auflösung (unten) bei initialer Windrichtung 100°



Abb. 47: Simulationsergebnisse für die Vertikalkomponente (links) und Horizontalkomponente (rechts) der Windgeschwindigkeit mit 5 m Auflösung (oben) und 25 m Auflösung (unten) bei initialer Windrichtung 140°

In Hinblick auf die Triebschneeverfrachtung lässt sich zusammenfassend sagen, dass Schnee einerseits über den N-S verlaufenden Grat von Westen her in die Anbruchgebiete Nr. 1, Nr. 2 und Nr. 3 gelangt. Andererseits wird Schnee bei NNE-Winden in die Anbruchgebiete verfrachtet. An Geländekuppen wird dabei Schnee erodiert, der sich danach leeseitig entlang der Rinnen einlagert. SE-Winde sind vor allem auf lokale, thermische Einflüsse zurück zu führen und für einen relevanten Schneetransport weniger ausschlaggebend. Auch NW-Strömungen (etwa 300 ° 350°) behalten ostseitig ihre Orientierung bei bis und können somit zu Triebschneeverfrachtungen an der Ostseite beitragen. Aufgrund der stark variierenden Windeinflüsse muß im Einzugsgebiet mit erheblichen Umverfrachtungen gerechnet werden.

7 Vorschläge zu Schutzmaßnahmen

Da sich diese Arbeit mit der Verfrachtung von Schnee befasst, werden im Folgenden vor allem näher beschrieben und deren Einsatzbereiche Verwehungsverbauungen sowie Funktionsprinzipien als Grundlage für weitere Überlegungen aufgezeigt. Weiters werden auch einige temporäre Maßnahmen beschrieben, welche bei der künstlichen Auslösung von Lawinen Einsatz finden. Maßnahmen wie der Objektschutz und die Errichtung eines Lawinenschutzdamms werden bei PICHLER 2011 näher behandelt. Die folgenden Ausführungen beziehen sich im Wesentlichen auf die Arbeiten von TABLER 2003 und VÖGELI 1996.

7.1 Permanente Schutzmaßnahmen

7.1.1 Verwehungsverbauungen

Grundsätzlich funktionieren alle Verwehungsverbauungen nach dem gleichen Prinzip. Sie stellen ein Hindernis für die vorbeiströmende Luft dar, wodurch deren Strömungsverhalten modifiziert wird. Das Luftpaket wird dadurch entweder beschleunigt oder abgebremst, um so eine gezielte Ablagerung der Schneepartikel an einer lawinensicheren Stelle zu bewirken. Durch die richtige Dimensionierung der Konstruktion kann die Ablagerungskapazität sowie die Länge und Form der Ablagerung beiderseits der Konstruktion beeinflusst werden und dadurch an die gegebenen Rahmenbedingungen (Topographie) angepasst werden. Die Schneepartikel können entweder durch sogenannte Schneekollektoren zur Ablagerung gezwungen, oder durch Schneedeflektoren in eine gewünschte Richtung abgelenkt werden.

Schneekollektoren

Zu den Schneekollektoren werden **Triebschneezäune** gezählt. Diese gibt es je nach Einsatzbereich in den unterschiedlichsten Ausführungen und Varianten. Der aus Holz konstruierte "Wyoming-Schneezaun" (TABLER 2003) gilt als sehr windresistent, bietet jedoch wenig Standfestigkeit gegen Kriech- und Gleitbewegungen der Schneemassen an Hängen und ist durch hohe Instandhaltungskosten geprägt. Dafür spricht auch sein primärer Einsatzbereich auf ebenen Flächen zum Schutz von Verkehrsachsen. Syntetisch gefertigte Zäune hingegen gelten als langlebig und haben geringe Instandhaltungskosten. Weiters sind sie durch ein unauffälliges Erscheinungsbild in der Landschaft und ihrer flexiblen Anpassung ans Gelände geprägt und auch weniger anfällig gegen Kriech- und Gleitbewegungen.

Schneezäune aus lebendigen Materialien (Bäume, Büsche) können genauso effektiv, und bei guten Wachstumsbedingungen sogar kostengünstiger als künstliche Konstruktionen sein (NAAIM-BOUVET & MULLENBACH 1998). Für den Einsatz in alpinen Bereichen stellt diese Variante aufgrund der extremen Standortbedingungen jedoch keine Alternative zu herkömmlichen Methoden dar. Die gängigen Triebschneezäune im alpinen Bereich sind Konstruktionen aus Stahl (Abb. 48). Generell gilt es, witterungsbeständige Baumaterialien zu verwenden.



Abb. 48: Schneezaun aus Stahl; Quelle: SAUERMOSER 2010

Funktionsprinzip

Damit Triebschnee am Zaun ausfällt, muß ein Sättigungsunterschied zwischen der Strömung vor dem Zaun und der Strömung im Einflussbereich des Zauns vorhanden sein. Durch den Eingriff in das Strömungsverhalten der Luftmassen entsteht leeseitig direkt anschließend am Zaun ein Bereich in dem der Luftstrom abgebremst wird. Die über die Zaunoberkante schneller strömende Luft vermischt sich mit diesem abgebremsten Luftpaket. Entlang des Durchmischungsbereichs entstehen Turbulenzen, wodurch es zu einer gleichmäßig verteilten Schubspannung entlang dieser Zone kommt. Nach der Durchwanderung verschiedener Wachstumsstadien bildet sich ein Gleichgewichtszustand aus, bei dem sich ein Verhältnis von etwa 1-1,2:1 (Profil:Zaun) einstellt (Abb. 49). Durch die Variation der Zaunhöhe und dem Füllungsgrad des Zauns können unterschiedliche Effekte (z.b. die Länge der leeseitigen Ablagerung) erzielt werden und damit die nötige Distanz zu den schützenden Objekten oder zu Geländekanten eingehalten werden.



Abb. 49: Ausbildung eines Gleichgewichtszustand entlang des unteren Grenzverlaufs des Durchmischungsbereiches im Lee eines Schneezauns; Quelle: TABLER 2003

Durch die unterschiedlich vorherrschenden Hangneigungen in alpinem Gelände wird die Ablagerungskapazität deutlich beeinflusst. Leeseitig wird dabei eine maximale Ablagerungslänge bei einer Hangneigung von 15° zum Zaun hin ansteigend erreicht, unabhängig davon ob der Zaun oder das Gelände geneigt ist (FINNEY 1934). Bei einer Hangneigung von 20° erreicht die Kapazität allerdings nur mehr 40% im Vergleich zu flachem Gelände, bei 30° Hangneigung nur noch 25°. Umgekehrt nimmt die Kapazität bei leeseitig abfallenden Hängen bis zu einer Neigung von 10° um 15 % bis 20 % pro Grad Hangneigung zu (für den Zauntyp "Wyoming" mit Füllungsgrad 48 % und Bodenspalt 0,1 H, wobei H die Zaunhöhe ist); (TABLER 2003).

TAKEUCHI 2001 hat in Versuchen im Windkanal herausgefunden, daß bei einem Anströmungswinkel von 30° die Höhe der Ablagerung im Lee nur noch 50% beträgt. Bei 45° wurden nur 1/10 der Ablagerungshöhe und keine Ablagerung an der Wind zugewandten Seite beobachtet. Der größte Effekt wird bei einer Orientierung normal zur vorherrschenden Windrichtung erreicht. Zum Schutz von Straßen schlägt TABLER 2003 eine Orientierung der Schneezäune parallel zur Strasse vor, solange die Windrichtungen innerhalb von 35° variieren. Bei größeren Abweichungen müssen die Zaunreihen normal zur Windrichtung ausgerichtet sein.

Positionierung

Die topograpisch einschränkenden Verhältnisse im alpinen Bereich verlangen eine viel differenziertere Standortauswahl im Vergleich zu flachem Gelände. Hier wird die Positionierung im Allgemeinen durch das Gelände bestimmt. TABLER 2003 schlägt für flaches Gelände einen Abstand zum schützenden Objekt von 35H bei einem Füllungsgrad (P) von 50 % (bzw. 25H für P = 25 %, 12h für P = 0 %) vor. VÖGELI 1996 reduziert diesen Abstand auf 20H bei einem 50 %-igen Füllungsgrad, da bis zu dieser Ablagerungslänge die Zäune am effektivsten wirken. Die Zaunwirkung soll möglichst nahe an die Anrisskante reichen, da mit zunehmendem Abstand (leeseitig) die Windgeschwindigkeit wieder zunimmt und erneut Schnee erodiert und verfrachtet werden kann. Auch die Hangneigung und die damit verbundene unterschiedliche Ablagerungskapazität müssen berücksichtigt werden. Bei geringen Windgeschwindigkeiten ist die luvseitige Ablagerung größer ausgebildet und die leeseitige Ablagerung liegt näher am Zaun als bei hohen Windgeschwindigkeiten. In Gebieten mit geringen Windgeschwindigkeiten besteht daher die Gefahr, daß Konstruktionen eingeschneit werden. Auch von einer Positionierung in natürlichen Triebschneefallen wie Mulden sollte abgesehen werden. Eine eindeutige Hauptwindrichtung sollte zudem auch vorherrschen. Bei einer luvseitigen Bringungsdistanz von 200 m bis 400 m errreicht der Massenfluß Sättigung und nimmt einen Gleichgewichtszustand an (siehe Kap. 5.2.2). Diese Distanz sollte berücksichtigt werden, um eine effiziente Funktionsfähigkeit des Zauns zu gewährleisten. Da Triebschneezäune nur einen Teil des gesamten Schnees ablagern können und somit nie zu 100 % effizient sind, werden sie oft in Kombination mit Stahlschneebrücken eingesetzt.

Dimensionierung

<u>Höhe</u>

Die Ablagerungskapazität eines Schneezauns wird durch seine Höhe und seinen Füllungsgrad bestimmt. Kennt man also den zu erwartenden Schneetransport, lässt sich daraus die Zaunhöhe bestimmen. Der Massenfluss der Schneepartikel ist abhängig von der Windgeschwindigkeit und der Höhe über Grund. Tab. 3 veranschaulicht, dass sich 80 % - 90 % des Massenflusses in der untersten 6,0 m dicken Luftschicht befinden. Um eine genügend dicke Luftschicht und somit auch einen Großteil des transportierten Schnees zu erfassen, schlägt VÖGELI 1996 eine Zaunhöhe von 3,0 m bis 6,0 m vor.

Höhe über Grund	Windgeschwindigkeit u ₁₀ (m/s) Triebschnee summiert auf Höhe z[m] in %					
	10	15	20	25	30	35
10	100	100	100	100	100	100
9	98	98	97	97	97	97
8	95	95	94	94	94	93
7	93	92	91	90	90	89
6	91	90	88	86	85	84
5	88	86	84	82	80	79
4	86	83	79	76	74	72
3	83	78	73	69	66	64
2	80	72	65	60	56	53
1	77	64	53	45	40	36
0.5	74	56	42	32	26	22
0.1	65	37	18	9	3	2

 Tab. 3: Verteilung des Massenflusses von Triebschnee als Funktion der

 Höhe und der Windgeschwindigkeit; Quelle: VÖGELI 1996

Falls der Zaun eingeschneit wird, beschränkt sich die Wirkung des Zauns lediglich auf den verbliebenen herausragenden Teil.

<u>Länge</u>

An den jeweiligen Enden der Triebschneezäune entstehen Randeffekte, die zur Verringerung der Gesamtkapazität beitragen. Aufgrund von Geschwindigkeitsunterschieden entstehen hier Turbulenzen, die für eine Schneeausräumung im Lee verantwortlich sind. Die maximale Kapazität ist dadurch auf den Mittelbereich des Zauns reduziert. Nach TABLER 2003 sollten Schneezäune somit zumindest Längen von 24H, bzw. 20H nach MARGRETH 2004 haben. Zäune unter 10 H haben praktisch keine Funktion. Sind mehrere Schneezäune nebeneinander aufgestellt sollten Abstände zwischen Ihnen vermieden werden, da es dadurch zu einer Kanalisierung des Luftstroms kommt und somit die Erosion im Bereich der Öffnung verstärkt zu tragen kommt. Dies bewirkt eine Reduzierung der Kapazität des Zauns.

Füllungsgrad

Der Füllungsgrad (P) bezeichnet das Verhältnis der offenen, winddurchlässigen Bereiche zur Gesamtfläche des Zauns ohne Berücksichtigung des Bodenabstands. Das Ablagerungsverhalten kann dadurch markant beeinflusst werden (Abb. 50). Zäune mit einem Füllungsgrad von P=0 erreichen nur etwa 1/3 der Kapazität von Zäunen mit einem 50%-igem Füllungsgrad bei gleicher Höhe.

Die Ablagerungslänge im Lee wird dadurch aber deutlich reduziert, was aufgrund einschränkender topographischer Rahmenbedingungen in alpinem Gelände oft erwünscht ist. Die maximale Kapazität wird bei einem Füllungsgrad von 45 % bis 66 % erreicht (VÖGELI 1996).



Abb. 50: Ablagerungsformen in Abhängigkeit des Füllungsgrades eines Schneezauns (gültig für flaches Gelände); Quelle: TABLER 2003

Bodenabstand

Zwischen dem untersten Querbalken und dem Boden wird ein Abstand eingehalten, um Schneeansammlungen in unmittelbarer Umgebung der Konstruktion zu minimieren. Durch diesen Abstand wird eine Beschleunigung des Luftstroms und damit eine erosive Ausräumung in Bodennähe bewirkt. Damit kann sichergestellt werden, daß die Höhe und die maximale Effektivität des Zauns erhalten bleibt. Zudem können Schäden durch Setzung und Kriechbewegungen verhindert werden. Falls der Zaun eingeschneit wird, kann der Abstand zum nächsten Querbalken die Funktion übernehmen, die effektive Zaunhöhe verringert sich dadurch jedoch. Der Abstand sollte H/10 betragen. In Gebieten, die durch große Mengen an Schneeablagerungen (windschwache Gebiete) gekennzeichnet sind oder an Standorten bei denen mit Verfrachtungen entgegen der Hauptwindrichtung zu rechnen ist, kann der Abstand größer gewählt werden. Die maximale Funktionalität kann nur bei einem funktionsfähigen Bodenabstand erreicht werden.

Triebschneezäune sind im allgemeinen auf einen Windstaudruck von 3 kN/m² zu bemessen (ONR 2010). Falls mehrere Reihen hintereinander gestaffelt werden, muss man darauf achten, dass die zweite Zaunreihe nicht durch die Ablagerung der ersten Zaunreihe eingedeckt wird. Jedoch sollte die zweite Zaunreihe so knapp an der Ersten liegen, dass die Strömung im Lee nicht mehr die nötige Energie für erneute Erosion zur Verfügung hat. Durch die Staffelung erhöht sich die gesamte Ablagerungseffizienz. VÖGELI 1996 schlägt vor, einen Abstand von zumindest 15H (P= 50 %) nicht zu unterschreiten. Nach TABLER 2003 sollten die Abstände etwa 30H betragen. Vom ökonomischen Gesichtspunkt aus betrachtet ist die Errichtung einer Zaunreihe effizienter als mehrere niedrigere Reihen, da die Ablagerungskapazität mit 2,2xH zunimmt. Die Errichtungskosten hingegen nehmen proportional zur Höhe zu (TABLER 2003)

Schneedeflektoren

-Kolktafeln

Kolktafeln erzeugen Wirbel, wodurch die Ablagerung von Schnee im unmittelbaren Umfeld verhindert wird. Üblicherweise haben die Tafeln Größen von 3,0 x 3,0 m und werden unter anderem zu Verhinderung von Wechtenbildungen eingesetzt (Abb. 51 links).

-Düsendächer

Mit dieser Methode wird eine Beschleunigung des Luftstroms und damit ein größerer Transport von Schneepartikel im Bereich der Konstruktion bewirkt. Diese Partikel kommen in einer Entfernung von etwa 10 m bis 15 m leeseitig zur Ablagerung. Der Düseneffekt wird durch eine Verengung der Konstruktion in Windrichtung bewirkt. Die optimale Wirkung wird dabei bei einer leeseitigen Öffnung von 1,0 m bis 1,5 m und einer Neigung des Dachs parallel zum Hang erreicht. Düsendächer können entweder im Gratbereich zur Verhinderung von Wechtenbildung eingesetzt werden oder auch direkt im Hang errichtet werden (Abb. 51 rechts).



Abb. 51: Kolktafeln (links) und Düsendach (rechts); Quelle: TABLER 2003

7.1.2 Stützverbauungen

Schneebrücken wirken dem Gleiten und Kriechen von Schneemassen entgegen und tragen so zu einer Stabilisierung der Schneedecke bei (ONR 2010). Einer einmal in Bewegung geratenen Lawine kann selbst die stärkste Verbauung nicht standhalten. Durch die Rückhaltewirkung entstehen sogenannte Stagnationszonen oberhalb der Konstruktion, in denen es durch zusätzliche Druckspannungen zu einer Reduzierung von Scherspannungen innerhalb der Schneedecke kommt. Schneebrücken kommen vor allem zum Einsatz um große Lawinen zu verhindern. Geringe Schneemassen reichen oft nicht aus um die nötige Stabilität innerhalb der zurückgehaltenen Schneemassen zu erreichen (kleine Stagnationszone). Kleine Lawinen, vor allem bei lockerem Neuschnee, können daher oftmals nicht verhindert werden. Restrisiken bei dieser Schutzmaßnahme ergeben sich durch die Auslösung einer Lawine außerhalb des verbauten Bereichs, eines Lawinenabgangs innerhalb der Verbauungsfläche sowie durch den Abgang einer Lawine im Falle einer Überschneiung der Konstruktionen. Falls eine spontanen Lawine abgeht, sollen die oberen bzw. unteren Reihen die Ausbreitung des Scherbruchs verhindern. Zu diesem Zweck kommen bevorzugt durchgehende Reihen mit Längen von etwa 20 m bis 50 m zum Einsatz (MARGRETH 2004).

Anbruchgebiete werden in einem Neigungsbereich von 30° bis 50° verbaut (ONR 2010). Die oberste Reihe sollte dabei die höchste zu erwartende Bruchlinie in ihren Rückstaubereich mit einschließen. Die seitliche Ausdehnung ist meist durch natürliche Geländebegrenzungen (zB. Kuppen) gegeben. Randbereiche sollten dabei immer im Schutz der darüber gelegenen Reihe liegen (MARGRETH 2004).

Eine spezielle Form von Stützverbauungen stellen Schneenetze dar (Abb. 52). Diese sind vor allem durch ihr unscheinbares Erscheinungsbild in der Landschaft gekennzeichnet. Die Flexibilität des Netzes führt zu einer Verringerung des Schneedrucks von bis zu 20 % und trägt zu einer höheren Widerstandsfähigkeit gegen Steinschlag bei (MARGRETH 2004).



Abb. 52: Schneebrücke mit einer Stütze (links), Schneebrücke mit zwei Stützen (mitte) und Schneenetz (rechts); Quelle: MARGRETH 2004, verändert

7.2 Temporäre Maßnahmen

GasEx

Mit dieser Methode lassen sich Lawinen von einer sicheren Stelle aus per Funksteuerung künstlich auslösen. Die Auslösung wird dabei durch die Druckwelle der Explosion eines Propangas-Sauerstoffgemisches in einem Verhältnis von 18:82 ca. 3,0 m oberhalb der Schneedecke erreicht (Abb. 53, links). Der Wirkungsbereich beträgt etwa 50 m bis 100 m. Durch die fixe Montage an einem Ort ist der Einsatzbereich lokal begrenzt. Die Kosten einer Anlage belaufen sich auf 70.000 \in - 80.000 \notin pro Anbruchgebiet. Pro Sprengung müssen zusätzlich noch etwa 2,5 \notin - 4,0 \notin einkalkuliert werden (SCHEKULIN 2006). Zudem müssen durch die Erschütterungen im unmittelbaren Nahbereich die Instandhaltungskosten der Anlage mit berücksichtigt werden. Bei Neigungen < 35 ° können allerdings keine sicheren Sprengerfolge erzielt werden. In Tab. 4 sind Vor- und Nachteile einer GasEx-Anlage aufgelistet.

Vorteile	Nachteile
Beträchtliche Verringerung der Zeit, da mehrere Zündrohre fast gleichzeitig gestartet werden können	Pro Sprengpunkt wird ein Zündrohr benötigt; Sprengpunkt nicht veränderbar
Bedienung der Anlage von einem Büroraum aus möglich	Bei einem Nichtauslösen der Explosion gibt es viele mögliche Fehlerquellen, die nur an Ort und Stelle behoben werden können
Alle Risiken beim Umgang mit Spreng- und Zünd- mitteln entfallen	Bei Leitungsproblemen (Verstopfung, Vereisung) fäilt das entsprechende Zündrohr für diese Saison aus
Geringere Betriebskosten	Anzahl der Sprengungen ist mit der Bevorratung von Sauerstoff und Propangas fixiert
Optik in bezug auf Landschaftsschutz ist günstiger im Vergleich zu Stützen und Seilen einer Lawinensprengseilbahn	Höhere Anlagekosten
	Aufwendige Fundierung der Zündrohre in der Lawinenbahn

Tab. 4: Vor- und Nachteile von GasEx-Anlagen;
Quelle: LAWINENHANDBUCH 2000

Lawinenwächter (Lawinenorgel)

Ein Lawinenwächter lässt sich ebenfalls per Funksteuerung bedienen. Die Anlage wird nahe der Anbruchgebiete positioniert, von wo aus die abgefeuerten Sprengladungen (10 Stück/ Kasten) einen Radius von ca. 150 m abdecken können (Abb. 53, rechts). Der Lawinenwächter kann auch bei schlechten Wetterbedingungen präzise eingesetzt werden. Für die Stromversorgung sind Solarzellen installiert. Eine Anlage mit zwei Kästen kostet etwa 70.000 € die Steuerzentrale ist mit 8.000 € zu beziffern (SCHEKULIN 2006). Um das Abgleiten der Sprengladungen in sehr steilem Gelände zu verhindern, kommen Lawinenmasten zum Einsatz. Dabei sind die Sprengladungen an Seilen befestigt und können so oberhalb der Schneedecke zur Detonation gebracht werden. Diese Anlage ist eine Ergänzung des Lawinenwächters und wird mit derselben Steuerzentrale bedient (www.seilbahnen.ch).



Abb. 53: GasEx-Anlage in Aktion (links) und schematische Darstellung einer GasEx-Anlage (mitte); Quelle: www.tas.groupemnd.com und LAWINENHANDBUCH 2000; Lawinenwächter (rechts); Quelle: www.seilbahnen.ch

Handsprengung aus Helikopter

Der Abwurf der Sprengladungen aus dem Helikopter ermöglicht eine zielgenaue Positionierung, kann jedoch durch die oft vorherrschenden schlechten Wetterverhältnisse im alpinen Bereich nicht immer durchgeführt werden. Im Vergleich zur herkömmlichen Handsprengung können hier allerdings Gebiete erreicht werden, die ansonsten aufgrund erhöhter Lawinengefahr unzugänglich wären. Die Hubschrauberminute beläuft sich auf 15 € (Firma Knaus-Helikopter). Bei einer angenommenen Flugzeit von 60 Minuten resultieren daraus Kosten von zumindest 900 € zuzüglich der Personalkosten und der Kosten für die Sprengladungen (SCHEKULIN 2006).

Weiters werden auch Maßnahmen wie die **Sperrung von gefährdeten Streckenabschnitten**, **Alarmpläne**, **Lawinenwarndienste** oder die **Evakuierungen** im Falle eines Lawinenabgangs zu den temporären Maßnahmen gezählt.

8 Interpretation und Schutzkonzept

8.1 Interpretation der Ergebnisse

Windgeschwindigkeiten mit einer Relevanz für Schneetransport (> 4 m/s) treten praktisch aus allen Sektoren auf, wobei der Bereich von 280 ° bis 360 ° vor allem durch seinen Anteil hoher Windgeschwindigkeiten (> 35 m/s) gekennzeichnet ist. Für die Ausbildung von Schneefahnen sind nach FÖHN 1980 Windgeschwindigkeiten von zumindest 10 m/s notwendig. Für den Transport über den Bergkamm von W nach E kann diese Windgeschwindigkeit aufgrund der längeren Distanz zu den Anbruchgebieten als maßgebend erachtet werden. Vor allem durch den Beschleunigungseffekt im Kammbereich werden diese Bedingungen schon bei geringeren Windgeschwindigkeiten erreicht und können erheblichen Schneetransport bewirken. Maximalwerte von etwa 10 m/s werden auch bei Windrichtungen im Bereich von 90 ° bis 140 ° aufgezeichnet und können ebenfalls für die Verfrachtung von Schnee verantwortlich gemacht werden

Große Schneeansammlungen (siehe Laserscan; Abb. 25) im südlichen Bereich des Einzugsgebietes untermauern, dass Triebschnee einerseits über den N-S verlaufenden Grat von Westen her in die Anbruchgebiete Nr. 1, Nr. 2 und Nr. 3 gelangen. Winde aus dem Sektor 270 ° bis 350 ° werden in Richtung Kamm geleitet und überströmen diesen von etwa W bis NW nach E. Die Wechte im Kammbereich (Abb. 54) untermauert diese Tatsache. Die steilen felsigen Hangpartien im Bereich des Gipfels oberhalb der Anbruchgebiete Nr. 4 und Nr. 5 sorgen dafür, dass sich in diesem Bereich wenig Schnee ablagern kann.

Andererseits gelangt Triebschnee vor allem bei NNE-Winden in die Anbruchgebiete. An Geländekuppen wird dabei Schnee erodiert, der sich danach leeseitig entlang der Rinnen einlagert. Die Ergebnisse der Laserscanmessungen zeigen, dass es zu erheblichen Schneeeinfrachtungen unmittelbar im Lee der Geländerippen, vor allem im unteren Bereich des Einzuggebietes kommt, während sich im oberen Bereich weniger Schnee ablagert. Auch NW-Strömungen (etwa 300 ° bis 350 °) behalten ostseitig ihre Orientierung bei und können somit zu Triebschneeverfrachtungen an der Ostseite beitragen. SE-Winde sind vor allem auf lokale, thermische Einflüsse zurück zu führen und für einen relevanten Schneetransport weniger ausschlaggebend.

In Abb. 54 sind die Schneeablagerungen im Lee der vorgelagerten Geländerippen sowie Erosionsbereich auf den Geländerippen erkennbar. Weiters ist hier die Anbruchkante der spontan abgegangenen Lawine aus Anbruchgebiet Nr.3 deutlich sichtbar.



Abb. 54: Für Triebschneeverfrachtung maßgebende bodennahe Windverhältnisse (blaue Pfeile) in den Anbruchgebieten am Liesgelespitz; Quelle: ÖBB 2011, Aufnahme nach dem Lawinenereignis vom 03.04.2009

Aufgrund der stark variierenden Windeinflüsse muß im Einzugsgebiet mit erheblichen Umverfrachtungen gerechnet werden. Winde aus NE und SE werden im Kammbereich umgelenkt und überströmen diesen in etwa Richtung W. Diese Situation muss bei der Planung von Schutzmassnahmen berücksichtigt werden (Triebschneezäune, siehe Kap.8.2.)

8.2 Schutzkonzept

Betrachtet man die Bereiche beidseitig des Grates, so sind die flachsten Stellen oberhalb der Anbruchgebiete Nr. 1 und Nr. 2 zu erkennen (Abb. 55). Die Westflanke weist Neigungen im Bereich von 25° bis 35° auf. An der Ostflanke fällt das Gelände zu den Rinnen der Anbruchgebiete ab. Diese weisen Neigungen zwischen 35° bis 45° auf. Neigungen unter 35° kommen im oberen Bereich des Einzuggebietes praktisch kaum vor. Felsige Bereiche könne mit Neigungen über 45° ausgewiesen werden.



Abb. 55: Neigungsverteilung im Kammbereich

Um eine optimale Funktionsfähigkeit von Triebschneezäunen zu gewährleisten, sollte zumindest eine Distanz von 200 m bis 400 m luvseitige vorhanden sein, da sich erst über diese Strecke ein Gleichgewichtszustand einstellt und sich der Massenflusses voll entwickeln kann. (siehe Kap. 5.2.2). Aufgrund der Hangneigungen an der Westseite ist mit einer Verminderung der Funktionsfähigkeit von Triebschneezäunen hinzuweisen.
Wie bereits in Kap. 7.1 erwähnt wird leeseitig eine maximale Ablagerungslänge bei einer Hangneigung von 15° zum Zaun hin ansteigend erreicht. Da sich die Hangneigungen der Westflanke großräumig zwischen etwa 25° bis 35° bzw. im Gratbereich zwischen 15° bis 20° bewegen, muß je nach Standort mit einer Verminderung der Kapazität von 60% bis 80% im Vergleich zu flachem Gelände gerechnet werden. Geeignetes Gelände stellt der flache Bereich oberhalb der Anbruchgebiete Nr. 1 und Nr. 2 dar.

Aufgrund kleinräumig variierender topographischer Veränderungen in alpinem Gelände und der vorherrschenden Vegetationsbedingungen lassen sich optimale Standorte für die Errichtung der Triebschneezäune hier nur schwer bestimmen. Diese sollten individuell ans Gelände angepasst werden um topographische Gegebenheiten wie Mulden als natürliche Triebschneefallen besser ausnützen zu können bzw. die Positionierung in diesen zu vermeiden. Generell gilt jedoch, dass die beste Wirkung bei einer Orientierung senkrecht zur Hauptwindrichtung erzielt wird. Winde aus dem Sektor 270 ° bis 320 ° überströmen den direkten Kammbereich von W nach E. In einer Entfernung von etwa 40 m westwärts dreht die Windrichtung auf etwa NW. Dieser Standort scheint optimal, um einerseits eine nötige Ablagerungslänge leeseitig zu erreichen und andererseits alle Windrichtungen gleichermaßen zu erfassen. Die Orientierung der Zaunreihen kann somit normal zur Windrichtung von etwa 310 ° angegeben werden. (Abb. 58)

Da hohe Triebschneezäune eine mächtigere Luftschicht und damit auch einen größeren Anteil des Triebschnees erfassen, sind diese effizienter als niedrigere Zäune (Tab. 3 in Kap.7.1). Triebschneezäune sind in ihrer Höhe so zu bemessen, dass sie 70 % (angenommener Anteil des zur Verfügung stehenden Triebschnees) des durchschnittlich zu erwartenden Winterniederschlags ablagern können, wobei der Niederschlag als Schneewasseräquivalent angegeben wird (entspricht 10 % des gemessenen Niederschlags). Geht man von einem durchschnittlichen jährlichen Winterniederschlag von 1340 mm für Mallnitz (1196 müA) aus, ergibt sich nach der Berechnungsmethode von AUER (Anhang V) eine Niederschlagsmenge von 1606 mm für eine Höhe von 2400 müA. Diese Methode der Niederschlagszunahme mit der Höhe basiert auf Untersuchungen auf der Sonnblick-Südseite und kann als repräsentativ für den gegenwärtigen Standort angesehen werden. Somit ergibt sich ein Schneewasseräquivalent von 160,6 mm und ein Verfrachtungspotential (70 % des Winterniederschlags) von 112 mm.

Nach TABLER 1991 ergibt sich die Zaunhöhe aus dem zu erwartenden Schneetransport in Abhängigkeit der Bringungsdistanz und des Verfrachtungspotentials.



Abb. 56: Schneetransport in Abhängigkeit der Bringungsdistanz und Niederschlag (links), Zaunhöhe in Abhängigkeit der Kapazität; Quelle: TABLER 1991

Aus Abb. 56 (links) lässt sich somit der zu erwartende Schneetransport bestimmen, woraus sich ebenfalls aus Abb. 56 (rechts) die Zaunhöhe H ablesen lässt. Diese kann auch nach Formel 8 (TABLER 2003; angepasst) bestimmt werden.

$$H = [Q / 8,5]^{0,455}$$
(8)

Diese Formel gilt für einen Schneezaun mit einem Füllungsgrad von P=50 %, wobei Q der Schneetransport in Tonnen /Meter ist.

Bei einem Verfrachtungspotential von 112 mm und einer angenommenen Bringungsdistanz von 1 km ergibt sich ein zu erwartender Schneetransport von ca. 80 t/m, woraus eine Zaunhöhe von 3,0 m resultiert. Diese Berechnungen beziehen sich jedoch auf flaches Gelände. Erfahrungsgemäß ist die Ermittlung der Höhe nach TABLER zu gering bemessen (PROCTER 2009). Nach VOEGELI 1996 sollten Triebschneezäune eine Höhe von 3,0 m bis 6,0 m bei einem Füllungsgrad von 50 % haben.

Demnach kann eine Höhe der Triebschneezäune von 4,0 m bei einer Länge von 80 m (20H) als ausreichend erachtet werden. Bei dieser Zaunhöhe und einem Füllungsgrad von 50 % ergibt sich ein Abstand zur Geländekante von 80 m (20H; Abb. 57). Unter Berücksichtigung der Windverhältnisse ist ein geeigneter Standort etwa 40 m vom Grat entfernt. Mit Einschränkungen der Ablagerungskapazität kann dieser Abstand jedoch durch eine Erhöhung des Füllungsgrades des Zauns erreicht werden.



Abb. 57: Mindestabstand eines Triebschneezauns zur Stützverbauung im Anbruchgebiet unter Ausnützung einer natürlichen Triebschneefalle Quelle: VOEGELI 1996

Aufgrund des schrägen Einfallwinkels der Winde wäre es notwendig, die Zaunreihen schräg hintereinander zu versetzen. Dabei ist darauf zu achten, dass keine Lücken zwischen den Zaunreihen entstehen um Düseneffekte zu verhindern. In Abb. 58 ist eine mögliche Positionierung der Triebschneezäune schemenhaft dargestellt



Abb. 58: Schemenhafte Darstellung der Positionierung von Triebschneezäunen und Simulationsergebnisse des Strömungsverhaltens im Kammbereich bei Windrichtungen von 270°, 300°, 320° und 340° (links)

Nach MARGRETH 2004 belaufen sich die Kosten für einen 4,0 m hohen Zaun auf 350 €- 550 € pro Meter. Da Triebschneezäune aber nur einen Teil des Triebschnees abfangen können und in alpinem Gelände daher meistens in Kombination mit Stützverbauungen im Anbruchgebiet eingesetzt werden, sind diese Kosten nicht getrennt von einander zu betrachten.

Stahlschneebrücken stellen wohl die teuerste Methode des Lawinenschutzes dar. Pro Laufmeter (bei einer Höhe von 3,5 m) wird mit 1.200 €gerechnet. Bei einer Fläche von einem Hektar ergibt das etwa 600.000 €, wobei die Anzahl der Reihen je nach Geländeeigenschaften variieren kann. Dazu kommen noch die Erhaltungskosten der Konstruktionen. Diese werden mit 0,5 % der Errichtungskosten angegeben (MARGRETH 2004). Wie zuvor erwähnt, werden Anbruchgebiete in einem Bereich von 30° bis 50° verbaut (ONR 2010). Bei einer daraus resultierenden Verbauungsfläche von etwa 4 ha belaufen sich die Kosten auf ca. 2,4 Mio. € Schneebrücken sind in ihrer Höhe auf die 3-Tages Neuschneesumme mit einer 150-jährlichen Wiederkehrwahrscheinlichkeit zu bemessen (ONR 2010). Nach den Berechnungen von PICHLER 2011 ergibt sich daraus eine Werkshöhe von 4,0 m.

Zum Schutz der Anbruchgebiete Nr. 4 und Nr. 5 ist die Errichtung von Triebschneezäunen nicht sinnvoll. Diese befinden sich zu weit vom Grat entfernt und der Schneeeintrag aus nördlicher bzw. südlicher Richtung kann mit dieser Maßnahme nicht beeinflusst werden. Es besteht die Möglichkeit temporärer Maßnahmen für alle 5 Anbruchgebiete in Form von GasEx-Anlagen zur künstlichen Auslösung von Lawinen (Abb. 59). Wie in Kap. 7.2 beschrieben sind dabei keine sicheren Sprengerfolge bei Hangneigungen < 35° garantiert. In Abb. 55 ist zu erkennen, dass die Anbruchgebiete aber durchwegs Neigungen von 35° bis 45° aufweisen. Somit stellt diese Variante durchaus eine Möglichkeit dar. Dabei ist es aber nötig, je eine GasEx-Anlage pro Anbruchgebiet zu errichten.

Weiters kann die Errichtung von Lawinenwächtern in Betracht gezogen werden. Dies Schutzmaßnahme deckt einen Radius von etwa 150 m ab. Somit müssen zwei Anlagen errichtet werden um den oberen Bereich aller fünf Anbruchgebiete zu erreichen. Um die Reichweite optimal auszunützen ist ein Lawinenwächter oberhalb des Anbruchgebietes Nr. 2 zu positionieren, die andere Anlage etwas abseits des Kamms im Hangbereich oberhalb des Anbruchgebietes Nr. 4 zu positionieren (Abb. 59).



Abb. 59: Übersicht über die Positionierung von GasEx-Anlagen und Lawinenwächter

8.3 Kostenabschätzung

Folgende Kostenabschätzungen permanenter und temporärer Maßnahmen, sowie betrieblicher Kosten können gemacht werden.

Variante 1: Kombination permanenter Schutzmaßnahmen

Schutzmaßnahme	Einheit	Kosten
Triebschneezäune	ca, 480 m	168.000 bis 264.000 €
Stahlschneebrücken	ca. 4 ha	2,4 Mio. €

Tab. 5: Kostenabschätzung permanenter Schutzmaßnahmen; Quelle: MARGRETH 2004, angepasst

Schutzmaßnahme	Einheit	Kosten
GasEx-Anlage	5 Stück	350.000 € bis 400.000 €
Lawinenwächter	2 Stück	156.000 €
Sprengung aus Hubschrauber	1 h	900 €

Variante 2: Temporäre Schutzmaßnahmen

Tab. 6: Kostenabschätzung temporärer Schutzmaßnahmen; Quelle: SCHEKULIN 2006, angepasst

Unabhängig, ob es zu einem Lawinenereignis kommt, ergeben sich potentielle betriebliche Kosten, die infolge der betrieblichen Weisung für Lawinenwarnstrecken entstehen (WIESHOFER et al. 2003). Ab Lawinenwarnstufe 3 tritt automatisch eine Alarmplanaktivierung in Kraft. Diese Kosten, in Abhängigkeit der jeweiligen Gefahrenstufe, setzen sich aus der Einberufung der Lawinenwarnkommission, Maßnahmen für die Schleusen- bzw. Streckensperre sowie der Aufhebung der Sperre, einem Hubschraubererkundungsflug, Begehungen und Dokumentation zusammen. (Tab. 7)

Lawinenwarnstufe	Kosten Alarmplanaktivierung/Tag
3	91,12 €
4	1.115,16 €
5	1.439,40 €

Tab. 7: Kostenabschätzung für die Alarmplanaktivierung ab Lawinengefahrenstufe 3; Quelle: ÖBB 2003 in HÜBL et al. 2006, angepasst

Zuzüglich muß noch mit etwa **1840** € für die Maßnahmen der Aufhebung der Streckensperre bei Lawinenwarnstufe 4 und Lawinenwarnstufe 5 gerechnet werden.

Weiters ergeben sich betriebliche Mehrkosten infolge einer angeordneten Geschwindigkeitsreduzierung (30 km/h) oder der Sperre eines Streckengleises bei zweigleisigen Abschnitten ab Lawinenwarnstufe 4 und der Sperre der gesamten Strecke ab Lawinenwarnstufe 5 durch Umleitungen. (Tab. 8).

Lawinenwarnstufe	Betriebliche Mehrkosten/Tag
4 (Langsamfahrstellen)	39.000 €
5 (Sperre der Strecke)	83.000 €

Tab. 8: Betriebliche Mehrkosten bei Lawinengefahrenstufe 4 und 5; Quelle: ÖBB 2003 in WIESHOFER et al 2003

Nach WIESHOFER et al. 2003 ergibt sich eine Kostenabschätzung für ein Normaljahr laut Tab. 9, unabhängig vom Eintritt eines Lawinenereignisses. Die Kostenzusammenstellung bezieht sich auf jene Tage, an denen eine Lawinenwarnstufe ausgeschrieben wird. Nach HÜBL et al. 2006 (Bad Gastein "Feuersangslawine") werden dafür durchschnittlich 152 Tagen angegeben.

Lawinenwarnstufe	Alarmplanaktivierung	Sperre Schleuse	Umleitungskosten	Aufhebung der Sperre	Gesamt
3	13.850 €	0€	0€	0€	13.850 €
4	169.506 €	5.928.000 €	0€	279.799 €	6.377.303 €
5	218.789 €	5.928.000 €	12.616.000 €	279.799 €	19.042.587 €

Tab. 9: Potentielle betriebliche Kosten/Jahr in Abhängigkeit der Lawinenwarnstufe; Quelle: HÜBL et al. 2006, angepasst

Weitere Kosten ergeben sich im Falle einer Beschädigung von Schienenfahrzeugen, des Bahnkörpers oder an Oberleitungen bzw. durch die Räumung der Strecke nach einem Lawinenabgang (Tab. 10).

Bautyp	Sachschadenkosten
Elektrolokomotive	4.4 Mio. €
Steuerwagen (für Nahverkehrszüge)	1.7 Mio. €
Reisezugwagen (Fernverkehr)	1.4 Mio. €
Reisezugwagen (Nahverkehr)	1.2 Mio. €
Güterwagon	0.3 Mio. €
Anlage	Folgekosten
Gleisgestänge/Laufmeter	510 €
Bahnkörper im Gleisbereich/ Laufmeter	190 €
Oberleitung/ Laufmeter	250 €
Gleisentwässerung/ Laufmeter	175 €
Sonstige Unterbauanlagen/ Laufmeter	280 €
Kabelanlagen/ Laufmeter	185 €

Tab. 10: Kostenabschätzung für Triebfahrzeuge, Wagons (Wiederbeschaffungswert) und Folgeschäden; Quelle: ÖBB 2003 in WIESHOFER et al 2003, angepasst

9 Schlussfolgerung

In dieser Arbeit wurden anhand einer hochauflösenden flächigen Schneehöhenverteilung mittels Terrestrischen Laserscans und der Analyse der bodennahen Windverhältnisse Schneeverfrachtungsmuster in den Anbruchgebieten des Liesgelespitz dargestellt und zudem die für die Treibschneeverfrachtung relevanten Windsituationen ermittelt. So ist es möglich, durch die Beobachtung der Stationsdaten rechtzeitig geeignete Vorkehrungsmassnahmen seitens der Lawinenwarnkomission zu treffen. Weiters können mögliche Schutzmassnahmen gezielt und effizient geplant werden.

für Schutzmaßnahmen Bei der Entscheidungsfindung geeignete sollten die dabei aufzuwendenden Maßnahmekosten in optimalem Verhältnis erzielten einem zur Risikoverminderung bzw. zu den Kosten des verbleibenden Restrisikos stehen. Ein optimales Verhältnis wird bei Naturgefahren dann erreicht, wenn die Summe von Maßnahmekosten und Schadenkosten bzw. der Restrisikokosten minimal wird (A1 in Abb. 60; WILHELM 1997). Der temporären Sicherung mit vergleichsweise geringen Maßnahmekosten und hohen Schadenkosten stehen die permanenten Sicherungen mit hohen Maßnahmekosten und geringen Schadenkosten gegenüber. Dies wird auch anhand der Kostenaufstellung aus Tab. 5 und Tab. 6 verdeutlicht. In Abb. 60 sieht man, daß die Maßnahmekosten mit zunehmender Risikoverminderung (Sicherheitsniveau) Zuge exponentiell ansteigen. Schadenkosten fallen im der Risikoverminderung durch die Umsetzung von Maßnahmen dabei ab. Ein optimales Verhältnis von Maßnahmekosten und Schadenskosten lässt sich demnach in einer leichten Tendenz hin zu temporären Schutzmaßnahmen erkennen. Zur Beurteilung der Wirtschaftlichkeit von Lawinenschutzprojekten schlägt WILHELM 1997 die Kosten-Nutzen-Analyse bzw. die Kosten-Effektivitätsanalyse als geeignetes Hilfsmittel vor.



Abb. 60: Gesellschaftliches Sicherheitsoptimum unter der Zielsetzung der gesamtwirtschaftlichen Kostenminimierung; Quelle: WILHELM 1997

Die Ergebnisse der Lawinensimulationen für eine Fließlawine ergeben, dass es bei einem 150jährlichen Ereignis (3-Tages Neuschneesumme = 162 cm) zu keinen potentiellen Schäden an der Bahnstrecke bzw. an einem vorbeifahrenden Zug kommt. Eine Staublawine jedoch kann sehr wohl bis über die Bahngleise reichen und Auswirkungen auf den gesicherten Bahnbetrieb haben (Abb. 61; PICHLER 2011).



Abb. 61: Simulationsergebnis (SAMOS) des Maximaldrucks einer Fließlawine aus Anbruchgebiet Nr. 3; Quelle: PICHLER 2011

Wie zuvor erwähnt, entstehen betriebliche Kosten ab Lawinenwarnstufe 3 sowohl bei der vorgeschlagenen Variante 1 und Variante 2. Triebschneezäune können nur Anströmungen aus nordwestlicher bis westlicher Richtung beeinflussen. Aufgrund der stark variierenden Windverhältnisse – hier vor allem durch nordöstliche bis südliche Anströmungen – sind diese jedoch durch Einschneiung gefährdet und können so deutlich an Funktionsfähigkeit verlieren.

Die Errichtung von GasEx-Anlagen oder eines Lawinenwächters ist im Gegensatz zur Sprengung aus einem Helikopter mit einmalig auftretenden Kosten, zuzüglich der Wartungskosten und den Aufwendungen für Sprengmaterialien verbunden. Weiters kann eine Sprengung auch unabhängig von den Witterungsverhältnissen durchgeführt werden.

Die Ergebnisse dieser Arbeit zeigen, dass ein kombiniertes Sicherheitskonzept aus permanenten Schutzmassnahmen als nicht sinnvoll erachtet werden kann. Die alleinige Errichtung von Stützverbauungen in den Anbruchgebieten würde zu einer deutlichen Risikoverminderung beitragen. Eine mögliche Überscheiung durch Triebschnee muss hier allerdings als Restrisiko einkalkuliert werden. In Anbetracht der Kostenaufstellung stellt die kontrollierte Sprengung mittels Helikopter jedoch die kostengünstigste Variante zum Schutz infrastruktureller Einheiten und zur Gewährleistung der Sicherheit des Bahnbetriebes dar. Die gezielte Auslösung von Lawinen ermöglicht darüber hinaus eine Kostenreduktion einhergehend mit einer Verkürzung der Dauer einer Sperre der Strecke. Hier ist allerdings zu erwähnen, dass die Strecke auch noch durch andere Lawinen (Feuersanglawine, Thomasecklawine) gefährdet ist, die eine Streckensperrung ohnehin mit sich bringen würden.

Zusätzlich zu der regionalen Beurteilung der Lawinengefahr anhand des Lawinenlageberichts besteht die Möglichkeit der Aufstellung von Messpegeln, um den lokalen Schneezuwachs rasch zu beurteilen und so unterstützend bei der Entscheidungsfindung im Falle einer Bedrohung durch eine Lawine dient. Die Beibehaltung der Messstation zur Beurteilung der lokal vorherrschenden Windverhältnisse ist dabei unbedingt anzustreben.

Sieht man von der Errichtung von Schutzmaßnahmen im Anbruchgebiet ab, besteht die Möglichkeit eines Objektschutzes am Strommastens der 110 kV-Leitung durch einen Lawinenkeil. Weiters kann die Errichtung eines Lawinenschutzdamms in Betracht gezogen werden. In dem Fall müsste die vorhandene Stromleitung jedoch unterirdisch weitergeführt werden, da die dabei aufgestauten Schneemassen den Masten beschädigen könnten.

82

3-dimensional, high resolution analysis of the avalanche release area on the Liesgelespitz

10 Abstract

Introduction

The currents thesis deals with an avalanche prone site on the eastern slope of a mountain ridge situated near Mallnitz in Carinthia. The project was initiated by the ÖBB infrastructure service. Currents protection measures exist in form of artificial release by blasting avalanches out of a helicopter but no other permanent protection measures were built so far. During the last documented avalanche event on the 3 rd of April 2009 a 20 kV-power line run by the KELAG was destroyed. No further infrastructural facilities of the ÖBB were destroyed by this avalanche. Even if huge hazardous events did not occur in the past, costs incurred in connection with the closure of the railway track.

Aim and methodology of this thesis

The aim of this thesis is the development of a safety concept for a specific railway track section of the ÖBB (km 43.200 – km 43.600) immediately at the southern exit of the Tauernschleuse on the pathway Salzburg-Kärnten. The thesis especially investigates the problem of drifting snow and focus on the 3-dimensional analysis of the snow pattern in the release area. It will provide an overview of the principles of snow drift as well as an insight into the functionality and range of application of suitable mitigation measures to support the future decision making for the maintenance of the current safety standard. The results will also contribute to a specific and efficient planning of mitigation measures.

The applied methodology allows to describe the process of snow drift in a very high resolution without the need of time consuming snow drift simulation software. The wind field is simulated, based on a digital terrain model with a spatial resolution of 5 m and 25 m, with the 3-dimensional numerical model ARPS (Advanced Regional Prediction System) to get a clear picture of the near terrain air flow. Input data for the simulation are gained from the meteorological gaging station that was erected especially for this project by the IAN near the peak of the Liesgelespitz. Wind data within an investigation period from February 2010 to May 2011 were analysed to find out the dominant wind direction and prevailing wind speeds are further on classified according to the scientific findings of snow transport (see chapt. 5).

The use of numerical wind field modelling in combination with high resolution terrestrial laser scanning (TLS) data, together with the background knowledge of snow drift behaviour allows to analyse snow drift pattern in the area of interest.

Project area

Location

The project area is situated in Carinthia within the national park "Hohe Tauern" circa 2 km south to the border of Salzburg (Fig.1). The nearest village is called Mallnitz which lies within a distance of circa 1.5 km to the southern exit of the Tauernschleuse. The Goldberggruppe with the well known peak "Hoher Sonnblick" encloses the project area in the northwest, the Ankogelgruppe in the northeast. From a geological point of view the project area is a composite of shist, gneiss and granite and lies within the so called "Tauernfenster" (FRITZ 2001).



Figure 1: Project area

The area of interest is situated on the east facing slope close to the peak of the Liesgelespitz. The release areas are located above the timber line and have slope angles between 35° to 45° which pose especially endangered avalanche zones. The average slope angle of the avalanche catchment area is 35° . Maximum slope angles reach just above 80°. Southeast facing slopes are dominant with 42 % followed by east facing slopes with 30%.

Meteorological conditions

For Mallnitz maximum precipitation is reached in the month July and August whereas in February and January the lowest accumulated precipitation is recorded. The temperature profile also reaches maximum values in the month June, July and August. On average, snow fall can be expected between October and May.

The sum of the yearly new snow amount averaged over a 30-year recording period from 1971 to 2000 can be quoted with 134 cm whereas maximum new snow amounts are reached in the month from November until March with 20 cm to 30 cm (ZAMG 2011). The trend for the average sum of the yearly snow depth for a period of 1961 to 2001 shows a negative course in contrast to the temperature profile, which has a positive trend (KABAS 2005). The IAN measuring gage recorded maximum temperature values in July 2010 with 21.7 °C and minimum values in December 2010 with -20.1 °C.

Wind conditions

Dominant wind directions cover the sector 290 $^{\circ}$ to 130 $^{\circ}$. Southern and westerly winds are of minor importance. Maximum wind velocities up to 35 m/s which represent stormy conditions are recorded in December 2010, May 2010 and October 2010 and mainly come from northwest. Maximum wind velocities of the other month vary between 23 m/s and 31 m/s. Constant but low velocities (< 8 m/s) are observed from southeast. Wind velocities for the initiation of snow transport (> 4 m/s) can be expected from all cardinal directions (Fig. 2).



Liesgelespitz in a period from October 2010 – May 2011

History of hazard events

The last documented event occured on the 3 rd of April 2009. A slab avalanche with a release height of about 2 m run to the bottom of the Seebachtal and destroyed a 20 kV-power line run by the KELAG. The remaining avalanche-prone areas were artificially released by a controlled blasting out of a helicopter.

Principles of snow drift

Snow drift is a turbulent flow which consists of a continuous (air) and a disperse (snow) phase. When talking about snow transport in general the process of creeping, saltation and suspension is to be distinguished, whereas the last two mainly influence the transport (GAUER 1998). Additionally the process of preferential deposition takes on greater significance in more complex terrain (LEHNING et al. 2008).

Forms of transportation

Creeping is of minor importance and can be neglected for real snow drift events. **Saltation** happens when the shear strength is greater than a critical value for the beginning transport of snow particles. The process is taking place close to the surface up to about 10 cm where the concentration of snow particles is high. Snow particles can start to move by either aerodynamic entrainment, rebound or ejection (DOORSCHOT 2002). Snow particles in **Suspension** are lifted by atmospheric turbulences and can be transported over long distances without any contact to the surface. Particle size is below 100 µm and the mass flux is several orders smaller than close to the surface. The process of **Preferential Deposition** is responsible for the large scale inhomogeneous distribution of falling snow and is of relevance when the shear strength for erosion is below a critical treshhold. The total mass flux is a result of these transport processes. Additionally Evaporation und Sublimation may have an influence on a snow drift events as the total amount of snow as well as the particle size is reduced and snow particles can stay in motion over a longer time.

The critical velocity for the start of snow drift primarily depends on the cohesive bonds between the snow particles which increase with higher temperature, moisture and the contact force whilst deposition. Particle size is of minor importance (SCHMIDT 1980). Critical velocity for the beginning of snow transport is within a range of 3 m/s to 13 m/s and a proportionality to the one of deposition is to be observed (FONT 1998). The time for a fully developed mass flux depends on the wind velocity. Without a suspension layer the system needs less time to reach steady state. Experiments show that the mass flux of snow fully develops over a distance of around 200 m to 400 m (TAKEUCHI 1980) which is in good accordance with the findings of NEMOTO 2004 who states a time span of 50 seconds with an assumptive wind velocity of 8 m/s.

Depending on the slope angle, the shape of the crest and its exposition to the wind, different depositional patterns of snow result whereas cornices tend to grow on leeward exposed ridge terrain. The overall accumulation is comparable to the one observed in flat terrain where precipitation dominates the amount of snow accumulation (FÖHN & MEISTER 1983). Beside snow transport over a mountain ridge drifting also takes place along distinct topographic terrain. Field experiments show that snow drift events observed under similar boundary conditions (temperature, precipitation, wind velocity) pass through different stages of growth, whereas the first two events – so to say early in the season - contribute most to the accumulation (MASES 1998).

Windfield and interaction with drifting snow

The wind field in the lower part of the atmosphere follows a logarithmic curve. Close to the ridge of a mountain this profile changes (Fig. 3) whereas maximum wind velocities are observed around 1 to 1.5 m above the surface which may vary in height in dependency of terrain features (FÖHN 1980).



Figure 3: Windfield over a ridge

Due to speed up effects in the surrounding of a ridge system shear stress reaches its maximum near the surface which generally leads to erosion on the wind facing side and deposition on the leeward side where wind velocities are lower. Thereby a doubling of wind velocity causes an eight time bigger snow drift (LAWINENHANDBUCH 2000). After FÖHN 1980 wind velocities > 10 m/s cause snow drifts with the development of snow plumes which are decisive for large snow drift events.

The driving force for snow transport is the prevailing wind field which is expressed by the shear stress τ . This force can be divided into the aerodynamic entrainment τ a which is responsible for the initiation of snow transport and the shear stress τ g induced by snow particles themself. A strong increase of particles can be observed in the beginning of a drift event which, until the maximum capacity of air is achieved, reaches a steady state after a certain time. This is due to energy transfer from the surrounding air to drifting snow particles. This feedback mechanism can be neglected in the suspension layer, so modification mainly takes place in the saltation layer where particles are of greater size and quantity (NEMOTO 2004). Gusty wind cause less snow drift compared to a situation with continuous wind periods (MICHAUX 2001).

Proposals for protection measures

The following chapter provides a set of selected protection measures which are applicable for the current project.

Permanent protection measures

-Snow fence

Snow fences modify the surrounding airflow in a way so that wind velocity is reduced on the lee side. This effect causes a saturation deficit of the airflow in front as well as in the immediate reach of influence of the fence and snow is to be deposited. Thereby maximum lee deposition is reached with a slope angle of 15 $^{\circ}$ ascending in direction to the fence (FINNEY 1934).

-Wind baffles

Wind baffles are constructions of square sized wooden boards (typically 3 x 3 m) which reduce snow deposition in the immediate surrounding due to generation of eddies.

-Jet roofs

This method causes a speed up effect of air flow which leads to a deposition of snow particles at a desired location around 10 m to 15 m in the lee side of the construction.

-Supporting structures

Steel snow bridges are used to act against creeping and gliding movements of the uphill snow pack. It is to be considered that small amounts of snow and especially newly fallen snow often cannot be retained by snow bridges as they cannot produce the required stability (stagnation zone) as large amounts of snow do. Generally avalanche prone sites between slope angles of 30° to 50° are within the range to build these protection measures (ONR 2010).

Temporary protection measures

-Gas Ex

Avalanches are released by the shock wave of an explosion of a propane-oxygen mixture around 3 m above the snow surface. Due to a fixed installation the application of GasEx is limited in its operation range but can be remotely operated from a safe location. GasEx has an effective range of 50 m to 100 m but is not applicable in terrain < 35 °.

-Avalanche Guard

An Avalanche Guard is also operated by remote control. One construction is equipped with 10 explosives per box and has a range of 150 m in radius. One big advantage here, as well as with GasEx, is the application under bad weather conditions.

-Blasting

Dropping explosives out of a helicopter enables a precise positioning in inaccessible terrain but the operation is limited due to bad weather conditions.

Additionally measure like **closure of endangered track sections**, **emergency plans** or **evacuation** in case of an avalanche event account for temporary protection measures.

Wind field modelling

The meteorological model ARPS is a 3-dimensional, non-hydrostatic, numerical model which was invented by the "Center for the Analysis and Prediction of Storms (CAPS)" at the University of Oklahoma for the prediction of storm events. After some adaptions it is used for the application in alpine terrain. In contrast to the Cartesian Coordinate System the raster in ARPS is able to stretch so that it matches to the given terrain surface. In this way a higher resolution is obtained and the dynamic of the near surface wind field can be reproduced more accurately.

Model setup

The topographic information is gained from a DTM (Digital Terrain Model). The condition of the atmosphere is defined in an external sounding. Here the wind profile is assumed as logarithmic and potential temperature decreases linearly following a wet adiapatic gradient. Resolution is set to be 3 m in the first computational layer near surface and increases up to 50 m in uppermost layer. The wind field is simulated over 82 layers up to a height of 5720 m for a resolution of 25 m and up to 5075 m for a resolution of 5 m. As the simulation is run for a small extract of the terrain, boundary conditions have to be defined. In ARPS they are defined as upper, -lower- and lateral boundary conditions.

Table 1 gives an overview of some basic input parameters for the model run.

Upper boundary condition	"Zero Gradient"	Roughness length	0,01
Lower boundary condition	"Rigid Wall"	Vegetaion	9 (ice)
Lateral boundary condition	"Periodic"	Surface condition	12 (ice)
Relative humidity	100%	Wet adiapatic gradient	0,65°K/100m

Table 1: Input parameter for the simulation with ARPS

The DTM was provided with a spatial resolution of 1 m by the ÖBB-infrastructure service AG. Finally the extract for the simulation with the 5 m DTM covers an area of 935 m x 895 m, the extract of the 25 m DTM an area of 6.57 km x 7.27 km.

Simulation results

The results represent the air flow within the layer 1 m above the surface where 77 % of drifting snow for a given wind velocity of 10 m/s exists.

Based on the result of the analysis of Chap 3.5 maximum wind velocities are observed within the sector 270° to 360° . For winds blowing from 270° to 350° the upstream flow is deflected near the ridge area to northwest - west (depending on initial wind direction) while maximum horizontal and vertical velocities are reached at wind directions orientated normal to the ridge (270°). Winds blowing from 30° to 90° waft along the east flank and are directed to the ridge where they are deflected more or less to westerly orientation. Low and downwards directed wind velocities are observed leeward of elevated terrain (ditches) whereas high velocities are prevailing on the top of terrain features and ridges.

East to south-south east winds are also directed to the ridge where they are deflected. Maximum horizontal and vertical winds are observed in the ridge area at easterly winds whereas winds blowing from south-south east cause high wind velocities on the top of elevated terrain features along the east flank.

Besides local deflections caused by small terrain features northerly and southerly wind nearly maintain their initial direction while wafting along the flanks. In general it can be stated that air flows experience a deflection leeward of elevated terrain features depending on the initial wind direction (Fig. 4).



Figure 4: Simulation results for vertical (left) and horizontal (right) wind velocity and winddirections (black arrows)

Interpretation and Conclusion

Due to the deflection of northwesterly winds considerably amounts of snow are transported to the east side where they are deposited in areas of low wind velocity. Especially the accelerated vertical upstream flow in the surrounding of the ridge causes an increased uplift of snow particles. Further on snow drift occurs, caused by north-northeast winds, which is of relevance for the terrain depressions on the east flank. Snow is deposited due to low wind velocities leeward of elevated terrain features. Even winds coming from 300° to 350° roughly maintain their course on the east side and tend to result in snow transport. Southeast winds are of minor importance for snow transport as they are mainly induced by local thermal effects. Due to strongly varying winds in the catchment area relocation of deposited snow is to be expected.

The results of the TLS-measurements emphasise that the snow drift concerns the lower parts of the catchment, especially leeward of the elevated terrain features, where much more snow accumulation is recognized than in the upper part.



In case of snow fences they should be erected normal to a wind direction of 310° around 40 m before the ridge. This is to ensure to capture all winds blowing from northwest to a compensating extend and to provide space for deposition. Besides it is to mention that the slope angle on the west side leads to a reduction in efficiency of the snow fences. With respect to the prevailing snow precipitation for the region of Mallnitz (134 cm) snow fences should have a dimension of 4 m in height and 80 m in length. This measure will only interfere winds blowing from north to west and not northeast to southeast winds which also contribute to snow transport into the release areas. Snow fences will only have an effect on the release areas no.1 to no.3. Beyond that the highly varying wind conditions may lead to an oversnowing of the construction and hence to a limitation of functionality.

Another option is the installation of GasEx-constructions or Avalanche Guards. For that purpose each single release area has to be equipped with one GasEx-construction. Full functionality is given by the prevailing slope angles of > 35°. Due to a reach of 150 m by an Avalanche Guard this variant requires the installation of two constructions to control the whole catchment area. Snow bridges implicate a high level of risk reduction but are far and away the most expensive protection measure. Here it is to mention that each protection measure comes along with a residual risk which is always to be considered.

When talking about suitable measures an optimum between the costs of measure and the costs of damage slightly tend to temporary protection measures (WILHELM 1997). From the perspective concerning the costs, blasting by a helicopter represents the cheapest measure. Together with the observed wind data it may sufficiently maintain the safety standard.

Finally the following cost estimates for permanent and temporary protection measures can be listed (Tab 2, Tab 3).

Protection measure	Unit	Costs	
Snow fence	ca, 480 m	168.000 to 264.000 €	
Steel snow bridge	ca. 4 ha	2.4 Mio. €	

Table 2:	Cost es	timates f	or permanent	protection	measures;	Source:	MARGRE'	ГН 2004
			- r	F = = = = = = = = = = = = = = = = = = =				

Protection measure	Unit	Costs
GasEx	5	350.000 € bis 400.000 €
Avalanche Guard	2	156.000 €
Blasting by helicopter	1 h	900 €

 Table 3: Cost estimates for temporary protection measures; Source: SCHEKULIN 2006

Quellenverzeichnis

Literatur

ANDERSON, R.S., SØRENSON, M. & WILLETS, B.B. (1991). A review of recent progress in our understanding of Aeolian sediment transport. Acte Mechanica (Supplementum), 1. 1-19

BAGNOLD, R., A. (1941). The physics of blown sand and desert dunes. London, Methuen.

BERNHARDT, M., LISTON, G. E., ZÄNGL, G., STRASSER, U. &MAUSER, W. (2007). High resolution modelling of snow transport in complex terrain using simulated wind fields. Hrsg. Nationalparkverwaltung Berchtesgaden. Proceedings Alpine Snow Workshop, Forschungsbericht 53. Munich, Germany. 24-33.

BINTANJA, R. (2004). The mass balance of a dry snow surface during a snowstorm. Annals of Glaciology, 38, 79-83.

BRUN, E., DAVID, P., SUDUL, M. & BRUNOT, G. (1992). A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. Journal of Glaciology, 38 (128), 13-22.

DOORSCHOT, J., RADERSCHALL, N., & LEHNING, M. (2001). Measurements and onedimensional model calculations of snow transport over a mountain ridge. Annals of Glaciology, 32, 153-158.

DOORSCHOT, J. (2002). Mass transport of drifting snow in high alpine environment. Diss.ETH Nr. 14515, Zürich.

DURAND, Y., BRUN, E., MERINDOL, L., GUYOMARC'H, G., LESAFFRE, B., MARTIN, E. (1993). A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. Annals of Glaciology, 18, 65-71.

FINNEY, E. A. (1934). Snow control on the highways. Michigan Engineering experiment station. Bull. 75.

FONT, D., NAAIM-BOUVET, F. & ROUSSEL, M. (1998). Drifting-snow acoustic detector: experimental tests in La Mólina, Spanish Pyrenees. Annals of Glaciology, 26, 221-224.

FÖHN, P.M.B. (1980). Snow transport over mountain crests. Journal of Glaciology, 26 (94), 469-480.

FÖHN, P.M.P. & MEISTER, R. (1983). Distribution of snow drifts on ridge slopes: measurements and theoretical approximations. Annals of Glaciology, 4, 52-57.

FRITZ, A. & UCIK, F.H. (2001). Beitrag zur Klima- und Vegetationsgeschichte des Seebachtales bei Mallnitz, Hohe Tauern, während der letzten 17000 bis 18000 Jahre. Klagenfurt 2001. 393-402.

GAUER, P. (1998). Blowing and drifting snow in Alpine terrain: numerical simulation and related field measurements. Annals of Glaciology, 26, 174-178.

GAUER, P. (1999). Blowing and drifting snow in alpine terrain: A physically-based numerical model and related field measurements. Eidgenössisches Institut für Schnee- und Lawinenforschung. Mitt. 58

GUYOMARG`H, G. & MÉRINDOL, L. (1998). Validation of an application for forecasting blowing snow. Annals of Glaciology, 26, 138-143.

HÜBL, J., SCHEKULIN, C., BACHER, M., SAILER, R., KLEEMAYR, K. (2006): Sicherheitssstudie Feuersanglawine, Modul 2: Risikoanalyse und Entscheidungsmodell; IAN Report 100 Modul 2, Institut für Alpine Naturgefahren, Universität für Bodenkultur, Wien, 2006

JAEDICKE, C., THIIS, T., SANDVIK, D.A. & GJESSING, Y. (2000). Drifting snow in complex terrain-Comparison of measure snow distribution and simulated wind field. In Hjorth-Hansen, Holand, Løset & Norem, eds. Snow Engineering.A.A.Balkem, Rotterdam, Brookfield. 65-75.

KABAS, T. (2005). Das Klima in Südostösterreich 1961-2004: Die alpine Region Hohe Tauern und die Region Südoststeiermark im Vergleich, Diplomarbeit, Graz, 2005, S. 144.

LAWINENHANDBUCH (2000): Herausgeber: Land Tirol [Österreichisches Autorenteam], 7. Auflage, Tyrolia-Verlag, Innsbruck-Wien, 2000, S. 260

LEHNING, M., VÖLKSCH, I., GUSTAFSSON, D., NGUYEN, T.A., STÄHLI, M. & ZAPPA, M. (2006). ALPINE 3D: a detailed model of mountain surface processes and ist application to snow hydrology. Hydrological Processes, 20(10), 2111-2128

LEHNING, M., LÖWE, H., RYSER, M. & RADERSCHALL, N. (2008). Inhomogeneous precipitation distribution and snow transport in steep terrain. Water Resources Research, 44.doi: 10.1029/2007WR006545

LISTON, G.E., BROWN, R.L. & DENT, J.D. (1993). A two-dimensional computational model of turbulent atmospheric surface flows with drifting snow. Annals of Glaciology, 18, 281-286.

LISTON, G.E., & STURM, M. (1998). A snow transport model for complex terrain. Journal of Glaciology. 44: 498 -516.

MARGRETH, S. (2004). Avalanche control structures. Davos, 2004, S. 18

MASES, M., FONT, D., & VILAPLANA, J.M. (1998). Relationship between snowdrift development and drifted snow during a wind episode. Annals of Glaciology, 26, 144-148.

MCELWAINE, N.,J., MAENO, N., & SUGIURA, K. (2004). The splash function for snow from wind-tunnel measurements. Annals of Glaciology, 38, 71-78.

MICHAUX, J.,L., NAAIM-BOUVET, F., & NAAIM, M. (2001). Drifting-snow studies over an instrumented mountainous site: II. Measurements and numerical model at small scale. Annals of Glaciology, 32, 175-181.

MOTT, R., FAURE, F., LEHNING, M., LÖWE, H., HYNEK, B., MICHLMAYER, G., PROKOP, A. & SCHÖNER, W. (2008). Simulation of seasonal snow-cover distribution for glacierized sites on Sonnblick, Austria, with the Alpine 3D model. Annals of Glaciology, 49, 155-160.

NAAIM-BOUVET, F. & MULLENBACH, P. (1998). Field experiments on "living" snow fences. Annals of Glaciology, 26, 217-220.

NAAIM, M., NAAIM-BOUVET, F., & MARTINEZ, H. (1998). Numerical simulation of drifting snow: erosion and deposition models. Annals of Glaciology, 26, 191-196.

NEMOTO, M., NISHIMURA, K., KOBAYASHI, S. & IZUMI, K. (2004). Numerical study of the time development of drifting snow and its relation to the spatial development. Annals of Glaciology, 38, 343-349.

ONR 24806 (2010). Permanenter technischer Lawinenschutz - Bemessung und konstruktive Ausgestaltung. S.26.

PICHLER, J. (2011). Sicherheitskonzept Liesgele: Darstellung und Gefahrenanalyse der Liesgele-Lawine. Diplomarbeit am Institut für Alpine Naturgefahren. Universität für Bodenkultur. Wien. 2011. S.222

POMEROY, J.W., GRAY, D.M. (1990). Saltation of snow. Water Resources Research, 26

POMEROY, J.W., MARSH, P., GRAY, D.M. (1997). Application of a Distributed Blowing Snow Model to the Arctic. Hydrological Processes. 11: 1451-1464.

PROCTER, E. (2009). A novel approach for the evaluation of snow drift protection fences-the case study of Burtschkopf-West, Vorarlberg, Austria. Diplomarbeit am Institut für Alpine Naturgefahren. Universität für Bodenkultur. Wien. 2009. S.84

PROKOP, A. (2007a). Terrestrisches Laserscannen zur Erkundung der Schneedecke. Forstzeitung, Magazin für Wald, Forstwirtschaft und Landschaft, Forsttechnik, Wildbach- und Lawinenverbauung, Jagdwirtschaft. 118.Jahrgang 05/07. S.42-43

PROKOP, A. (2007b). Terrestrisches Laserscanning (TLS 2007) - EinMessverfahren erobert den Raum. Beiträge zum 74. DVW-Seminar am 5. und 6. Dezember 2007 in Fulda, Band 53

PROKOP, A. (2008a). Assessing the applicability of terrestrial laser scanning for spatial snow depth measurements. Cold Regions Science and Technology, 54, 155-163

PROKOP, A. (2008b). Combining wind field modeling with spatial snow depth measurements for avalanche forecast purpose. In International Snow Science Workshop, Annual Proceedings, Whistler, Canada. 674-678.

PROKOP, A., SCHIRMER, M., RUB, M., LEHNING, M. STOCKER, M. (2008). A comparison of measurement methods: terrestrial laser scanning, tachymetry and snow probing for the determination of the spatial snow-depth distribution on slopes. Annals of Glaciology 49, 210-216

PROKOP, A., RANA, L., DELANEY, C. & ZOTT, F. (2009). Sicherheitskonzept Thomaseck. IAN Report 117. Institut für Alpine Naturgefahren. Universität für Bodenkultur-Wien (unveröffentlicht), 2009. S.179.

PURVES, S.R., BARTON, S.J., MACKANESS, A.W. & SUDGEN, E.D. (1998). The development of a rule-based spatial model of wind transport and deposition of snow. Annals of Glaciology, 26, 197-202.

SAUERMOSER, S. (2008). Technical protection measures: avalanches, Übungsunterlagen, Innsbruck, 2010

SCHEKULIN, C. (2006). Risikostudie zur Wintersicherheit des Bahnhofs Böckstein Diplomarbeit am Institut für Alpine Naturgefahren. Universität für Bodenkultur. Wien. 2006. S.125

SCHMIDT, R. A. (1980). Threshold wind-speeds and elastic impact in snow transport. Journal of Glaciology, 26 (94), 453-467.

SCHMIDT, R. A. (1986). Transport rate of drifting snow and the mean wind speed profile. Boundary-Layer Meteorology. 34(3). 213-241

SCHNEIDERBAUER, S., PROKOP, A. (2011): The atmospheric snow-transport model: SnowDrift3D. Journal of Glaciology 57(203): 526-542.

SCHNEIDERBAUER, S., HINTERBERGER, W. & FISCHER, P. (2007). Computational fluid dynamics simulation of snow drift in alpine environments for operational avalanche warning. Hrsg. Nationalparkverwaltung Berchtesgaden. Proceedings Alpine Snow Workshop, Forschungsbericht 53. Munich(Germany). 111-116.

SOKRATOV, A.S. & SATO, A. (2001). The effect of wind on the snow cover. Annals of Glaciology, 32, 116-119.

STULL, R.B. (1988). An introduction to Boundary Layer Meteorology. Luwer Academic Puplishers, Dordrecht, Netherlands.

TABLER, R. D. (1991). Snow fence guide. Strategic Highway Research Program, National Research Council. Washington. D.C.

TABLER, R. D. (2003). Controlling blowing and drifting snow with snow fences and road design. Final report. Colorado. 2003

TAKEUCHI, M. (1980). Vertical profile and horizontal increase of drift-snow transport. Journal of Glaciology, 26 (94), 481-492

TAKEUCHI, Y., KOBAYASHI, S., SATO, T., IZUMI, K., KOSUGI, K., XIN, W., JIAPIN, Z. & YONGHENG, P. (2001). The effect of wind direction on drift control by snow fences. Annals of Glaciology 32. 159-163

UEMATSU, T., KANEDA, Y., TAKEUCHI, K., NAKATA, T. & JUKUMI, M. (1989). Numerical simulations of snowdrift development. Annals of Glaciology, 13, 265-268.

VÖGELI, T., P. (1996). Erkenntnisse aus Freilandmodellversuchen für den Einsatz von Triebschneezäunen im Gebirge. Dissertation, ETH Nr. 10457, Zürich.

WILHELM, C. (1997). Wirtschaftlichkeit im Lawinenschutz. Methodik und Erhebung zur Beurteilung von Schutzmaßnahmen mittels qualitativer Risikoanalyse und ökonomischer Bewertung. Mitteilungen Nr. 54. Eidgenössisches Institut für Schnee- und Lawinenforschung, Davos, 1997, S.309

WIESHOFER, S., PÜRSTINGER, C., SCHEIDL, C., KURZ, D. (2003). Risikoanalyse (Wintersicherheit) im Streckenabschnitt Pass Lueg "Hochleistungsstrecke Salzburg-Wörgl (Tauernachse)". Endbericht. Wien. 2003

XUE, M., DROEGMEIER, K. K. & WONG, V. (2000). The advanced Regional Prediction Systems (ARPS) - A multi-scale nonhydrostatic atmospheric simulation mode. Part I: Model dynamics and verification. Meteorology and Atmospheric Physics, 75, 161-193.

XUE, M., DROEGMEIER, K. K., WONG, V., SHAPIRO, A. & BREWSTER, K., CARR, F., WEBER, D., LIU, Y. & WANG, D. (2001). The advanced Regional Prediction Systems (ARPS) - A multi-scale nonhydrostatic atmospheric simulation mode. Part II: Model physics and application. Meteorology and Atmospheric Physics, 76, 143-165.

Photos

ÖBB 2011. Lawinenereignis vom 03.04.2009

PROKOP & ZOTT 2011. Messstation Liesgelespitz

Internet

DUDEN 2011. www.duden.de/suchen/dudenonline/lahn, Zugriff 03.2011

WIKIPEDIA. Österreichkarte, <u>www.google.at/imgres?q=austria+map</u>, Zugriff 06.2011

GIS.KÄRNTEN. Geologische Karte, www.gis.ktn.gv.at, Zugriff 06.2011

ZAMG 2011 (Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik). Langjährige Mittel- und Extremwerte für die 30-jährige Periode 1971 bis 2000, <u>www.zamg.ac.at</u>, Zugriff 03.2011

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1: Grobe Abgrenzung der Lawinenanbruchgebiete am Liesgelespitz
Abb. 2: Ablagerungsbereich der Liesgelelawine vor dem Streckenverlauf der ÖBB;7
Abb. 3: Lage des Untersuchungsgebietes9
Abb. 4: Geologische Verhältnisse im Untersuchungsgebiett10
Abb. 5: Neigungskarte Einzugsgebiet11
Abb. 6: Anteil der Neigungsklassen im Einzugsgebiet12
Abb. 7: Expositionskarte Einzugegebiet
Abb. 8: Expositionsverteilung im Einzugsgebiet13
Abb. 9: Niederschlagsverlauf (links) und Temperaturverlauf (rechts) im Zeitraum 1971 bis 2000
für die Station Mallnitz14
Abb. 10: Schneeverhältnisse (links) und Windverhältnisse (rechts) im Zeitraum 1971 bis 2000
für die Station Mallnitz15
Abb. 11: Trend der Schneehöhe (links) und Temperatur (rechts) dargestellt in grün für Mallnitz
im Zeitraum 1961 bis 200415
Abb. 12: Temperaturverlauf Feb. 2010 bis Mai 2011 am Liesgelespitz
Abb. 13: Windrichtungsverteilungen der Stationen "Hoher Sonnblick" und "Mallnitz" sowie für
die Station "Liesgelespitz"17
Abb. 14: Windrichtung und Windgeschwindigkeit für den Untersuchungszeitraum Oktober 2010
bis Mai 2011
Abb. 15: Windrichtung und Windgeschwindigkeit für den den Monat Oktober 2010 (links) und
November 2010 (rechts)
Abb. 16: Windrichtung und Windgeschwindigkeit für den den Monat Dezember 2010 (links) und
Jänner 2011 (rechts)
Abb. 17: Windrichtung und Windgeschwindigkeit für den den Monat Februar 2011 (links) und
März 2011 (rechts)
Abb. 18: Windrichtung und Windgeschwindigkeit für den den Monat April 2011 (links) und Mai
2011 (rechts)
Abb. 19: Anbruchkante der Lawine vom Ereignis am 03.04.2009
Abb. 20: Ablagerung und Sturzbahn der Lawine vom Ereignis am 03.04.2009 (links) und
künstliche Lawinenauslösung mittels Sprengung am 04.04.2011
Abb. 21: Meteorologische Messstation am Liesgelespitz

Abb. 22: Standort einer Laserscanmessung, Blickrichtung NW
Abb. 23: Messprinzip des Laserscans
Abb. 24: Reflexionseigenschaften unterschiedlicher Oberflächen (links)
Abb. 25: Flächige Schneehöhenverteilung am Liesgelespitz Osthang;
Abb. 26: Transportmechanismen von Schneepartikeln in Abhängigkeit ihrer Größe31
Abb. 27: Zeitliche Entwicklung eines Massenflussen von Schneepartikeln in unterschiedlichen
Höhen bei einer initialen Reibungsgeschwindigkeit von u*=0,32 m/s (~ 8,7 m/s in 1m Höhe)35
Abb. 28: Verhältnis der Grenzgeschwindigkeiten für Erosion und Ablagerung von Schneepartikel
anhand der Feldversuche in La Molina 1996
Abb. 29: "Snow drift Index" in Abhängigkeit des "Driftability Index" und der
Windgeschwindigkeit
Abb. 30: Längsprofile typischer Schneeverteilungsmuster in Abhängigkeit der Hangneigung und
Ausformung des Grates anhand von Feldversuchen am Schwarzerhorngrat 1980/81
Abb. 31: Verhältnis des Niederschlags (Schneewasseräquivalent) an Luv- und Leeseite im
Kammbereich eines Berges anhand der Feldversuche am Schwarzerhorngrat
Abb. 32: Erosions- und Akkumulationsbereiche im Kammbereich (links) und entlang eines
Hangs (rechts)
Abb. 33: Generelles Ablagerungsmuster (a), Ablagerungsmuster anhand des Strömungsmodells
(b), Ablagerungsmuster anhand des "Plume Models"
Abb. 34: Ausformung des Windfelds über dem Kammbereich eines Berges
Abb. 35: Ausformung eines typischen Dichteprofils eines Massenflusses (links) und Windprofile
(rechts) im Kammbereich eines Berges
Abb. 36: Verhältnis von Böigkeitsfaktoren und gemessenen Signalen aufprallender
Schneepartikel
Abb. 37: Prozesse während eines Schneeverfrachtungsereignisses und deren Wechselwirkungen
Abb. 38: ARPS Rechengitter mit vertikaler Dehnung
Abb. 39: Schematische Darstellung der Variablen in einer Rasterzelle
Abb. 40: Simulationsergebnisse für die Vertikalkomponente (links) und Horizontalkomponente
(rechts) der Windgeschwindigkeit mit 5 m Auflösung (oben) und 25 m Auflösung (unten) bei
initialer Windrichtung von 340°

Abb. 41: Simulationsergebnisse für die Vertikalkomponente (links) und Horizontalkomponente
(rechts) der Windgeschwindigkeit mit 5 m Auflösung (oben) und 25 m Auflösung (unten) bei
initialer Windrichtung von 300°
Abb. 42: Simulationsergebnisse für die Vertikalkomponente (links) und Horizontalkomponente
(rechts) der Windgeschwindigkeit mit 5 m Auflösung (oben) und 25 m Auflösung (unten) bei
initialer Windrichtung von 270°
Abb. 43: Simulationsergebnisse für die Vertikalkomponente (links) und Horizontalkomponente
(rechts) der Windgeschwindigkeit mit 5 m Auflösung (oben) und 25 m Auflösung (unten) bei
initialer Windrichtung von 10°54
Abb. 44: Simulationsergebnisse für Vertikalkomponente (links) und Horizontalkomponente
(rechts) der Windgeschwindigkeit mit 5 m Auflösung (oben) und 25 m Auflösung (unten) bei
initialer Windrichtung von 40°
Abb. 45: Simulationsergebnisse für die Vertikalkomponente (links) und Horizontalkomponente
(rechts) der Windgeschwindigkeit mit 5 m Auflösung (oben) und 25 m Auflösung (unten) bei
initialer Windrichtung von 80°
Abb. 46: Simulationsergebnisse für die Vertikalkomponente (links) und Horizontalkomponente
(rechts) der Windgeschwindigkeit mit 5 m Auflösung (oben) und 25 m Auflösung (unten) bei
initialer Windrichtung 100°
Abb. 47: Simulationsergebnisse für die Vertikalkomponente (links) und Horizontalkomponente
(rechts) der Windgeschwindigkeit mit 5 m Auflösung (oben) und 25 m Auflösung (unten) bei
initialer Windrichtung 140°
Abb. 48: Schneezaun aus Stahl
Abb. 49: Ausbildung eines Gleichgewichtszustand entlang des unteren Grenzverlaufs des
Durchmischungsbereiches im Lee eines Schneezauns
Abb. 50: Ablagerungsformen in Abhängigkeit des Füllungsgrades eines Schneezauns (gültig für
flaches Gelände)
Abb. 51: Kolktafeln (links) und Düsendach (rechts)
Abb. 52: Schneebrücke mit einer Stütze (links), Schneebrücke mit zwei Stützen (mitte) und
Schneenetz (rechts)
Abb. 53: GasEx-Anlage in Aktion (links) und schematische Darstellung einer GasEx-Anlage
(mitte),Lawinenwächter (rechts)

Abb. 54: Für Triebschneeverfrachtung maßgebende bodennahe Windverhältnisse (blaue Pfeile)
in den Anbruchgebieten am Liesgelespitz70
Abb. 55: Neigungsverteilung im Kammbereich71
Abb. 56: Schneetransport in Abhängigkeit der Bringungsdistanz und Niederschlag (links),
Zaunhöhe in Abhängigkeit der Kapazität73
Abb. 57: Mindestabstand eines Triebschneezauns zur Stützverbauung im Anbruchgebiet unter
Ausnützung einer natürlichen Triebschneefalle74
Abb. 58: Schemenhafte Darstellung der Positionierung von Triebschneezäunen und
Simulationsergebnisse des Strömungsverhaltens im Kammbereich bei Windrichtungen von 270°,
300°, 320° und 340° (links)74
Abb. 59: Übersicht über die Positionierung von GasEx-Anlagen und Lawinenwächter76
Abb. 60: Gesellschaftliches Sicherheitsoptimum unter der Zielsetzung der
gesamtwirtschaftlichen Kostenminimierung81
Abb. 61: Simulationsergebnis (SAMOS) des Maximaldrucks einer Fließlawine aus
Anbruchgebiet Nr. 3

Tabellenverzeichnis

Tab. 1: Kategorien von Windgeschwindigkeiten mit damit verbundenen Effekte
Tab. 2: Ausgewählte Eingabeparameter für die Simulation mit ARPS
Tab. 3: Verteilung des Massenflusses von Triebschnee als Funktion der Höhe und der
Windgeschwindigkeit
Tab. 4: Vor- und Nachteile von GasEx-Anlagen 67
Tab. 5: Kostenabschätzung permanenter Schutzmaßnahmen
Tab. 6: Kostenabschätzung temporärer Schutzmaßnahmen77
Tab. 7: Kostenabschätzung für die Alarmplanaktivierung ab Lawinengefahrenstufe 377
Tab. 8: Betriebliche Mehrkosten bei Lawinengefahrenstufe 4 und 578
Tab. 9: Potentielle betriebliche Kosten/Jahr in Abhängigkeit der Lawinenwarnstufe
Tab. 10: Kostenabschätzung für Triebfahrzeuge, Wagons (Wiederbeschaffungswert) und
Folgeschäden

Anhang

Anhang I

Windrosen der einzelnen Monate im Untersuchungszeitraum Februar 2010 bis Mai 2011













Anhang II

Anhang II/a: Aufnahmeformular für die Beobachtungen der Lawinenwarnkommissionen zum Ereignis vom 03.04.2009

	Beurteilung	×	Böckstein Beobachtungsdatum [tt.mm.]]] 04.04 Malinitz Beobachtungszeit [hitmm] 19:00			1,200
Standort	Standortbeschreibung Aufnahmegebiet: LIESKELLE Seehöhe: A. 1900 - 2.2004 Exposition: N.O. Negung: 50 - 50			Beobschtungsart Begehung am Ort Begutachtung vom Gegenhang Sebachtungsflog		
	Niederschlag	Kooo	kein Schneefall Graupel		reität stark mittel schwarb	lotiz.
	Bewölkung		sonnig wolkenlas heiter ("ຝ wolkig (bis ^s ຜ)	Noop	wechseld bewölk: (bis %) stark bewölkt(bis %) bedeckt (bis %) nebelig	Motiz
Wetter	Wind		Hauptwindrichtu N O SD S S S W W NW		Windigeschwindigkeit kein Wind (0 kmh) schwacher Wind (0-20 km/h) mäßiger Wind (2(-40 km/h) starker Wind (40-30 km/h) schwerer Sturm/Crkan (>100 km/h) Schweren Sturm/Crkan (>100 km/h)	Note
	Lufttemperat	tur	+8 .c		stark fallend fallend gleichbleibend steigend stark steigend	Notiz
	Luftfeuchtigkeit		50 %		failend gleichbleibend steigend	Notiz
	Strahlung	A D D	gering intensiv wechselnd			Natiz
Schneedecke	Neuschneehö Gesamtschee Schneefeuch	ihe (2/ höhe (te	h) () ~300 PEGEL) trocken schwach feucht faucht	E EXCODE	Neuschneeh. (72h) cm Rissbildungen Setogeräuche Oberflächenreif Harschdeckel Schoeseverfacht on	


Anhang II/b: Lawinenlagebericht zum Ereignis vom 03.04.2009

LAWINENWARNDIENST FÜR KÄRNTEN Lawinenlagebericht Freitag, den 3.4.2009 - 7.30 Uhr besonders gefähirdoto Hangrichtung 5 4 3 2 1 Algemeine Gefahrenstufe Verbreitet mäßige, im Tagesverlauf ansteigende Lawinengefahr

Gefahrenbeurteilung Die Lawinengefahr in den Kärntner Gebirgsgruppen ist in den frühen Vormittagsstunden MÅSSIG (2), steigt aber mit den steigenden Temperaturen rasch auf ERHEBLICH (3) an. Vermehrt ist dann mit spontanen Nassschneelawinen und feuchten Schneerutschen zu rechnen. In schattseitigen Expositionen hochalpiner Lagen ist der Schnee noch trocken.

Schneedeckenaufbau Die Schneedecke hat sich zwar gut gesetzt, ist aber stark durchfeuchtet und durchnässt was einen Festigkeitsverlust bedeutet.

Kärntenwetter Nach etwas Regen in der Nacht lockern die Wolken untertags teilweise auf. Ab Mittag entstehen zwar wieder Quellwolken aber nur noch stellenweise kurze Regenschauer. Gegen Abend dann überall Besserung. Teilweise zeigt sich noch die Sonne. Bei schwachem Wind aus südöstlicher Richtung erreichen die Temperaturen in 2000m +4 Grad.

Tendenz

Am Samstag setzt sich über allen Gebirgsgruppen Kärntens die Sonne durch. Die Lawinengefahr ändert sich nicht wesentlich.

Die durch die Seitenbetreiber erstellten inhalte und Werke auf diesen Seiten unterliegen dem Urheberrecht. Die Verwielfätigung, Bearbeitung, Verbreitung und jede Art der Verwertung außerhalb der Gierzen des Urheberrechtes bediffnen der schriftlichen Zustimmung des jeweiligen Autors ber- Enteilers. Dewriebste und Kopien dieser Seite sind nur 17 der op mitwart, nicht kommerzalien die Gebrauch gestattet.

Anhang II/c: Protokoll Nr. 001/2009 zum Ereignis vom 03.04.2009

	Land Salzburg	Befund:	
] Gemeinde Mallnitz] Bezirkshauptmannschaft] LWZ – Dr. Staudinger] Referat 0/913 – MAS Mag. Altenholer	F d r un r r L un d !	Ereignis 03.04.2009: Schneebrettabbruch aus der linken Rinne (Lieskele) r tern, Freitag um 15:30 abgebrochen, ein weiteres Bret	nit einer Anbruchhöhe von ca. 2m g t von der Baumgrenze.
] Bergbahnen] Sonstige] ÖBB LWK Böckstein-Mallnitz		Durch die hohe Feuchtigkeit des Schnees sind die La abgegangen und haben den Schnee aus der Sturzbah Ablagerung der großen Schneemenge und zur Besch	winen als Grundlawine (Nassschne n mitgerissen. Dadurch kam es zur ädigung der 20kV Freileitung der K
rotokoll Nr. 001/2009		Die Lawine blieb ca. 50m vom Mast 129 der 110kV-L aufgrund der flacher werdenen Hangneigung in dies	eitung der ÖBB liegen und bildete em Bereich einen Stauchwall aus.
nn Alois terrainer Robert	Urzeit 1045 Universitent:	Um 20:22 wurde nach Abklärung der Situation und I und Einsatzleitung Mallnitz die Fahrdiestleitung Mal über folgende betriebliche Maßnahmen verständigt: 1. Sperre Gleis 2 von km 43,200 bis 43,600 in beiden P 2. v max V(Mm (h auf Gleis 1 von Im 43 200 bis 43,600	Besprechung mit der Gemeinde-LW. Ilnitz (Fdl Hipp) durch BM Ladinig Bichtungen I in beiden Richtungen
vig Walter ulin Clemens	Ande-	Heute, Samstag, wird um 13:00 ein Hubschrauber de Gemeinde Mallnitz und Jas Schigebiet Ankogel Law Innen dieses Einsatzes wird ein Beobachtungsflug du die weiteren notwendigen Maßnahmen abklären zu nen Schneemenge und der Gefährdung für ÖBB-Anl	s Bundesheeres erwartet, der für die inensprengungen durchführt. Im Re rrch die LWK-ÖBB vorgenommen u können (Abschätzung der verbliebe- agen).
			3
		Beschluss: Aufrechterhaltung der betrieblichen Maßnahmen isdenfall	s bis nach dem Erkundungsflug
		Danach eventuell Versuch der Sprengung vom Hubschrau Eine Sprengung kann keine Lawine auslösen, die nicht auc Zeitpunkt abgegangen wäre, es wird lediglich die Schwäch nützt, um die Lawine zu einem gewünschten Zeitpunkt au ckensperre, Abschaltung der 110kV-Leitung und Evakuien	ber aus. h spontan zu einem anderen ie in der Schneedecke ausge- szulösen (Möglichkeit der Stre- ung im Gefährdungsbereich).
PREISAUVEG 16, A 3025 SAL2BURG - T PREISAUVEG 16, A 3025 SAL2BURG - T	EL (1988) 8042-9** PAX (1982) 8042-3169 - DVR (878182	Die Kabel der 110kV-Leitung führen im Nabbereich des M. ser, womit sich bei einem Lawinenabgang bei eingeschalte des Masten ein extremes Gefahrenpotential ergibt. Dieses G die Abschaltung der Leitung vor einer Spreugung deutlich den mehrere Sprengladungen (von unten nach oben) in da wodurch der Bereich im möglichte kleinen Portionen vom S	asten 129 über zwei Wohnhäu- ter Leitung und Beschädigung Gefahrenpotential kann durch reduziert werden. Zudem wer- s Abbruchgebiet eingebracht, ichnee entladen wird.
		Bau AG GB Kraftwerke sowie Betrieb AG RLS sind inform lenen Maßnahmen der LWK-ÖBB zu.	iert und stimmen den empfoh-
		Ev. Gegenstimmen:	
		Benachrichtigung: Posch Christoph (Kompunikation)	Uhrzeit: 10:45
		Steinwender Günter (AM ISC Villach)	12:00
		Ullrich Peter (Bau AG, GB Kraftwerke Betrichsführung) Auer Walter (Bau AG, GB Kraftwerke Techrik)	12:00
		ebenfalls benachrichtigt: Christian Rachoy (Betrieb AG, Leiter NGM)	
		Wohlgemut Horst (Polizei, Posten Mallnitz)	
		Getroffene Maßnahmen:	
		Detriebliche siehe Betund, Erkundungsflug, ev. Sprengung Ereignisse: (Lawinenabgänge etc.) Nassschneelawine (Schneebreitanbruch) 03.04. bis zur Kela Auffrebung der Maßnahmen: (siehe Proizkoll Mr.) am	g-Leitung
		Der	Obmann der Lawinenwarnkommission:

2

Anhang II/d: Protokoll Nr. 002/2009 zum Ereignis vom 03.04.2009

	Land Salzburg	2
Gemeinde Malinitz Bezińskahaughansunschaft Gezińskahaughansunschaft Gezińskahaughansunschaft Gostatign GOBB LWK Böckstein-Malinitz Protokoli Nr. 002/2009 Doar die Baratung der LWK ÖBB Datum: 04.04.2009 Anwesende: Krenn Alois Unterrainer Robert Zraunig Walter Schekulin Clemens	Urrasi: 18:00 Urrasi: 18:00 Urrasi: 18:00 Urrasi: 18:00 Urrasi: 18:00 Urrasi: 18:00 Urrasi: 18:00 Urrasi: 18:00 Urrasi: 18:00	Befund: Beim durchgeführten Beobachtungsflug (Bundesheer) um ca 14:00 wurden die Spreng- punkte gemeinsam mit dem Sprengbefugten des Heeres festgelegt. Insgesamt wurden 6 Ladungen zu je 2,5 kg Sprengstoff (LAVIINT) abgeworfen. 1 ins von unten geschen linke Teilahnbruchgebiet, 3 in die mitterer Rinne und 2 in die rechte. Dabei konnten das linke Anbruchgebiet und die rechte Rinne in Form von Schneebrettanbrücher ausgelöst wurden. Die Lawinen blieben im gleichen Bereich liegen, wie die gestern spontan abgegangene. Da die Sturzbahn bereits durch den gestrigen Abgang 'leer' geräumt wurde, waren - wie er- wartet - die Massen für einen weiten Auslauf nicht mehr gegeben. In der mittleren Rinne hat sich beim letzten Schuss die Schneedecke merklich gesetzt, eine Lawine ist nicht abge- gangen.

AMT DER SALZBURGER LANDESREGIERUNG + PRÄSIDIALABTEILUNG FREISAALWEG 16, A-5025 SALZBURG + TEL. (0682; 8042-0* + FAX (0682) 8042-2160 + DVR 0078182

Beschluss:

3 der insgesamt 4 Teilanbruchgebiete wurden seit gestern entladen (eines spontan, zwei durch die heutigen erfolgreichen Sprengungen). Im letzten Teilanbruchgebiet wurde durch die Setzung eine Entspannung der Schneedecke erreicht, wodurch die für einen Schneebrettabruch notwendige Spannungsübertragung nicht mehr gegeben ist. Voraussichtlich wird dieser Bereich in Form von kleineren Nass-schneerutschen abgehen oder ausapern.

Aus diesem Grund wurde um 16:32 die Strecke wieder für den fahrplanmäßigen Verkehr freigegeben und die 110kV-Leitung eingeschaltet.

Insgesamt war die Tauernstrecke somit von 14:32 bis 15:43 und von 16:00 bis 16:32 ge-sperrt, in der Zeit dazwischen wurde, da die beiden ausgelösten Lawinen bereits abgegan-gen waren, ein Zug der Autoschleuse auf Gleis 1 abgewickelt.

Es kann keine Gefährdung für ÖBB-Anlagen in ggst. Abschnitt mehr festgestellt werden. Eine weitere Beobachtung der Wettersituation vor allem im Hinblick auf Nordföhn oder Neuschnee wird jedoch beschlossen.

Ev. Gegenstimmen: keine	
Benachrichtigung:	Uhrzeit
Rachoy Christian, Posch Christoph	16:40
Pluy Johann, Ullrich Peter (KW)	17:40
Mikl Johannes, Steinwender Günter 17:50	
Brandtner Klaus (BH Spittal)	
Getroffene Maßnahmen:	
Sprengung durchgeführt.	
Erelgnisse: (Lawinenabgänge etc.)	
2 Abgänge ausgelöst	
Aufhebung der Maßnahmen: (siehe Protokoll Nr. 00-/200 betriebliche Maßnahmen aufgehoben.	09) am 04.04.2009 um 10:45

Der Obmann der Lawinerwarnkommission

Anhang III

Lawinenchronik Mallnitz

Datum	Ort	Anmerkung
15. April 1904	Lonza Lonzagraben	Nach einem besonders strengen und schneereichen Winter ereignete sich am 15. April 1904 ein gewaltiger Lawinenabgang von der Lonza. Die umliegenden Höfe blieben zwar vom Unglück verschont, doch wurden die Felder stark in Mitleidenschaft gezogen und die Straße nach Obervellach verschüttet und für mehrere Tage gesperrt. Erst der Einsatz der Feuerwehr und zahlreicher Freiwilliger machte die Straße wieder passierbar. (Quelle. Pfarrchronik, Alpenvereinschronik)
12. Feber 1915	Hindenburghöhe/ Tauernbahn Südportal	Der Winter 1914/15 war ein besonders schneereicher und strenger. Der Schnee im Ort lag zeitweise so hoch, dass die Menschen nicht mehr ihre Häuser verlassen konnten. Die Pfarrchronik notiert am 12. Feber 1915 dass die hl. Messe entfallen musste, da es nicht mehr möglich war, vom Pfarrhof in die Kirche zu gelangen. Am selben Tag verschüttete eine gewaltige Lawine das Portal des Tauerntunnels und legte den Zugsverkehr der Tauerbahn für eine Zeit lang lahm.(Quelle: Pfarrchronik)
21. Jänner 1951	Dösental Törlkopf Süd	Der Winter des Jahres 1950/51 war durch enorme Niederschläge geprägt. Am 21. Jänner 1951 kam es zu einer Lawinenkatastrophe im Dösental. Unterhalb der Törlköpfe löste sich eine gewaltige Staublawine, die in ihrer Gewalt den Wald der Dösner Ochsenhalt zerstörte und talabwärts Haus und Hof vlg. Gojer auslöschte. Von den zum Zeitpunkt des Unglücks im Haus anwesenden Bewohnern, konnte nur eine Person –die Großmutter- lebend geborgen werden, fünf weiter Familienmitglieder fanden den Tod.
21. Jänner 1951	Hindenburghöhe/ Tauernbahn Südportal	Zur selben Zeit war auch eine Grundlawine beim Tauerntunnel über Gleise und Bach abgegangen, sodass hier die Gefahr der Überschwemmung des Ortes durch die aufgestauten Wassermassen drohte.
21. Jänner 1951	Tauerntal Lahnerwand	Schließlich war auch noch das Tauerntal durch Lawinenabgänge betroffen und der Alpengasthof Gutenbrunn völlig zerstört worden. Menschen kamen dabei zum Glück nicht zu Schaden.

		1		
31. März 1975	Auernig Lubitzgraben	Eine der schwersten Katastrophen, von denen Mallnitz je heimgesucht wurde, ereignete sich am 31. März 1975. Gegen 6 Uhr früh ging von Auernig eine riesige Lawine ab, die die Feriensiedlung der Gewerkschaft der Bau und Holzarbeiter im Hintertal zerstörte. Von den elf Bungalows blieb nur einer unversehrt, zwei wurden beschädig, die übrigen acht zerstört. Aus den von den Schneemassen eingedrückten Ferienwohnungen konnten acht Menschen nur mehr tot geborgen werden. Vier Urlauber wurden verletzt, 15 Personen kamen mit dem Schrecken davon.8siehe Zeitungsberichte		
	Seebachtal Maresen Lawine	Jährliche Abgänge		
	Tauerntal Kapriniggraben	Jährliche Abgänge		
	Seebachtal Krummes Tal	Jährliche Abgänge teilweise bis Nähe Landesstraße		
1219.12.2008	Rabisch Sagestal	Vermehrte Lawinenabgänge: Sagestal bis weit ins Thalerfeld, Lawinen auch im Krummen Tal, Kapriniggraben, Motschitsch, Köfelegraben		
03.04.2009	Hindenburghöhe Liesgele	Lawinenabgang zwei Leitungsmasten der Kelag zerstört		
03.04.2009		Weitere Lawinen im Graben Oswaldhütte, Grüne Täler; Kapriniggraben		

10.1

10 10 9.9

9.8 9.7 9.5

9.5 9.4 9.3

9.2 9.1 9

8.9 8.8 8.7

8.5 8.5

8.4 8.3 8.2 8.1

8 7.8

7.6 7.4 7.2 7

. Б.8

5.5 5.4

б.2

5.8

5.6 5.4 5.2

5

б

320

320 320

320 320

320

320 320 320

320 320 320

320 320 320

320 320 320

320

320 320 320

320

320

320 320

320 320

Anhang IV

Sounding-File für eine initiale Windrichtung von 320°

Sounding Input						
Type de stratification						
Day 30/05/						
Locat	ion of Sound	ling				
'heid	ht' 'notenti	al tem	neratu	T		
inel at	ive humidit	ant oeni	JAAFE			
1620 (00 82000	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	33224			
46100						
<u>ex</u>	mar a star a	0				
ZSND	THEND QUEND	DDSWD	FISND			
5720	245.82	1	320	12	3470	351.45
5670	247.15	1	320	12	3420	261.77
5620	247.47	1	320	12	3370	252.10
5570	247.80	1	320	12	3320	252.42
5520	248.12	1	320	12	3270	262.75
5470	248.45	l	320	12	3220	253.07
5420	248.77	1	320	12	3170	253.40
5370	249.10	1	320	12	3120	253.72
5320	249.42	1	320	12	3070	254.05
5270	249.75	1	320	12	3020	254.37
5220	250.07	1	320	12	2970	254.70
5170	250.40	1	320	12	2920	255.02
5120	250.72	l	320	12	2870	265.35
5070	251.05	1	320	12	2820	265.67
5020	251.37	1	320	12	2770	255.00
4970	251.70	l	320	12	2720	255.32
4920	252.02	1	320	12	2570	266.65
4870	252.35	1	320	12	2520	266.97
4820	252.67	1	320	12	2570	267.30
4770	253.00	1	320	12	2520	267.62
4720	253.32	1	320	12	2470	267.95
4670	253.65	1	320	12	2420	268.27
4620	253.97	1	320	12	2370	258.50
4570	254.30	1	320	12	2320	258.92
4520	254.62	1	320	12	2270	269.25
4470	254.95	1	320	12	2220	269.57
4420	255.27	1	320	12	2170	259.90
4370	255.60	1	320	11.9	2120	270.25
4320	255.92	1	320	11.8	2070	270.55
4270	256.25	1	320	11.7	2020	270.87
4220	255.57	1	320	11.6	1970	271.20
4170	255.90	ī	320	11.5	1920	271.52
4120	257.22	1	320	11.4	1870	271.85
4070	257 55	1	320	11.2	1820	272 17
4020	257 87	ĩ	320	11 2	1770	272 50
3970	258 20	ī	320	11 1	1720	272 82
2020	258 52	1	220	11	1670	272 15
2870	258 85	1	320	10 9	2010	210110
3820	259 17	1 1	320	10 8		
2220	250 50	1	220	10 7		
2720	259.00	1	220	10.5		
2670	260 15	1	220	10.5		
2620	250.43	1	220	10.0		
2520	250.30	1	220	10.2		
2520	250.00	1	220	10.0		
0020		<u>+</u>	020	2012		

Anhang V

Auszug relevanter Parameter eines ARPS Input-Files

```
Т
1
    ######
                                              ######
             INPUT FILE FOR ARPS IN NAMELIST FORMAT
!
   ######
                                              ######
   ######
1
                                              ######
                    ( Version ARPS5.2.4 )
1
   ######
                                              ######
!
   ######
                                              ######
!
   ######
                       Developed by
                                              ######
!
   ######
           Center for Analysis and Prediction of Storms
                                              ######
!
   ######
                   University of Oklahoma
                                              ######
!
   ######
                                              ######
   *****
!
   *****
!
!
! -
 _____
!
 DIMENSIONS Namelist for dimensions.
!
!
   nx, ny, nz: Dimensions of computational grid.
            When run in distributed memory mode on MPP using MPI,
1
            they represent of the size of the global domain when
1
            entered through this input file, but will later be
T
            redefined as the dimensions of the decomposed the
Т
            subdomains (patches) inside the code.
Т
Given nx, ny and nz, the physical domain size will be
Т
            xl=(nx-3)*dx by yl=(ny-3)*dy by zh=(nz-3)*dz.
!
1_____
&grid_dims
 nx = 327,
 ny = 335,
 nz = 55,
/
1-----
T
T
 runname, a string of up to 80 characters long, is used to identify
 this job.
!
1
 The first 6 characters, or the characters before either a blank space or
1
 comma, will be used to construct output file names. Not more than 6
!
 characters are used to define runname. This character string will be
!
 printed on plots produced by ARPSPLT.
  _____
&jobname
 runname = 'lies_327_335_le64',
! -
 _____
                      _____
!
```

```
! The model can be run in 3D, 2D x-z plane, 2D y-z plane or 1D vertical
! column mode. Please set
!
! runmod
         = 1 for 3-D run;
            2 for 2-D xz plane run;
!
            3 for 2-D yz plane run;
!
            4 for vertical 1-D run.
!
I.
1-----
&model_configuration
  runmod = 1,
!------
!
 inibasopt Initialization option for base state fields.
!
         = 1 external sounding;
!
         = 2, isentropic atmosphere;
!
         = 3, isothermal atmosphere;
         = 4, constant static stability atmosphere;
!
         = 5, analytic thermodynamic sounding
!
             (Weisman and Klemp 1982, MWR).
!
         = 6, constant density, pot. tem. and hydrostatic base state
!
!
         For options 2, 3, 4, 5 and 6 the wind profile is specified
!
sndfile Name of the sounding file.
initopt = 1,
sndfile = 'Liesgele_300_4.snd',
!-----
!
! Options and parameters related to terrain specification (for ARPS this
! section is only used when initopt=1)..
 terndta Name of the terrain data file for ternopt=2.
 ternfmt Format of terrain data file.
        = 1, Fortran unformatted (default);
!
        = 3, HDF4 (uncompressed);
1
        = 7, NetCDF format
!
terndta ='Liesg25m.trndta',
      ternfmt = 1,
```

```
!_____
!
        Grid spacing in x-direction in computational
! dx
         and physical space (m).
!
         Grid spacing in y-direction in computational
! dy
         and physical space (m).
!
! dz
         Averaged vertical grid spacing in transformed
         computational space (m).
!
dzmin Minimum vertical grid spacing in physical space (m). Used
        if strhopt = 1 or 2.
!
&grid
       = 25.000,
  dx
        = 25.000,
  dy
        = 100.000,
  dz
dzmin = 3.000,
!-----
1
! dtbig Large time step (s) for model integration.
! tstart Model start time. In the restart case (initopt=2),
! this value is reset to the time in the restart data.
! tstop Stop time for the model integration.
!
1-----
&timestep
  dtbig = 0.01,
  tstart= 0.0,
  tstop = 100.0,
1------
!
! dtsml Small time step (s) for integrating acoustic wave modes.
!
1_____
dtsml = 0.001,
1-----
!
  lbcopt Lateral boundary condition option.
!
      = 1, All boundary condition options except externally-forced
1
          (option 5 for ebc, wbc, nbc, or sbc is not allowed);
1
      = 2, Externally-forced lateral boundary conditions. In this
1
          case, ebc, wbc, nbc, and sbc will be set to 5.
1
!
! wbc West boundary condition option.
! ebc
       East boundary condition option.
! sbc South boundary condition option.
! nbc North boundary condition option.
! = 1 Rigid wall;
! = 2 Periodic;
```

! = 3 Zero gradient; = 4 Radiation (open) lateral boundary; ! = 5 Externally-forced lateral boundary; ! = 6 Nested grid lateral boundary. ! Top boundary condition option. ! tbc = 1 Rigid wall; ! = 2 Periodic; 1 = 3 Zero gradient: 1 = 4 Linear hydrostatic radiation top boundary: 1 References: Klemp and Durran MWR, 1983 and Chen MWR, 1991 ! Bottom boundary condition option. bbc = 1 Rigid wall; ! = 2 Periodic; ! ! = 3 Zero gradient; &boundary_condition_options lbcopt = 1,wbc = 2, ebc = 2, sbc = 2, nbc = 2, c_phase = 300.0, rlxlbc = 0.5, rbcopt = 4, tbc = 3, fftopt = 2,bbc = 1, !-----! The following surface parameters are valid for sfcphy = 3 and 4: ! ! Soil type (an integer). Used if sfcdat=1. styp The soil type is based on USDA definitions along with ! categories for ice and water. ! ! 01 ! Sand 11 17 23 02 Loamy sand ! Sandy loam 14 20 26 27 03 ! 04 Silt loam ! 05 Loam 12 18 24 ! 06 Sandy clay loam 15 21 28 ! 07 Silty clay loam ! 08 Clay loam 13 ! 09 Sandy clay 19 25 ! 10 16 22 ! Silty clay Clay 29 30 31 11 ! 12 Ice 34 ! 13 Water 00 ! Vegetation type (an integer). Used if sfcdat=1. ! vtyp ! ! 01 Desert ! 02 Tundra 03 Grassland ! 04 Grassland with shrub cover ! 05 Grassland with tree cover !

```
06
             Deciduous forest
!
         07
            Evergreen forest
!
!
         80
             Rain forest
         09
             !
         10
              Cultivation
!
!
         11
              Bog or marsh
              Dwarf shrub
         12
!
         13
              Semidesert
!
         14
              Water
!
roufns0 Surface roughness. Used if sfcdat=1. Default: 0.01
styp = 12,
   vtyp = 9,
lai0 = 0,
   roufns0 = 0.01,
!-----
!
! output control parameters.
!
! dirname Name of directory into which output files are written.
!
 &output
  dirname = 'Lies25mOut300',
```

Anhang VI

Berechnungsmethode der Zunahme des Niederschlags (Winter) mit der Höhe nach AUER, entwickelt am Sonnblick-Alpensüdseite

$\mathbf{N} = \mathbf{a} + \mathbf{b}^* \mathbf{H} + \mathbf{c}^* \mathbf{H}^2$	bis 2808 m
H = Seehöhe a = 176,61 b = -0,1176 c = 0,00006319	
N = a + b * H	über 2808 m
a = -2901,06 b = 1,1567	