

Orographischer Einfluss auf die Strömung abgeleitet aus Sturmschäden im Schwarzwald während des Orkans „Lothar“

Zur Erlangung des akademischen Grades eines
DOKTORS DER NATURWISSENSCHAFTEN
von der Fakultät für Physik der
Universität Karlsruhe (TH)
genehmigte

DISSERTATION

von

Dipl.-Met. Julia Schmoeckel
aus
St. Georgen/Schwarzwald

Tag der mündlichen Prüfung:

16. Dezember 2005

Referent:

Prof. Dr. Ch. Kottmeier

Korreferentin:

Prof. Dr. S. Jones

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung und Zielsetzung	5
2	Grundlagen und Daten	9
2.1	Strömung in bergigem Gelände	9
2.2	Numerische Strömungsmodellierung	13
2.3	Sturmschäden in Wäldern	17
2.3.1	Einflussfaktoren auf die Stabilität von Bäumen	17
2.3.2	Windwurfgefährdete Standorte	20
2.3.3	Windwurfverursachende Windgeschwindigkeiten	23
2.4	Windböen	24
2.5	Methoden zur Aufnahme von Sturmschäden im Wald	25
2.5.1	Normierter Differenz-Vegetationsindex	26
2.5.2	Color Line Scanner	27
2.6	Handhabung von Geodaten	30
2.6.1	Geographische Informationssysteme	31
2.6.2	Georeferenzierung	31
2.6.3	Kombination von Raster- und Vektordaten	31
2.7	Digitales Geländemodell, Landnutzung, Bodenparameter	32
2.7.1	Landnutzungsdaten	32
2.7.2	Digitales Geländemodell, Topographische Parameter	32
2.7.3	Standortsdaten	36
2.8	Untersuchungsgebiet	37
3	Fehlerkorrektur und Georeferenzierung der CLS-Daten	41
4	Erkennung der Sturmschadenflächen	44
5	Meteorologische Analyse des Wintersturmes „Lothar“	48
5.1	Dynamische Entstehungsursache	48
5.2	Stationsdaten	50
5.3	Vertikale Schichtung	53
5.4	Bodenzustand infolge der Witterung im Dezember 1999	55

6	Fallstudie: Bestandscharakteristika und Sturmschäden	56
6.1	Lokale Gegebenheiten	56
6.2	Sturmschäden	57
6.3	Fazit	59
7	Analyse der Sturmschadenflächen	61
7.1	Verteilung der Sturmschäden	61
7.2	Sturmschäden und topographische Parameter	63
7.2.1	Höhe	65
7.2.2	Hangneigung	68
7.2.3	Ausrichtung	68
7.2.4	Krümmung	69
7.2.5	Abhängigkeit von Kombinationen topographischer Parameter .	69
7.3	Sturmschäden und Standortdaten	74
7.3.1	Wasserhaushaltsparameter	77
7.3.2	Bodenartengruppen	77
7.3.3	Abhängigkeit von Kombinationen der Standortparameter . .	78
7.4	Sturmschäden, topographische Parameter und Standortdaten	80
7.4.1	Wasserhaushalt und topographische Parameter	80
7.4.2	Bodenarten und topographische Parameter	83
7.5	Fazit	85
8	Rekonstruktion des Windfeldes	89
8.1	Das Windfeld aus Messdaten	89
8.2	Modellierung des Windfeldes	96
8.3	Vergleich der Windfeldrekonstruktionen	99
9	Windfeld und Sturmschadensflächen	102
9.1	Modellierte Windgeschwindigkeiten und Sturmschadensflächen	102
9.2	Großräumige Verteilungsmuster der Sturmschadensflächen	106
9.3	Diskussion	108
10	Zusammenfassung	110
A	Anhang	115
A.1	Koordinatensysteme	115
A.2	Berechnung der Geländekrümmung	117

A.3	Bodenkundliche Begriffe	119
A.3.1	Bodenarten	119
A.3.2	Wasserhaushaltsgrößen	120
A.4	Abbildung: Druckfeld während des Orkans „Lothar“	121
A.5	Abbildungen zur Schadenerkennung	122
A.6	Der isallobarische Wind	125
A.7	Berechnung der Schubspannungsgeschwindigkeit	127
	Literaturverzeichnis	129

1 Einleitung und Zielsetzung

Aus Statistiken der Münchner Rückversicherung wird deutlich, dass in Deutschland Stürme die häufigsten schadenverursachenden Naturereignisse sind. Im Vergleich zu anderen Naturgefahren verursachen sie die größten volkswirtschaftlichen Schäden. Der Begriff „Sturm“ umfasst dabei Winterstürme, Gewitterstürme, Tornados und Schneestürme. Besonders Winterstürme sind für hohe versicherte und volkswirtschaftliche Schäden verantwortlich und fordern verhältnismäßig viele Todesopfer. Dabei geschehen auch nach einem Sturmereignis, bei den Aufräumarbeiten in den Wäldern, zahlreiche teils schwere Unfälle.

Ursächlich für die Sturmschäden in Wäldern sind hohe Windgeschwindigkeiten in Bodennähe. Abhängig von der Orographie und der Schichtungsstabilität der Grenzschicht wird die Strömung dabei lokal beschleunigt oder gebremst. Der Widerstand aufgrund der Topographie macht typischerweise 50% des Gesamtwiderstands auf die atmosphärische Strömung aus (Palmer et al., 1986). Darüber hinaus hängt die Reduktion der Windgeschwindigkeit am Boden gegenüber der Strömung in der freien Atmosphäre von der Bodenrauigkeit ab, die sich je nach Landnutzung sehr stark unterscheidet. Es hängt von der Größe und Art sowie dem Schutz durch Nachbarbäume, sowie dem Untergrund, in dem sie wurzeln, ab, ob Bäume den hohen Windgeschwindigkeiten standhalten können.

Bereits Geiger (1950) zählt drei verschiedene Faktoren auf, die die Sturmgefährdung von Wäldern aus meteorologischer Sicht bestimmen:

- der aus der gegebenen Wetterlage folgende Sturm nach Richtung und Stärke;
- der aus der Wetterlage und ihrer Vorgeschichte folgende Erdbodenzustand;
- das örtliche Strömungsfeld des Windes, das seinerseits auf zwei Ursachen zurückzuführen ist:
 - auf die orographische Mikroklimallage;
 - auf die Bestandsgestaltung (Profilgebung gegenüber dem Wind).

Nach einer Auswertung der Häufigkeiten von Stürmen in Deutschland, mit speziellem Augenmerk auf die jahres- und tageszeitliche Verteilung der Stürme und unter Einbeziehung des Bodenzustandes kommt Geiger (1950) zu dem Schluss: „Die Wetterlage mit dem ihr zugehörigen Sturm und Erdbodenzustand bildet nur die

Voraussetzung für den Sturmwurf. Entscheidend ist immer das örtliche Strömungsfeld. Es wird daher die Hauptaufgabe der Zukunft sein, diese Sturmgefährdung an Ort und Stelle zu kartieren.“

Nach Analyse vieler Beiträge zum Einfluss der Topographie auf die atmosphärische Strömung kommt Baines (1995) zu dem Schluss, dass Feldkampagnen wenig zum allgemeinen Verständnis der Vorgänge im so genannten „komplexen Gelände“ beitragen, da die Datensätze häufig räumlich eng begrenzt, lückenhaft und nicht eindeutig interpretierbar sind. Das Verständnis für die Dynamik der Prozesse kommt daher aus analytischen, numerischen oder Labor-Studien, die mit Messdaten verglichen und bestätigt werden, um die Anwendbarkeit auf die Atmosphäre zu prüfen. Die Vergleichbarkeit von flächenhaften Modellergebnissen mit punktuellen Messungen gestaltet sich aber speziell für die Windgeschwindigkeit sehr schwierig, da diese von lokalen Gegebenheiten abhängig ist und nicht ohne weiteres integriert werden kann.

Die vorliegende Arbeit behandelt die Vorgänge bei einem der stärksten Stürme der jüngsten Vergangenheit, dem Orkan „Lothar“ am 26. Dezember 1999. An diesem Tag entwickelte sich südlich von Irland ein Orkantief, „Lothar“, das sich sehr schnell intensivierte und in Richtung Bretagne, Frankreich zog. Dort erreichte es seinen tiefsten Kerndruck. Anschließend zog das Tief über den Norden Frankreichs und Süddeutschland hinweg nach Osten, während es sich nach und nach auffüllte. Der Sturm verlor beim Durchqueren Frankreichs an Intensität, dennoch verursachten der extrem starke Druckabfall und die sehr hohe Verlagerungsgeschwindigkeit (von teilweise mehr als 100 km/h) Windgeschwindigkeiten, die vielfach die bisher gemessenen Höchstwerte sowohl im Mittel als auch der maximalen Böen deutlich übertrafen (DWD, 1999a). Neben Frankreich und Süddeutschland war auch die Schweiz von dem Sturmereignis betroffen. Einen Großteil der Schäden machten in allen betroffenen Ländern umgestürzte Bäume aus. In Baden-Württemberg erreichten die Schadholzmengen dabei nahezu das Dreifache des mittleren jährlichen Einschlags (Abb. 1.1). Die Summe der durch „Lothar“ verursachten Gesamtschäden in Deutschland beläuft sich auf 1,640 Milliarden Euro.

Die höchsten Sturmschäden in Baden-Württemberg verursachte „Lothar“ in den Wäldern des westlichen Schwarzwaldes. Diese Region wurde daher als Untersuchungsgebiet für die vorliegende Arbeit gewählt. Für den Sturm „Lothar“ stehen für das Gebiet des westlichen Schwarzwaldes lediglich die Daten von fünf operativen Messstationen zur Verfügung. Ein Vergleich anhand dieser wenigen Stationen mit flächendeckenden Daten aus numerischen Simulationen ist für dieses stark ge-

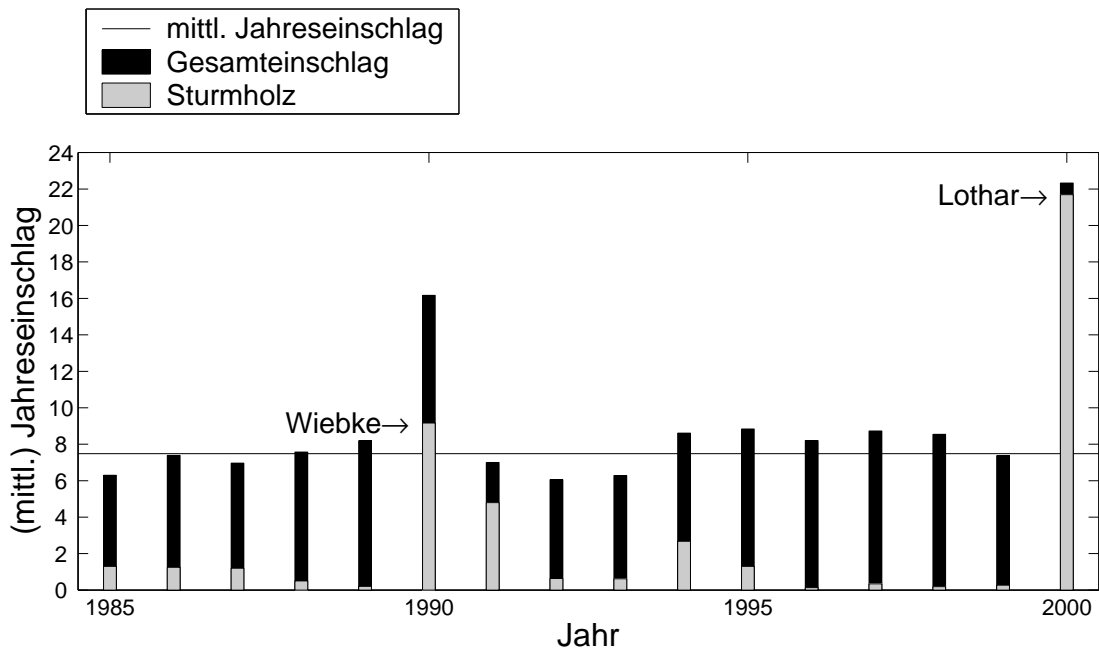


Abbildung 1.1: Jährlicher Holzeinschlag und mittlerer Jahresholzeinschlag in den Wäldern Baden-Württembergs. Datenquelle: Statistisches Landesamt Baden-Württemberg

gliederte Gelände kaum möglich. Daher liegt dieser Arbeit die Idee zugrunde, anhand der Sturmschäden in dem Untersuchungsgebiet das Windfeld nachzuvollziehen. Dabei ist nur eine qualitative Aussage möglich – Orte mit Sturmschäden sprechen für hohe Windgeschwindigkeiten und Orte ohne Sturmschäden für niedrige – diese dafür flächendeckend. Die Stärke der Windgeschwindigkeit ist jedoch nicht allein verantwortlich für das Entstehen von Sturmschäden in Wäldern. Abhängig von der Baumart, vom Verhältnis der Baumhöhe zu dessen Durchmesser, vom Untergrund in dem der Baum wurzelt, und von den umstehenden Bäumen ist ein Baum oder ein Waldbestand mehr oder weniger anfällig für Schäden durch Sturm.

Ziel dieser Arbeit ist es, aus dem Sturmschadensmuster im westlichen Schwarzwald Abhängigkeiten von topographischen und meteorologischen Faktoren sowie bodenspezifischen Eigenschaften abzuleiten, die Rückschlüsse auf die Modifikation des Windfeldes durch die Topographie erlauben. Dabei soll auch der Standort der Bäume berücksichtigt werden. Vergleiche des Sturmschadensmusters mit Simulationen des *Karlsruher Mesoskaligen Modells* KAMM sollen zeigen, ob das Modell während extremer Sturmsituationen realistische Windfelder in einer Mittelgebirgsregion erzeugen kann.

Anhand der gefundenen Zusammenhänge zwischen Sturmschäden und Topogra-

phie sowie der Vergleiche der Schäden mit den Simulationsergebnissen soll für das Untersuchungsgebiet abgeleitet werden, wo aufgrund der Topographie mit besonders hohen Windgeschwindigkeiten bei Stürmen gerechnet werden muss und welche Gegenden weniger gefährdet sind. Diese Erkenntnisse können unter Nutzung von Modellsimulationen auf andere Mittelgebirgsregionen übertragen werden.

In der Arbeit wird zunächst eine allgemeine Einführung in die orographisch induzierte Strömungsänderung (Kap. 2.1) und zu den Faktoren, die das Entstehen von Sturmschäden in Wäldern beeinflussen (Kap. 2.3), gegeben. Danach folgt die Beschreibung der Aufnahme der Sturmschadensdaten mit dem einem flugzeuggetragenen Kamerasystem (Kap. 2.5). Aus der Projektion dieser Daten unter Einbeziehung der Geländehöhe auf eine Ebene (Kap. 3) wird ein Verfahren zur automatischen Detektion der Sturmschäden entwickelt und auf die Daten angewendet (Kap. 4). Kapitel 5 stellt die Entwicklung des Wintersturmes „Lothar“ und die synoptische Situation während des Ereignisses dar. In einer Fallstudie werden Auswirkungen von Bestandsart und -alter sowie von topographischen Faktoren auf die Entstehung von Sturmschäden exemplarisch gezeigt (Kap. 6). Die Zusammenhänge zwischen topographischen oder bodenkundlichen Parametern und Sturmschäden ergeben sich aus flächendeckenden Analysen (Kap. 7). Das Windfeld während des Sturmes wird anhand von Messdaten rekonstruiert und mit Modellsimulationen von KAMM verglichen (Kap. 8). Schließlich werden die Sturmschadenflächen der Windfeldrekonstruktion gegenübergestellt und die orographischen Effekte daraus abgeleitet (Kap. 9).

2 Grundlagen und Daten

Großflächige Sturmschäden in Wäldern werden in Europa vor allem durch Winterstürme in Verbindung mit Tiefdruckwirbeln bewirkt. Dabei herrschen großräumig hohe Windgeschwindigkeiten in Bodennähe, die durch orographische Hindernisse wie Mittelgebirge regional modifiziert werden können. Einzelne Geländeformen wie Täler, Bergkuppen oder Sattellagen haben Einfluss auf die Strömung, ihre Einflüsse sind aber aufgrund des Fehlens direkter Windmessungen nur schwer quantifizierbar.

Einen Überblick über den Einfluss von orographischen Hindernissen auf die Strömung gibt Kapitel 2.1. Mit numerischen Modellen können Strömungen über orographisch gegliedertem Gelände simuliert werden. Das in dieser Arbeit verwendete Karlsruher Mesoskalige Modell (KAMM) wird im Kapitel 2.2 vorgestellt. Bäume und Wälder reagieren abhängig von ihrer Art, ihren Standorten auf Sturm. Auch die umgebenden Bäume und die Beschaffenheit der Waldkante spielen dabei eine Rolle. Kapitel 2.3 zeigt die Zusammenhänge nach dem bisherigen Wissensstand auf. Das in dieser Arbeit eingesetzte Messprinzip zur Detektion von Sturmschadenflächen in Wäldern wird in Kapitel 2.5.2 und 2.5.1 beschrieben. Da ein Großteil der Datenaufbereitung in Geographischen Informationssystemen vorgenommen wird, werden deren Grundzüge in Kapitel 2.6.1 dargestellt. Für die Klassifizierung und Auswertung von Sturmschadenflächen werden zusätzliche Daten (digitales Geländemodell, Landnutzungsdaten, Standortdaten) verwendet (Kapitel 2.7).

Die Verwendung der Begriffe Orographie und Topographie in der vorliegenden Arbeit entspricht dem Glossar für meteorologische Begriffe der *American Meteorological Society* (Huschke, 1959). „Orographie“ umfasst sämtliche natürlichen Erhebungen. Orographische Effekte sind solche, die durch Hügel, Berge oder Gebirge hervorgerufen werden. „Topographie“ fasst natürliche Orographie, Landnutzung und technische Einrichtungen wie Straßen, Gebäude, Brücken zusammen. In der vorliegenden Arbeit wird, wie häufig in anderen Arbeiten, der Begriff Topographie verwendet, um die Geländehöhe zu beschreiben.

2.1 Strömung in bergigem Gelände

Übersichten zum Einfluss von Gebirgen auf die atmosphärische Strömung geben zum Beispiel Smith (1979) sowie Carruthers und Hunt (1990). Orographische Hindernisse beeinflussen die atmosphärische Strömung in vielfältiger Weise und auf verschiede-

nen Längen- und Zeitskalen. Die durch die Bergform induzierten Druckgradienten, die auftretende Schubspannung und die Krümmung des Geländes modifizieren die mittlere Strömung.

Auch die thermische Schichtung der Atmosphäre beeinflusst das Strömungsverhalten an orographischen Hindernissen erheblich. Im Normalfall wird die Strömung über Kuppen beschleunigt und in Tälern verzögert. Abhängig von der Schichtung werden Berge bevorzugt umströmt oder überströmt, da z. B. stabile Schichtung Vertikalbewegungen unterdrückt und zu verstärkter seitlicher Umströmung von Hindernissen führt. Stromaufwärts kann es dabei zu Blockierungen und Rückströmungen kommen. Dabei können sich Schwerewellen ausbilden. Bodennah luvseitig können dadurch relativ schwache Windgeschwindigkeiten auftreten, während leeseitig starke Winde auftreten. Im Lee von Bergen können sich außerdem Nachlaufströmungen mit Wirbeln ausbilden.

Die verschiedenen Strömungstypen im Zusammenhang mit Bergen können, ähnlich wie in der Hydrodynamik, mit einigen wesentlichen Parametern charakterisiert werden. Wichtige Geometrische Faktoren sind die Höhe des Berges H und die so genannte Halbwertsbreite des Berges L . Letztere entspricht etwa dem horizontalen Abstand des Bergfußes zur Bergkuppe. Wesentliche meteorologische Faktoren sind die Anströmungsgeschwindigkeit U_0 vor dem Hindernis und die Schubspannungsgeschwindigkeit $u_* = \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho}}$, die die Schubspannung τ_0 kennzeichnet. Der Gradient der potentiellen Temperatur $\frac{\partial\Theta}{\partial z}$ wird als Parameter zur Kennzeichnung der thermische Schichtung und damit der Stabilität der Atmosphäre verwendet. Bei stabiler Schichtung ($\frac{\partial\Theta}{\partial z} > 0$) schwingt ein Luftteilchen, das z. B. durch einen Berg nach oben ausgelenkt wurde, mit der Frequenz N um seine Ruhelage. N ist die Brunt-Väisälä-Frequenz:

$$N = \sqrt{\frac{g}{\Theta} \frac{\partial\Theta}{\partial z}}. \quad (2.1)$$

Um die Überströmung von Bergen zu charakterisieren, kann die dimensionslose Froude-Zahl Fr verwendet werden.

$$Fr = \frac{U_0}{NH} \quad Fr_L = \frac{U_0}{NL}. \quad (2.2)$$

Sie beschreibt das Verhältnis von Trägheitskräften zu Auftriebskräften. Wird die Froude-Zahl als Fr_L mit der Hindernisbreite L gebildet, ist sie ein Maß dafür, ob die Hydrostasie in der Strömung über dem Hindernis gegeben ist. Bei großer horizontaler Ausdehnung des Hindernisses wird das Druckfeld durch das hydrostatische

Gleichgewicht zwischen Druckgradientbeschleunigung und Schwerebeschleunigung bestimmt ($Fr_L \ll 1$). Bei vollständiger hydrostatischer Balance ist $Fr_L = 0$. Da für die meisten Berge das Verhältnis H zu L klein ist, gilt im Allgemeinen $Fr \gg Fr_L$. Je nach thermischer Schichtung bilden sich typische Strömungsmuster bei der Anströmung eines Berges aus.

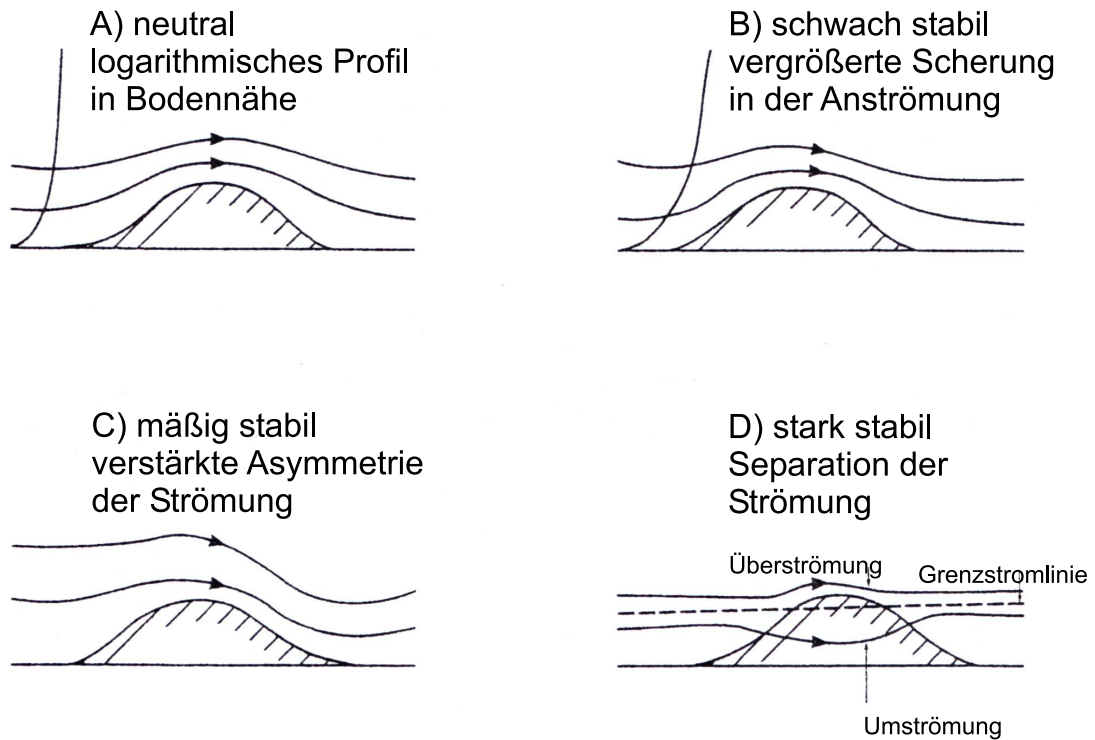


Abbildung 2.1: Strömungsmuster über einem dreidimensionalen Hügel bei (A) neutraler, (B) schwach stabiler, (C) mäßig stabiler und (D) stark stabiler Schichtung (aus Carruthers und Hunt (1990))

Wie in Abbildung 2.1 A zu sehen ist, bildet sich bei neutraler Schichtung ($\frac{\partial \Theta}{\partial z} = 0$) eine symmetrische Hügelüberströmung aus. In diesem Fall hat der Auftrieb keinen Effekt ($\frac{u_*}{NH} \gg 1$), die Strömung überströmt die Topographie mit kleinen Richtungsänderungen. Die Strömungsstruktur ist unabhängig von der Windgeschwindigkeit, aber abhängig von der Hügelgeometrie und dem luvseitigen Windprofil, welche durch die Verhältnisse H/L bzw. u_*/U_0 charakterisiert werden. Dabei sind $Fr_L \gg 1$ und $Fr \gg 1$. Eine glatte Überströmung von Hindernissen ohne Ausbildung von Leewellen erfolgt ab $Fr \approx 10$.

Bei schwach stabiler Schichtung (Abb. 2.1 B) beeinflusst die Schichtung das luvseitige Windprofil und die Änderung der Strömung über dem Berg. Das Verhältnis

u_*/U_0 nimmt ab und wächst mit $u_*/(NH)$ bei zu- bzw. abnehmender Stabilität. Die Auftriebskraft gewinnt an Einfluss ($u_*/(NH) \leq 1$), nach wie vor gilt $Fr_L \gg 1$ und $Fr \gg 1$.

Ist die Strömung mäßig stabil (Abb. 2.1 C), beeinflussen die Auftriebskräfte das Strömungsmuster über dem Berg signifikant. Es entstehen Schwerewellen im Lee, die Strömung ist asymmetrisch. Mit größerer Brunt-Väisälä-Frequenz wird $Fr_L \leq 1$ und $Fr > 1$.

Bei stark stabiler Schichtung (Abb. 2.1 D) sind die Auftriebskräfte so stark, dass die Vertikalbewegung unterhalb einer kritischen Höhe unterdrückt wird. Die Strömung wird geteilt, der untere Teil des Berges wird umströmt, der obere überströmt. Hier wird neben Fr_L auch $Fr \leq 1$.

Labile Schichtungsverhältnisse ($\frac{\partial \theta}{\partial z} < 0$) führen zu einer imaginären Brunt-Väisälä-Frequenz, sind aber bei hohen Windgeschwindigkeiten nicht zu erwarten.

Bei großräumigen Bewegungsvorgängen in der Erdatmosphäre muss die Coriolis-Kraft berücksichtigt werden. Bei Strömungen über Berge oder Hügel geringer horizontaler Ausdehnung (100 m bis 50 km) kann nach Smith (1979) der Einfluss der Corioliskraft auf die Strömungsmodifikation noch vernachlässigt werden, da die Überströmungszeit zu kurz für eine effektive Beeinflussung des Windfeldes durch die Corioliskraft ist. Allerdings ist die Anströmung durch die Corioliskraft mit geprägt.

Untersuchungen von Kalthoff et al. (2003) im Oberrheingraben und Schwarzwald zeigen die Zusammenhänge zwischen der großräumigen Anströmung und den lokalen bodennahen Windverhältnissen in Abhängigkeit von Temperaturschichtung und Orographie. Bei synoptischskaligen hohen Windgeschwindigkeiten (als Referenz dient hier eine gemessene Windgeschwindigkeit auf dem Gipfel des Feldbergs in 1498 m Höhe von > 12 m/s) wird beobachtet, dass sich die Windgeschwindigkeiten im Tal (Freiburg) an die Windgeschwindigkeiten auf dem Gipfel annähern, wenn die Schichtung neutral oder leicht stabil ist (bis zu Gradienten der Potentiellen Temperatur $\delta = 0,002$ K/m und somit einer Froude-Zahl $> 1,4$). Bei Froude-Zahlen > 1 beobachteten Kalthoff et al. (2003) hohe Windgeschwindigkeiten im gesamten Rheintal. Bei Froude-Zahlen < 1 wurden im Lee der Vogesen niedrige und auf der Luv-Seite des Schwarzwaldes hohe Windgeschwindigkeiten gemessen. Bei hohen Windgeschwindigkeiten auf dem Feldberggipfel kommen im Rheintal nur bei Westwindlagen ebenfalls hohe Windgeschwindigkeiten vor.

Nicht nur das Profil der Berge und die thermische Schichtung der Atmosphäre beeinflussen die Strömung. Auch die Rauigkeit des Untergrundes spielt eine Rolle. Nach Carruthers und Hunt (1990) modifiziert die Änderung der Rauigkeit des Unter-

grundes die mittlere Windgeschwindigkeit um die Differenz $\Delta u_r \approx u_* \ln(\Delta z_0/z_0)$, auf sowohl ebenem als auch geneigtem Untergrund. Hierbei ist Δu_r der Beitrag zur Windgeschwindigkeit durch den Wechsel von Rauigkeiten am Boden und z_0 die Rauigkeitslänge, sie beträgt z. B. für Kulturlandschaften mit wenigen Bäumen oder Gebäuden ca. 0,03 m und für Wald etwa 0,8 m. Berge mit sehr steilen Hängen (typischerweise $H/L > 1/3$) bewirken aufgrund ihres Profils eine Teilung der Strömung. An derartigen orographischen Hindernissen kann eine deutliche Änderung der Rauigkeit eine Geschwindigkeitserhöhung in der Nachlaufströmung in der Größenordnung von U_0 bewirken, die im Allgemeinen den Betrag von Δu_r deutlich übersteigt.

2.2 Numerische Strömungsmodellierung

Der Einfluss von Orographie auf atmosphärische Strömungen kann in einigen grundsätzlichen Merkmalen anhand von Ähnlichkeitskonzepten, wie im vorangegangenen Abschnitt gezeigt, interpretiert werden. Simulationsmodelle, z. B. auf der Basis der reibungsfreien Eulergleichungen in linearisierter Form (in Anlehnung an Smith (1988) und Smith (1989)), bieten eine physikalisch anspruchsvollere Behandlung für einfache Modellorographie (Kunz, 2003). Sie sind aber naturgemäß nicht in der Lage, nichtlineare Strömungseffekte wie z. B. Rückströmeffekte oder Wirbelbildung zu beschreiben.

In der Realität sind Modifikationen von Strömungen durch orographische Hindernisse schwer nachzuweisen, da Messungen immer nur an bestimmten Stationen erfolgen und im Normalfall nicht an orographisch exponierten Stellen erfolgen. Zudem befinden sich die meteorologischen Stationen, an denen Windgeschwindigkeiten gemessen werden, in großen Abständen zueinander. Eine flächendeckende Information kann man aus diesen Daten nicht ableiten. Einfache Interpolationen führen nicht zu befriedigenden Ergebnissen, da orographische Effekte nicht berücksichtigt werden können. Steinacker et al. (2000) entwickelten das Verfahren VERA (*Vienna Enhanced Resolution Analysis*) um orographische Effekte bei flächenhaften Interpolationen von meteorologischen Daten speziell in der Alpenregion zu berücksichtigen. Die mögliche Auflösung ist mit maximal 10 km jedoch zu grob, um orographische Effekte in Mittelgebirgen wie dem Schwarzwald aufzulösen.

Informationen über die thermische Schichtung der Atmosphäre liefern Vertikalsondierungen mit Radiosonden. In Deutschland gibt es nur wenige (elf) Radiosondenstationen. Zudem werden die Sondierungen nur an ein bis zwei festen Terminen täglich durchgeführt. Während Sturmsituationen besteht die Gefahr, dass die

Messungen aufgrund der hohen Windgeschwindigkeiten nicht durchgeführt werden können – dies war auch bei „Lothar“ an der Radiosondenstation Stuttgart der Fall.

Um atmosphärische Strömungen mit hoher räumlicher (horizontal und vertikal) und zeitlicher Auflösung zu modellieren, bieten sich anspruchsvolle numerische Simulationsmodelle an. Im Folgenden wird das Modell *Karlsruher Atmosphärisches Mesoskaliges Modell* (KAMM) zur numerischen Simulation von Strömungen mit Berücksichtigung realer Topographie vorgestellt.

KAMM

Das Modell KAMM ist ein dreidimensionales, nicht hydrostatisches, numerisches Simulationsmodell, welches speziell für die Studien atmosphärischer Prozesse auf der Mesoskala mit einer Gebietsgröße von 2 – 2000 *km* am Institut für Meteorologie und Klimaforschung der Universität Karlsruhe (TH) und des Forschungszentrums Karlsruhe entwickelt wurde. Es besteht aus einem atmosphärischen Modell und einem Bodenvegetationsmodell, das die Wirkungen des Bodens und des Pflanzenbestandes auf die darüberliegende Luftschicht beschreibt. Nähere Ausführungen zum atmosphärischen Teil sind z.B. in Adrian und Fiedler (1991) zu finden, zu beiden Teilen sehr ausführlich auch in Lenz (1996).

In den Gleichungen des Modells ersetzt die so genannte Exnerfunktion den Luftdruck. Die Exnerfunktion ist definiert als

$$\Pi = \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\frac{R_l}{c_p}}. \quad (2.3)$$

Hierbei ist R_l die individuelle Gaskonstante trockener Luft, c_p die spezifische Wärmekapazität trockener Luft bei konstantem Druck, p der Luftdruck und p_0 ein konstanter Referenzdruck. Es wird die potentielle Temperatur Θ :

$$\Theta = \frac{T}{\Pi} = T \left(\frac{p}{p_0} \right)^{-\frac{R_l}{c_p}} \quad (2.4)$$

verwendet. Der Vorteil in der Verwendung der Exnerfunktion und der potentiellen Temperatur, unter Zuhilfenahme der Zustandsgleichung für ideale Gase, liegt darin, dass die Luftdichte ρ_l aus den Modellgleichungen eliminiert wird:

$$\frac{1}{\rho_l} dp = c_p \Theta d\Pi \quad (2.5)$$

Mit dem Modell können insbesondere Phänomene und Prozesse mit horizontalen Auflösungen von wenigen 100 m bis zu einigen 10 km über inhomogenem Gelände beschrieben werden, die als Folge einer großräumigen synoptischen Strömung auftreten. Die Einflüsse der großräumigen Strömung auf die mesoskalig modellierte Strömung erfolgt über das Druck-, Temperatur- und Feuchtefeld. Hierzu erfolgt jeweils eine Aufspaltung in den extern vorgegebenen Grundzustand (Index G , zeitlich konstant) und eine durch mesoskalige Prozesse verursachte Abweichung (mit * gekennzeichnet).

$$\begin{aligned}\Pi(x, y, z, t) &= \Pi_G(x, y, z) + \Pi^*(x, y, z, t) \\ \Theta(x, y, z, t) &= \Theta_G(x, y, z) + \Theta^*(x, y, z, t)\end{aligned}\quad (2.6)$$

Der Grundzustand wird als geostrophisch und hydrostatisch vorausgesetzt und durch folgendes Gleichungssystem beschrieben:

$$\begin{aligned}\frac{\partial \Pi_G}{\partial x} &= \frac{f v_G}{c_p \Theta_G} \\ \frac{\partial \Pi_G}{\partial y} &= -\frac{f u_G}{c_p \Theta_G} \\ \frac{\partial \Pi_G}{\partial z} &= -\frac{g}{c_p \Theta_G}\end{aligned}\quad (2.7)$$

Dabei ist $f = 2|\vec{\Omega}| \sin \varphi$ der Coriolisparameter mit der geographischen Breite φ , g die Erdbeschleunigung und u_G und v_G die horizontalen Komponenten des geostrophischen Windes in x - und y -Richtung.

Ein mesoskaliger Stördruck verursacht Abweichungen vom Grundzustand. Der Stördruck gliedert sich in einen dynamischen Anteil Π_d^* und einen thermischen Anteil Π_t^* ; letzterer wird durch Störungen im Temperatur- und Feuchtefeld verursacht. Die Berücksichtigung der Feuchte erfolgt über die virtuelle potentielle Temperatur Θ_v :

$$\Theta_v = \Theta \left(1 + \left(\frac{m_l}{m_w} - 1 \right) s \right), \quad (2.8)$$

mit den Molmassen für trockene Luft und Wasser m_l und m_w sowie der spezifischen Feuchte s .

Die physikalische Beschreibung der Strömung erfolgt über Bewegungsgleichungen. Bezogen auf ein mit der Erde rotierendes, gegenüber der Erdoberfläche festes kartesisches Koordinatensystem erhält man die Eulergleichungen. Die Bewegungs-

gleichungen für das Modell KAMM werden unter folgenden Annahmen aus den Eulergleichungen hergeleitet:

- Vernachlässigung von Erdkrümmung und Coriolisbeschleunigung in vertikaler Richtung,
- Einführung der Exnerfunktion und der potentiellen Temperatur,
- anelastische Approximation für flache Konvektion und
- Anwendung der Reynolds-Zerlegung und nachfolgende Mittelung.

$$\begin{aligned}
 \frac{du}{dt} &= -c_p \Theta_v \frac{\partial \Pi}{\partial x} + fv - \frac{\partial}{\partial x}(\overline{u'u'}) - \frac{\partial}{\partial y}(\overline{u'v'}) - \frac{\partial}{\partial z}(\overline{u'w'}) - c_p \Theta_v \frac{\partial \overline{\Pi'}}{\partial x} \\
 \frac{dv}{dt} &= -c_p \Theta_v \frac{\partial \Pi}{\partial y} - fu - \frac{\partial}{\partial x}(\overline{v'u'}) - \frac{\partial}{\partial y}(\overline{v'v'}) - \frac{\partial}{\partial z}(\overline{v'w'}) - c_p \Theta_v \frac{\partial \overline{\Pi'}}{\partial y} \\
 \frac{dw}{dt} &= -c_p \Theta_v \frac{\partial \Pi}{\partial z} - g - \frac{\partial}{\partial x}(\overline{w'u'}) - \frac{\partial}{\partial y}(\overline{w'v'}) - \frac{\partial}{\partial z}(\overline{w'w'}) - c_p \Theta_v \frac{\partial \overline{\Pi'}}{\partial w}
 \end{aligned} \quad (2.9)$$

u , v und w sind die Windvektorkomponenten in x -, y - und z -Richtung. Durch die Reynolds-Zerlegung und anschließende Mittelung resultieren sie als mittlere Variablen, die den mit dem Modell auflösbaren Grundzustand repräsentieren, und denen turbulente, subskalige Schwankungsgrößen u' , v' und w' überlagert sind. Letztgenannte sind mit einem senkrechten Strich versehen, während die mittleren Variablen nicht gesondert gekennzeichnet sind. Die Terme jeweils links des Gleichheitszeichens in Gleichung 2.9 beschreiben die Summe der lokalen zeitlichen Änderung und der advektiven Beschleunigung der entsprechenden Windkomponente in die drei Raumrichtungen. Auf der rechten Seite stehen die Beschleunigungsterme, die aus der Druckgradientkraft, der Corioliskraft, der Schwerkraft sowie der Divergenz des turbulenten Impulsflusses resultieren. Der jeweils letzte Term auf der rechten Seite beschreibt den Einfluss der Kompressibilität auf die Turbulenz. Da dieser Term im Vergleich zu den Divergenztermen klein ist, wird er vernachlässigt.

Mit dem Modell KAMM wurden die Windgeschwindigkeiten im Schwarzwald während des Sturmes „Lothar“ mit einer Auflösung von 1 km simuliert. Der entsprechende Modellaufbau (Initialisierung, Randbedingungen) wird in Kapitel 8.2 beschrieben. Die im Rahmen dieser Arbeit erfassten Sturmschäden werden mit diesen Simulationsergebnissen verglichen.

2.3 Ursachen für Sturmschäden in Wäldern und Einflussfaktoren

2.3.1 Einflussfaktoren auf die Stabilität von Bäumen

Eine Übersicht über bisherige Arbeiten und Ergebnisse zur Sturmfestigkeit von Bäumen gibt Hubrig (2004). Die Arbeit hat das Ziel, Windgeschwindigkeiten während Tornados und Downbursts anhand von Sturmschäden an Bäumen abzuschätzen. Da bei Winterstürmen ähnlich hohe Windgeschwindigkeiten auftreten können wie bei Tornados mittlerer Intensität, sind die Versagensmechanismen der Bäume vergleichbar. Folgende Faktoren beeinflussen die Stabilität¹ von Bäumen bezüglich Sturm:

- Bewuchsdichte und Lage der Bäume zueinander: Freistehende Bäume sind stabiler als geschützt wachsende, da sie an häufig wechselnde Belastungen angepasst sind. Ebenso weisen kleinere Gruppen und Waldränder grundsätzlich eine höhere Stabilität auf.
- Bestandscharakteristika: Bestandsart, -aufbau, -alter, Durchforstungszustand, Baumartenzusammensetzung, h/d-Verhältnis (h/d = Verhältnis der Höhe der Baumstämme zu ihrem Durchmesser). Auch Art und Zustand des Waldrandes (Traufkante) spielen eine Rolle (Mattheck et al., 2001, Agster und Ruck, 2003).
- Baumhöhe und Größe: Ausladende Kronen bieten große Windangriffsflächen. Hohe Bäume erfahren stärkere Windgeschwindigkeiten als niedrigere.
- Baumarten: Laubbäume sind sogar belaubt sturmfester als Nadelbäume. Im Winter, wenn die Laubbäume kahl sind, ist deren Vorteil noch deutlicher. Nach Aldinger et al. (1996) nimmt die Stabilität der häufigsten Baumarten von Fichte über Tanne, Kiefer bis Buche/Eiche zu.
- Vorschädigung der Bäume: Krankheit oder Insektenbefall beeinflussen die Stabilität. So genannte „Umziehversuche“ von Steyrer (2000) ergaben, dass gesunde Bäume um bis zu 65% stärkerem Zug standhalten konnten als z. B. durch Wurzelfäule vorgeschädigte.

¹Der Begriff „Stabilität“ beschreibt die Standfestigkeit der Bäume während Sturmbelastungen – Sie hängt von der Verankerung der Wurzeln und der Bruchfestigkeit von Ästen und Stämmen ab.

- Verankerung der Bäume: Je tiefer ein Baum wurzelt und je schwerer das Wurzelsystem im Verhältnis zu Baumhöhe und Kronenvolumen ist, desto fester ist er verankert.
- Wasserhaushalt des Bodens: Stärker wasserbeeinflusste Standorte bieten Bäumen grundsätzlich weniger Halt. Bäume wurzeln dort flacher und der Boden ist weicher. An feuchte Böden angepasste Baumarten bilden Brettwurzeln und erhöhen so ihre Standfestigkeit.
- Bodenarten: Auf allen skelettarmen² Böden mit überwiegend feinen Bodenarten (wie Schluff oder Ton) ist nach starken langanhaltenden Niederschlägen von einer Labilisierung auszugehen. Grobskelettreiche oder felsige, aber klüftige, tiefdurchwurzelbare Standorte bieten Wurzeln die besten Verankerungsmöglichkeiten und somit den Bäumen höchste Stabilität.

Umfangreiche Studien zu den Versagensarten der Bäume an sich führte Mattheck (z. B. Mattheck, 1997) durch. Dabei wird auch aufgezeigt, wie sich Bäume an äußere Umstände wie Hanglagen, Gestein im Boden oder dem Wind ausgesetzte Lagen anpassen.

Simulationen in Windkanälen ermöglichen Untersuchungen von der Strömungsbildung an einzelnen Bäumen oder Waldkanten (Ruck und Adams, 1991, Agster und Ruck, 2003), wobei die atmosphärische Grenzschicht in Hinsicht auf das Windprofil und die Turbulenz nachgebildet wird. Dabei zeigt sich, dass die turbulenten Schubspannungen im Kronenraum und damit die größte Windbelastung für die Bäume (Initialgebiete für Sturmschäden) von der Art und Durchlässigkeit der Waldkante abhängt. Wälder mit durchlässigen und flach geneigten Waldkanten sind demnach von weniger hohen Windlasten betroffen als Wälder mit dichten, steilen Waldkanten.

Die Arbeit von Hubrig (2004) enthält eine Tabelle mit typischen Sturmschäden an Bäumen und in Wäldern für bestimmte Windgeschwindigkeiten. Diese Zusammenhänge beziehen sich auf Sturmschäden nach Tornados, können aber auch zur Orientierung bei orkanartigen Winterstürmen wie „Lothar“ dienen. In Tabelle 2.1 sind Böenwindgeschwindigkeiten aufgeführt, die zu schweren Schäden im Wald führen.

Die meisten der genannten Parameter liegen für das Untersuchungsgebiet vor. Einige entziehen sich jedoch einer automatisierten, digitalen Verarbeitung. Bei den

²Der Begriff „Bodenskelett“ umfasst alle Mineralien und Gesteine mit einem Durchmesser $> 2 \text{ mm}$

Tabelle 2.1: Windgeschwindigkeiten in Böen und dadurch entstehende Sturmschäden an Bäumen und im Wald; Auszug aus Hubrig (2004)

Windgeschw. Waldschäden
in ms^{-1}

42 - 51	Zahlreiche Äste, auch starke und gesunde sowie unbelaubte brechen. Auch stabile und gesunde Bäume werden vermehrt geworfen oder bereits gebrochen. Erhebliche Schäden in stabilen Waldbeständen, wobei die stabilsten Individuen, aber auch zwischen- und unterständige, die nur wenig Windwiderstand bieten, überwiegend noch stehen bleiben.
51 - 61	Stabile Bäume/ Waldbestände werden fast immer/ vollständig geworfen oder gebrochen. Großkronige Bäume werden, wenn besonders stabil verwurzelt, meistens gebrochen. Sofern Bäume noch stehen bleiben, wird die überwiegende Anzahl der Äste (auch unbelaubte) abgerissen.
61 - 71	Auch stabilste Bäume oder Sträucher, wie Randbäume, winderprobte Hecken, Büsche und Feldgehölze werden stark geschädigt oder bereits zerstört; entweder durch entwurzeln (herausreißen), Stamm- oder Kronenbruch oder durch abreißen der überwiegenden Zahl der Äste, insbesondere fast allen Feinreisigs.
71 - 82	Kein heimisches Holzgewächs übersteht – falls der Stamm stehen bleibt – solch einen Sturm ohne schwerste Schäden. Stehenbleibende Bäume werden weitgehend entastet.

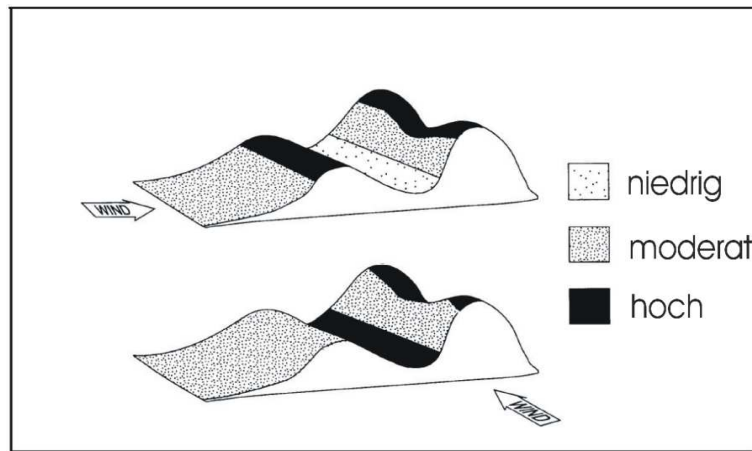


Abbildung 2.2: Der Einfluss der Topographie auf die Windgeschwindigkeit. Bei senkrechter Anströmung eines Rückens ist die Windgeschwindigkeit in der Talsohle recht niedrig. Sie erreicht maximale Werte auf den Bergrücken. Bei paralleler Anströmung eines Rückens treten die höchsten Windgeschwindigkeiten an der Talsohle und an den Gipfeln auf; Abb. nach Stathers et al. (1994)

Forstämtern sind Daten über die Art und Zusammensetzung der Bestände, das Alter der Bäume, und den Durchforstungsgrad vorhanden. Diese Daten liegen jedoch nicht in digitaler Form vor und umfassen zudem nur öffentliche Bestände bzw. Gemeindewälder. Informationen über Privatwälder sind im Allgemeinen nicht zugänglich. Die durch Begehungen gewonnenen Bestandsinformationen werden seit einigen Jahren vermehrt in geographische Informationssysteme eingegeben. Bisher decken diese aber noch nicht das gesamte Untersuchungsgebiet ab, so dass sie im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht genutzt werden. Einzig die Unterscheidung in Laub-, Nadel- oder Mischwald ist anhand der Landnutzungsdaten (Kap. 2.7.1) möglich. Informationen über Bodenarten und Wasserhaushalt der Böden wurden in Form so genannter „Standortsdaten“ für diese Arbeit zur Verfügung gestellt (Kap. 2.7.3). Sie liegen in digitaler Form vor und decken einen großen Teil des Untersuchungsgebietes ab.

2.3.2 Windwurfgefährdete Standorte

Rottmann (1986) fasst Literatur zum Thema Wind- und Sturmschäden im Wald und auch Arbeiten über die Bedeutung topographischer Gegebenheiten zusammen. Danach beeinflussen Geländeausformung, Hangneigung, Exposition, Hanglage und Höhenlage die Sturmgefährdung von Wäldern. Diese Faktoren können sich gegenseitig verstärken oder kompensieren. Dabei hat die Geländeausformung den stärksten

Einfluss, da sie durch Umleitung oder Kanalisierung des Windes eine Verstärkung oder Abschwächung der Windgeschwindigkeit und der Turbulenz bedingt. Zusammenfassend betont Rottmann (1986), dass Waldbestände in mittleren Höhen von Luvhängen oder auch am gesamten Luvhang bei konvexen Gefällsknicken besonders gefährdet sind, ebenso Bäume unmittelbar vor und hinter der Kammlinie und teilweise an dort anschließenden leeseitigen Hangverebnungen. Wälder auf steilen Bergrücken und Hochplateaus sind stärker gefährdet als auf Unterhängen, auf Standorten in tief eingeschnittenen Tälern oder hinter Riegeln auf Leehängen.

Stathers et al. (1994) beschreiben in einem Handbuch für Windwurf in Wäldern den Einfluss der Topographie auf die Strömung und die daraus resultierende Gefährdung der Wälder sehr anschaulich. Die Zusammenstellung basiert auf Beobachtungen, Erfahrungen und einigen grundsätzlichen physikalischen Gesetzmäßigkeiten, die den Windwurf steuern. Vereinfacht ist dies in Abbildung 2.2 dargestellt.

Nach Stathers et al. (1994) sind Waldbestände auf Standorten mit folgenden Geländeeigenschaften anfällig für Windwurf:

- Abgerundete Hügel: Standorte auf Flanken, besonders geneigten Terrassen, unteren und mittleren Lagen von Luvhängen und unteren leeseitigen Hängen sind anfällig für erhöhte Windgeschwindigkeit und Turbulenz. Generell ist die Leeseite eines abgerundeten Hügels erhöhten Windgeschwindigkeiten ausgesetzt, besonders wenn das Gelände hinter dem Hügel wieder ansteigt.
- Bergrücken: Bei paralleler Anströmung ist die Gefährdung an den unteren Hängen am höchsten. Bei schiefer Anströmung (Winkel von $20-50^\circ$), wird die Strömung am mittleren Hang turbulent und wechselt häufig die Richtung. Bei senkrechter Anströmung wird die Strömung zu den oberen Hängen hin stärker. Das Geschwindigkeitsmaximum wird am Gipfel erreicht. Direkt hinter dem Gipfel flaut die Geschwindigkeit ab. Es können Leewellen entstehen, deren bodennahe Rotoren starke Turbulenzen verursachen. Hinter steilen Leehängen scheinen geneigte Terrassen, Ebenen oder die Luvhänge des nächsten Hügels am stärksten gefährdet zu sein.
- Talsohlen: Fließt die Strömung entlang eines (ansteigenden) Tales, so konvergieren die Stromlinien, und folglich steigt die Strömungsgeschwindigkeit an. Schmale Täler verursachen höhere Geschwindigkeitsanstiege als weitläufigere, besonders wenn sie sich verjüngen und der Talboden dabei ansteigt. In Tälern, die in eine Ebene einschneiden, können auch sehr hohe Windgeschwindigkeiten auftreten, wenn sie parallel zur Strömungsrichtung orientiert sind.

- Absätze: Die oberen Luvhänge, Gipfel und Leehänge sind den höchsten Windgeschwindigkeiten und stärkster Turbulenz ausgesetzt.
- Sattellagen: Sie wirken wie enge Täler. Die Stromlinien konvergieren und die Strömung wird somit beschleunigt.

All diese topographischen Eigenschaften scheinen Strömungen über viele Größenbereiche hinweg zu beeinflussen. Talsohlen in hochgelegenen Pässen bewirken bevorzugt Windwurf. Leehänge steiler Rücken sind ebenfalls stärker gefährdet. Die Windwurfgefahr ist häufig höher auf mäßigen bis steilen Hängen als in Ebenen und Flachhängen, wobei es hierzu auch abweichende Beobachtungen gibt.

Ein quantitativer Ansatz zum Zusammenhang zwischen topographischen Gegebenheiten und Windschutz wird in Quine und White (1998) vorgestellt. Bei der verwendeten Methode (TOPEX - *TOpographic EXPosure*) werden anhand eines digitalen Höhenmodells von jedem Bildpunkt aus die Winkel zu den Punkten in einer festgelegten Distanz (z. B. 7 km) in allen acht Hauptrichtungen berechnet. Gibt es innerhalb der Distanz ein Maximum, so wird diese Höhe für die Berechnung der Winkel herangezogen. Die Summe der Winkel wird als Maß für den Windschutz für den entsprechenden Bildpunkt durch die umliegenden Berge verwendet. Niedrige Werte deuten auf exponiertes Gelände hin (= niedrige umgebende Berge), hohe Werte stehen für ein windgeschütztes Gebiet. Bei dieser Betrachtung werden allerdings Kanalisierungseffekte in Tälern, Geschwindigkeitserhöhungen durch Über- oder Umströmen von Bergen oder leeseitige starke Abwinde durch Ausbilden von Wellen aufgrund der Schichtung der Atmosphäre nicht berücksichtigt. Auch vorherrschende Windrichtungen werden nicht in die Beurteilung über den Grad der Geschütztheit eines Gebietes einbezogen.

Einen deutlichen Zusammenhang zwischen der Sturmgefährdung von Beständen und topographischen Eigenschaften wie Relief, Exposition und Höhe über NN belegt bereits Hütte (1964). Danach sind alle konvexen Geländeformen, besonders Oberhänge und Kämme von Bergrücken gefährdete Standorte bei hoher Windgeschwindigkeiten mit geringer Turbulenz. Darüber hinaus existieren Zonen, in denen Geschwindigkeit und Turbulenz gleichzeitig durch das Geländere relief erhöht werden. Beispiele solcher Gefahrenzonen bilden die Unterhänge von Flanken einer Kuppe oder Mittelhänge und Oberhänge von Tälern, auf die der Luftstrom auftrifft, nachdem er das Tal überquert hat.

In seiner Dissertation entwickelt König (1995) ein Erklärungs- und ein Prognosemodell für die Sturmgefährdung von Wäldern. Bei der Untersuchung werden Alter

(und damit Höhe) der Bäume, Zustand des Waldes (letzte Ernte, Vorschädigung) und Standortdaten (siehe Kap. 2.7.3) berücksichtigt. Dem Erklärungsmodell liegen Sturmschäden in den Beständen eines ca. 600 km^2 großen Gebietes zu Grunde. Ein flächendeckendes Windfeld wird mit dem numerischen Simulationsmodell FITNAH (*Flow over Irregular Terrain with Natural and Anthropogenic Heat sources*) (Gross, 1991, Gross et al., 1992) berechnet. In die Berechnung des Windes gehen die Bodenrauigkeit und die Topographie mit ein. Da die Topographie somit implizit in der Windgeschwindigkeit enthalten ist, wird sie nicht separat in der Untersuchung aufgeführt. Für einzelne Forstbezirke von etwa 50 km^2 Größe, für die sämtliche Parameter über Waldart, -zusammensetzung, -alter und -zustand sowie der Standort genau bekannt sind werden so, unter Einbeziehung der vorausgegangenen Witterung und der simulierten Windgeschwindigkeit, entstandene Sturmschäden gut erklärt.

2.3.3 Windwurfverursachende Windgeschwindigkeiten

Auslöser für Sturmschäden in Wäldern sind natürlich primär hohe Windgeschwindigkeiten. Neben der hohen Windgeschwindigkeit an sich und den daraus resultierenden Druck- bzw. Sogkräften bestimmen die Böigkeit und die Dauer des Windes Sturmschäden in Wäldern. Wie Hubrig (2004) zusammenfasst, verliert insbesondere der Faktor Dauer mit zunehmender Windgeschwindigkeit an Einfluss. Bei starken Stürmen dominiert der Betrag der Windgeschwindigkeit das Schadensausmaß. Einwirkdauer und Anströmrichtung sind dabei von untergeordneter Bedeutung. Bei schwächeren Stürmen sind für Bäume auf labilen Nassstandorten Dauer und Stärke der Böen entscheidend. Trockene Standorte, die Bäumen eine feste Verankerung bieten, sind besonders durch einzelne starke Böen gefährdet, die Dauer des Sturmes spielt dort eine geringere Rolle.

Als Erfahrungswert für das Brechen von Bäumen findet man bei Hubrig (2004) z.B. notwendige Windgeschwindigkeiten von etwa 56 m/s (202 km/h). An anderer Stelle fassen Stathers et al. (1994) zusammen, dass nur wenige Bäume stark genug sind, um einer mittleren Windgeschwindigkeit von $\geq 30 \text{ m/s}$ länger als 10 Minuten standzuhalten. Die Autoren erwähnen, dass erheblicher Windwurf teilweise schon bei mittleren Windgeschwindigkeiten von $15\text{--}17 \text{ m/s}$ auftritt. Sie beziehen sich dabei ausschließlich auf Wälder in British Columbia, Californien.

Bei der Auswertung von gemessenen Windgeschwindigkeiten im Zusammenhang mit Sturmschäden in Wäldern muss berücksichtigt werden, dass an meteorologischen Stationen Windgeschwindigkeiten üblicherweise in 10 m Höhe gemessen werden. Die

aerodynamisch wirksame Krone liegt jedoch in 20 bis 30 m Höhe oder darüber. Aus Analogieschlüssen für Spitzenböen von 170 km/h in 10 m Höhe werden Werte bis zu 204 km/h im Kronendach von 25 bis 35 m hohen Bäumen abgeleitet (Hubrig, 2004).

2.4 Windböen

Neben hohen mittleren Windgeschwindigkeiten führen einzelne starke Windböen zu Sturmschäden in Wäldern (Kap. 2.3.3). Böen werden z. B. bei Hau (1996) als erhebliche Abweichung von der mittleren Windgeschwindigkeit mit einer Dauer von wenigen bis einigen zehn Sekunden beschrieben. Ausgelöst werden Böen durch die Bodenrauigkeit, den turbulenten Luftaustausch und die Turbulenz der Luftströmung an sich. Wie Hubrig (2004) zusammenfasst, führt Turbulenz, ausgelöst durch Topographie oder Bodenrauigkeit, zu windwurfverursachenden Böen die häufig eine Ausdehnung von 10–250 m haben. In lang andauernden Stürmen kommen Böen wiederholt vor. Dabei werden Spitzengeschwindigkeiten erreicht, die bis zu 50% höher sind als die mittlerer Windgeschwindigkeit.

Eine Möglichkeit (z. B. Schroers et al., 1990), die Stärke von Böen v_{max} aus der mittleren Windgeschwindigkeit \bar{v} abzuschätzen, besteht durch Multiplikation mit einem so genannten Böenfaktor G , d. h. $v_{max} = G \cdot \bar{v}$. Für den Böenfaktor werden in der Literatur verschiedene Näherungen angegeben (Schroers et al., 1990, Wieringa, 1973), die von der Bodenrauigkeit und der Dauer der Böen abhängig sind. Mit nachlassendem Einfluss der Bodenrauigkeit mit der Höhe nimmt auch der Böenfaktor ab. Über Land werden dabei in Bodennähe (10 m) Böenfaktoren zwischen 1,3 und 3,2 bei steigender Rauigkeit z_0 von 0,01 bis 4,0 m angegeben (Drimmel, 1974). Diese sind bei Windgeschwindigkeiten $> 6 m/s$, also auch bei Starkwind, unabhängig von der mittleren Windgeschwindigkeit (Böllmann und Jurksch, 1984).

Nach Brasseur (2001) ist der Zusammenhang zwischen dem mittleren Wind und den Böen nicht linear. Je stärker die Böen sind, desto komplizierter ist der Zusammenhang. Ein einfacher Zusammenhang zwischen der Intensität der Böen in Bodennähe und der Stärke der Vertiefung eines Sturmtiefs existiert nicht (McCallum und Norris, 1990). Der Ansatz von Brasseur (2001) basiert auf der Annahme, dass Windböen mit hoher Windgeschwindigkeit ihren Ursprung in höheren Schichten der Grenzschicht haben und zum Erdboden transportiert werden. Der Auslöser dafür ist der vertikale Austausch durch Turbulenzelemente. Betrachtet man die Balance zwischen der turbulenten kinetischen Energie und den Auftriebskräften, zeigt sich:

Ein Luftpaket mit hohem Horizontalimpuls kann nur dann in Bodennähe gelangen, wenn die vertikale Komponente der turbulenten kinetischen Energie so groß ist, dass es die Auftriebskräfte überwindet. Die Stabilität der Atmosphäre spielt dabei eine große Rolle. Je geringer die Stabilität desto eher kann ein Luftpaket nach unten transportiert werden. Dieses Verhalten wurde durch Beobachtungen mit Radarwindmessungen bestätigt (Blackall et al., 1990, Bond et al., 1981). Die Geschwindigkeit der Böen am Boden ist daher abhängig vom großräumigen Wind, der Turbulenz und der Grenzschichtstabilität. Der variable Wind wird deshalb durch den horizontalen Impuls, bedingt auch den horizontalen Druckgradienten in Bodennähe, und den horizontalen Impuls, der aus größeren Höhen nach unten transportiert wird, bei vertikaler Windscherung geprägt.

2.5 Methoden zur Aufnahme von Sturmschäden im Wald

Sturmschäden in Wäldern werden üblicherweise von Forstämtern bei Begehungen erfasst. Dieses Verfahren ist sehr genau, da u. a. zusätzliche Informationen über die Art des Schadens, z. B. Bruch oder Entwurzelung, aufgenommen werden. Die Datenerfassung beschränkt sich jedoch auf öffentliche Wälder. Privatwälder bleiben unberücksichtigt. Zudem ist dieses Verfahren sehr zeit- und damit kostenaufwändig, so dass bis zum Zeitpunkt der Untersuchung für die vorliegende Arbeit erst ein Teil der gesamten durch „Lothar“ verursachten Sturmschäden aufgenommen und digitalisiert war.

Alternativen bieten Fernerkundungsverfahren mit flächendeckenden Informationen in digitaler Form, z. B. mit optischen Satellitensensoren. Kahabka et al. (2002) untersuchten die Möglichkeiten, Satellitendaten für die Erfassung von Sturmschäden zu verwenden. Sie griffen dabei auf Kombinationen der Daten von Landsat (Auflösung von 15 bis 30 *m* am Boden), Spot (10 bis 20 *m*), IRS-1C (5 *m*) und IKONOS (1 bis 4 *m*) zurück. Man benötigt dabei wolkenfreie Bilder. In diesem Fall ermöglichen Bildverarbeitungsprogramme, Sturmschadensflächen ab einer Größe von 0.5 bis 1 *ha* in den Satellitendaten zu detektieren. Eine weitere Möglichkeit, Sturmschäden aus Satellitenbildern zu gewinnen, bieten so genannte multitemporale Methoden. Diese basieren auf dem Vergleich von Bildern, die vor und nach dem Sturmereignis aufgenommen wurden.

Ramminger et al. (2002) prüfen im Projekt STURMMON die Verwendung von

Daten satelliten- und flugzeuggetragener Radargeräte zur Identifizierung von Sturmschadensflächen. Diese bieten eine Auflösung von bis zu 2 m am Boden. Mit den entwickelten Methoden werden jedoch nur Flächen ab einer Größe von 2 ha zuverlässig erkannt.

Eine weitere Möglichkeit zur Erfassung von Sturmschäden stellen flugzeuggetragene Kamerasysteme mit einer Auflösung am Boden im Meterbereich dar. Sie erlauben Messungen bereits kurz nach einem Sturmereignis. Dies ermöglicht Befliegungen z. B. an Tagen ohne tiefe Wolkenbedeckung, denn hohe Bewölkung kann unterflogen werden, die auch kurzfristig stattfinden können. Hochauflösende Satelliten überfliegen jeden Ort nur selten (z. B. IKONOS alle 35 Tage). Sind diese Tage bewölkt, kann ein vorteilhafter Zeitpunkt zur Aufnahme von Sturmschäden ungenutzt verstreichen.

Die Erfassung der Sturmschäden für die vorliegende Arbeit basiert auf Messungen der Vegetation mit einem flugzeuggetragenen digitalen Kamerasystem. Dieses wird im Kapitel 2.5.2 vorgestellt.

2.5.1 Normierter Differenz-Vegetationsindex

Der Normierte Differenz-Vegetationsindex (NDVI) ist ein berechnetes Maß, dass sich besonders gut dazu eignet, Vegetation in Fernerkundungsbildern zu erkennen. Er wird aus der Differenz der Intensitäten der reflektierten Strahlung von der Erdoberfläche im roten Wellenlängenbereich (I_{red}) und im Bereich des nahen Infrarot (I_{NIR}) berechnet, da gesunde, aktive Vegetation im Spektralbereich des Rots wenig und in dem des nahen Infrarots stark reflektiert (z. B. Hildebrandt, 1996, Filella und Peñuelas, 1994, Bochert et al., 2000).

$$NDVI = \frac{I_{NIR} - I_{red}}{I_{NIR} + I_{red}} \quad (2.10)$$

Der theoretisch mögliche Wertebereich des NDVI schwankt zwischen -1 und $+1$. In der Realität werden jedoch nur positive Werte gemessen. Hohe Vegetationsindizes ergeben sich bei einem großen Anteil intakter Vegetation für den aufgenommenen Bildpunkt. Abbildung 2.3 zeigt die Intensitäten der reflektierten Strahlung von Vegetation, Sand und gemischtem Gebiet in Abhängigkeit von der Wellenlänge. Charakteristisch für photosynthetisch aktive Vegetation ist der steile Anstieg der Intensitätskurve im Wellenlängenbereich um 700 nm (genannt: *red edge*). Dieser Anstieg verschiebt sich hin zu größeren Wellenlängen, wenn der Chlorophyllgehalt

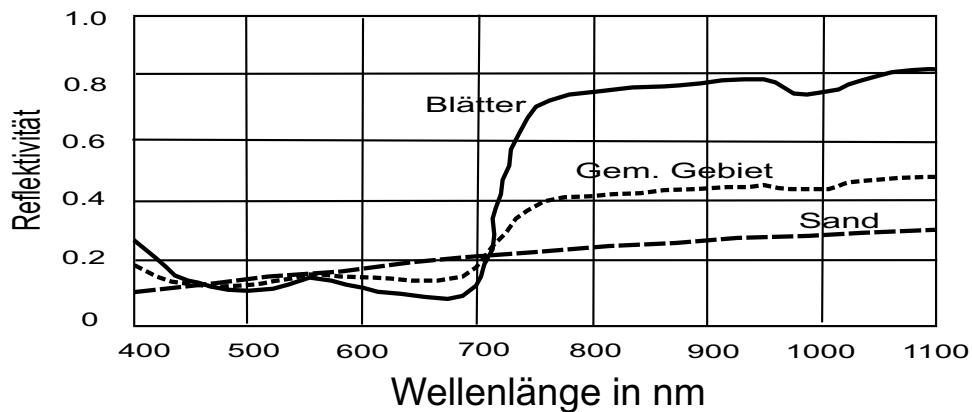


Abbildung 2.3: Reflektivität von verschiedenen Oberflächen (Sand, Blätter, gemischtes Gebiet) abhängig von der Wellenlänge

des Bewuchses ansteigt. Die Subtraktion zweier Farbkanäle zur Berechnung des NDVI eliminiert auch den Schattenwurf von Wolken oder hohen Bäumen.

Abbildung 2.4 zeigt beispielhaft die flächenhafte Darstellung des NDVI einer überflogenen Region. Die NDVI-Werte werden linear einer Farbtabelle mit Farbwerten von 0 bis 255 zugeordnet. Dabei entspricht der Farbwert 0 einem NDVI von 0 und der Farbwert 255 einem NDVI von 1. Die Farben wurden so gewählt, dass intakte Vegetation grün erscheint und abgestorbene Vegetation, Erdboden oder bebauete Flächen in gelben bis braunen Farbtönen. Mit dem bloßen Auge ist es leicht möglich, landwirtschaftlich genutzte Gebiete, Siedlungen, Sturmschadenflächen und Wolken voneinander zu unterscheiden. Für die Auswertung großer Datenmengen sind jedoch automatisierte Verfahren zur Detektion von Sturmschadenflächen notwendig (Kap. 4).

2.5.2 Color Line Scanner

Der Farb-Zeilenscanner (*Color Line Scanner* – CLS) ist eine hochauflösende Kamera, die am Alfred Wegener Institut für Polar- und Meeresforschung in Bremerhaven entwickelt wurde (Bochert et al., 2000). Mit dieser Kamera ist es möglich, den so genannten NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*) zu bestimmen, der sich besonders für eine Kartierung der Vegetation über große Flächen eignet (Kap. 2.5.1).

Das Messprinzip basiert auf CCD-Sensorelementen (*Charged Coupled Device*) die auch für Farbphotokopierer und Scanner verwendet werden. Die im CLS verwendeten Sensoren bestehen jeweils aus drei CCD-Sensorelementen. Damit kann die Intensität der vom Erdboden reflektierten Strahlung in drei verschiedenen Farb-

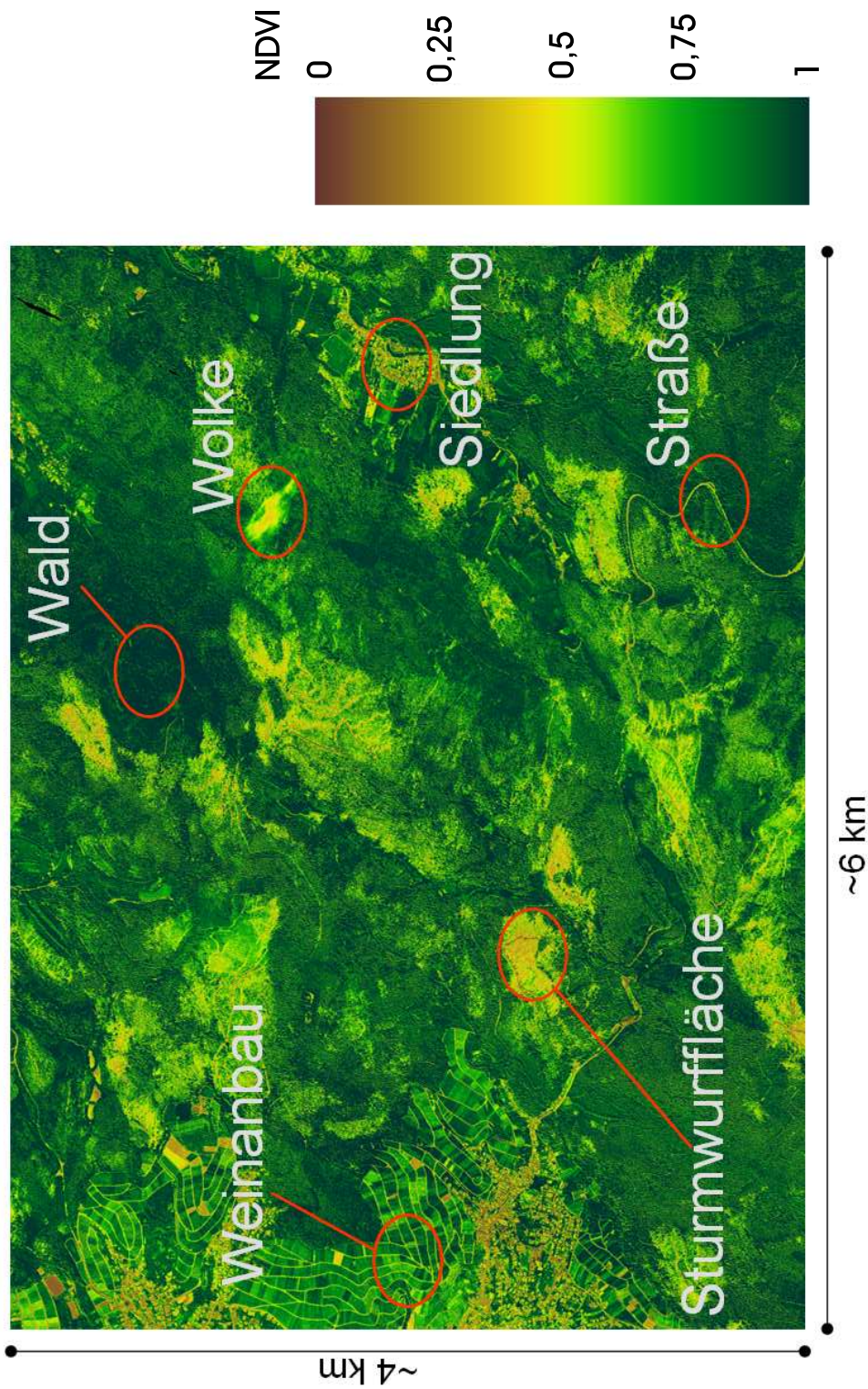


Abbildung 2.4: Darstellung des NDVI in Falschfarben. Grüne Flächen sind mit intakter Vegetation bedeckt, Flächen mit abgestorbener Vegetation oder bebaute Gebiete erscheinen in gelben bis braunen Farben.

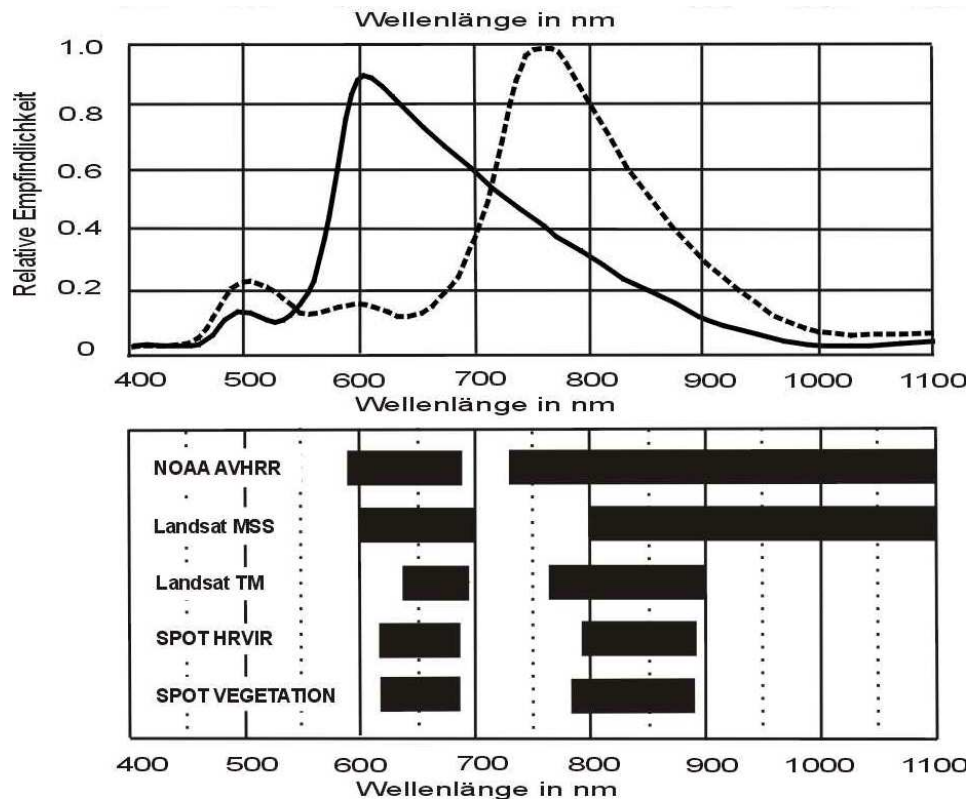


Abbildung 2.5: Vergleich der relativen Empfindlichkeit des CLS (oben) mit Satelliten-Sensoren (unten) jeweils für den Bereich des Rot und des Nahen Infrarot; nach Kramer (1996)

kanälen aufgenommen werden. Diese sind: 500 nm bis 570 nm (grün), 580 nm bis 680 nm (rot) und 720 nm bis 830 nm (nahes Infrarot).

Die meisten etablierten NDVI-Sensoren, die z. B. auf Satelliten verwendet werden, nutzen im Vergleich zum CLS Filter mit schärferen Kanten sowohl in den langen als auch in den kurzen Wellenlängenbereichen. Abbildung 2.5 zeigt die relative Empfindlichkeit des CLS und einiger satellitengetragenen NDVI-Sensoren (Kramer, 1996). Im Vergleich zum Sensor der *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), dem AVHRR (*Advanced Very-High Resolution Radiometer*) fehlt nur der Bereich längerer Wellenlängen im Band des Nahen Infrarot beim CLS. Die anderen Sensoren haben geringfügig andere Empfindlichkeitsbereiche. Die Träger-satelliten dieser Sensoren sind Landsat (MSS – *Multi Spectral Scanner* and TM – *Thematic Mapper*) und SPOT (HRVIR *High Resolution Visible and Infrared Sensor* und VEGETATION).

Da im gesamten Spektralbereich von 400 nm bis 1100 nm nur unbedeutende Wasserabsorptionsbanden sind, kann der Effekt der verhältnismäßig schmalen An-

stiege der Empfindlichkeit des CLS für Wellenlängen kürzer als 580 *nm* und länger als 830 *nm* auf den NDVI als klein angenommen werden (Justice et al., 1991). Bedeutender ist der überlappende Bereich der Banden um 700 *nm*, da ein Anstieg der Strahlung im Band des Nahen Infrarot auch zu einem Anstieg im roten Band beiträgt. Durch die Überlappung der beiden Banden wird die Verschiebung des *red edge* (siehe Kap. 2.5.1) besser detektiert. Daher reagiert der CLS empfindlicher auf unterschiedliche Chlorophyll-Gehalte der Vegetation als andere Sensoren. Die Verringerung des Kontrastes zwischen beiden Banden, auf welchem die Unterscheidung von Erdboden und Vegetation basiert, führt zu einer Differenz des absolut gemessenen NDVI zwischen dem CLS und üblichen NDVI-Sensoren wie dem NOAA AVHRR. Dieser Unterschied wird durch Multiplikation des mit dem CLS gemessenen NDVIs mit einem Skalierungsfaktor ausgeglichen.

Die Montage des CLS erfolgte im Inneren des Flugzeuges Dornier DO128³ über einer Bodenöffnung. Die Datenaufnahme geschieht beim Überfliegen des Geländes in Zeilen quer zur Flugrichtung. Eine Zeile besteht aus 2048 Bildpunkten. Der Öffnungswinkel des Sensors ist 90° weit. Die Abtastrate des CLS beträgt 50 Zeilen pro Sekunde, daher ist die Größe der Bildpunkte in Flugrichtung durch die Fluggeschwindigkeit über Grund begrenzt. Bei einer typischen Geschwindigkeit von 50 $m s^{-1}$ beträgt die Auflösung am Boden 1 *m*. Die Größe des Bildpunktes quer zur Flugrichtung wird durch die Flughöhe bestimmt. Je nach Flughöhe ist eine Auflösung bis zu 0,4 *m* möglich.

2.6 Handhabung von Geodaten

Um die gewonnenen NDVI-Werte weiter zu verarbeiten und mit anderen Daten zu verknüpfen ist es notwendig, die genaue geographische Lage der Daten zu kennen, d. h. sie werden „georeferenziert“ (siehe Kap. 3). In der Geoinformatik werden georeferenzierte Daten mit geometrischen oder so genannten thematischen Eigenschaften als Geodaten bezeichnet, für deren Verarbeitung Geoinformationssysteme (GIS – auch Geographische Informationssysteme genannt) eingesetzt werden. Ein solches GIS wird auch im Rahmen der vorliegenden Arbeit verwendet. Bei der Handhabung von Geodaten spielen Koordinatensysteme eine wichtige Rolle. Die Daten für die vorliegende Arbeit lagen zunächst in unterschiedlichen Koordinatensystemen vor und wurden mit einem GIS umprojiziert. Grundlagen über die Koordinatensysteme

³Die Überfliegung wurde im Auftrag des Forschungszentrums Karlsruhe (FZK) vom Institut für Flugführung (IFF) Braunschweig durchgeführt.

werden im Anhang A.1 näher ausgeführt, die Grundzüge eines GIS (de Lange, 2002) in Abschnitt 2.6.1.

2.6.1 Geographische Informationssysteme

Geoinformationssysteme sind raumbezogene Informationssysteme, die im Gegensatz zu den übrigen Informationssystemen (z.B. zur Verwaltung von Daten in Banken oder Reisebüros) Geoobjekte der realen Welt abbilden. Die Verarbeitung dieser raumbezogenen Informationen erfordert spezielle Werkzeuge bzw. Funktionen. Mit einem GIS können raumbezogene Daten digital erfasst, gespeichert, verwaltet, aktualisiert, analysiert und modelliert werden. Zudem können sie alphanumerisch und graphisch präsentiert werden. Die graphische Darstellung ermöglicht die Überlagerung verschiedener thematischer Ebenen sowie die gemeinsame Darstellung von Vektor- oder Rasterdaten sowie Luftbildern. Die graphische Ausgabe ist prinzipiell kartenorientiert.

2.6.2 Georeferenzierung

Bei Datenerfassungen wie im Falle des CLS werden zunächst die Koordinaten der Bildpunkte relativ zum Messsystem im Flugzeug aufgezeichnet. Um verschiedene Datensätze miteinander vergleichen zu können, müssen alle im selben Koordinatensystem vorliegen. Dies erfordert die Umrechnung der relativen in absolute Koordinaten. Die Transformation der Ausgangsdaten in ein Standardkoordinatensystem heißt *Georeferenzierung* oder *Geokodierung*. Da im Rahmen dieser Arbeit die Daten in verschiedenen Koordinatensystemen vorliegen, müssen sie in ein gemeinsames Koordinatensystem umgerechnet, sprich „umprojiziert“ werden.

2.6.3 Kombination von Raster- und Vektordaten

Prinzipiell bestehen zwei Möglichkeiten, georeferenzierte Daten zu speichern – als Vektor- oder Rasterdaten. Daten im Vektorformat enthalten jeweils die Anfangs- und Endkoordinate einer Strecke und deren Distanz. Umschließen Vektoren eine Fläche, werden sie als Polygone zusammengefasst. Jeder Vektor enthält verschiedene Eigenschaften (Attribute). Dies ermöglicht beispielsweise die exakte und auflösungsunabhängige Erfassung von Waldbeständen und dabei die Unterscheidung zwischen verschiedenen Merkmalen wie Baumarten, deren Alter usw.

Für die Darstellung von Bilddaten, wie Satelliten- oder Scanneraufnahmen, bietet sich das Rasterformat an. Anhand der Auflösung (Größe der Bildpunkte) und der Position der Bildpunkte im Gesamtbild sind dessen Koordinaten ermittelbar. Weitere geometrische, beschreibende oder topologische Informationen werden durch die Grau- oder Farbwerte codiert.

In der vorliegenden Arbeit werden Daten beider Typen verarbeitet und verknüpft. Hauptsächlich kam dabei das Geoinformationssystem der Firma „PCI Geomatics“ zum Einsatz. Zusätzlich wurde, besonders für Darstellungszwecke, „ArcGIS“ der Firma „ESRI“ verwendet.

2.7 Digitales Geländemodell, Landnutzung, Bodenparameter

Um aus den gewonnenen CLS-Daten Sturmschadensflächen automatisch zu klassifizieren, werden zusätzlich Landnutzungsdaten verwendet (Kap. 2.7.1). Die Daten eines digitalen Geländemodells (DGM) sind notwendig, um die CLS-Daten korrekt zu projizieren (siehe Kap. 3). Zudem dient es der Analyse topographischer Gegebenheiten der Sturmschäden. Kap. 2.7.2 gibt einen Überblick über das verwendete Geländemodell und die daraus abgeleiteten Größen. Wie in Kap. 2.3.1 erwähnt, beeinflussen Bodenart und Wasserhaushalt die Sturmfestigkeit der Bäume erheblich. Diese Eigenschaften werden in Form von so genannten „Standortsdaten“ in die Untersuchung einbezogen und in Kap. 2.7.3 vorgestellt.

2.7.1 Landnutzungsdaten

Landnutzungsdaten liegen in horizontaler Auflösung von 30 *m* in UTM-Koordinaten vor (siehe Anhang A.1). Sie basieren auf Satellitendaten aus den Jahren 1984 bis 1992. Der größte Teil des Gebietes wurde zwischen 1984 und 1986 aufgenommen. Die Landnutzung ist in insgesamt 13 Klassen unterteilt. Drei Klassen davon beinhalten Waldflächen. Es werden Laub-, Nadel- und Mischwald unterschieden.

2.7.2 Digitales Geländemodell, Topographische Parameter

Das verwendete digitale Geländemodell stammt aus Überfliegungen des Landesvermessungsamtes Baden-Württemberg. Es hat eine horizontale Auflösung von 50 *m*, und die Daten liegen ebenfalls in dem rechtwinkligen Koordinatensystem UTM vor.

Vertikal beträgt die Auflösung 1 m. Aus dem Geländemodell lässt sich direkt die Höhe über NN (Normalnull) ablesen.

Geoinformationssysteme ermöglichen standardmäßig die Ableitung von Hangneigung und -ausrichtung für jeden Rasterpunkt. Dies wird in den folgenden beiden Abschnitten beschrieben. Der dritte Abschnitt stellt ein Verfahren vor, um aus digitalen Geländedaten die Krümmung des Geländes zu berechnen.

Hangneigung

Um die Neigung für einen Rasterpunkt eines Höhenmodells zu bestimmen, werden die unmittelbaren Nachbarpunkte verwendet. Zunächst werden die Vektoren zwischen den vier Nachbarpunkten in x - und in y -Richtung des Bildpunktes berechnet. Die Höhe z ist der Wert des entsprechenden Rasterpunktes, so dass sich zwei Vektoren im dreidimensionalen Raum ergeben:

$$\begin{aligned}\vec{a} &= (2\Delta x, 0, z_{x-1,y} - z_{x+1,y}) \\ \vec{b} &= (0, 2\Delta y, z_{x,y-1} - z_{x,y+1}).\end{aligned}\quad (2.11)$$

Zwischen den beiden Vektoren wird eine Ebene aufgespannt und deren Normalenvektor ($\vec{n} = \vec{a} \times \vec{b}$) berechnet. Der Neigungswinkel φ der Ebene entspricht dem Winkel zwischen dem Normalenvektor und einem orthogonal zur x - y -Ebene stehenden Vektor $\vec{k} = (0, 0, 1)$:

$$\cos \varphi = \frac{\vec{n} \cdot \vec{k}}{|\vec{n}| \cdot |\vec{k}|}\quad (2.12)$$

Eine Funktion zur Berechnung von Neigungswinkeln ist entsprechend der oben stehenden Ausführung in dem verwendeten GIS implementiert. Für die Auswertung werden Neigungsklassen über jeweils 5° gebildet.

Hangausrichtung

Um die Exposition des Geländes zu berechnen, wird wie bei der Bestimmung der Hangneigung der Normalenvektor \vec{n} bestimmt. Die Projektion des Normalenvektors auf eine horizontale Ebene ergibt den horizontalen Vektor \vec{d} :

$$\vec{d} = \vec{n} - \vec{n}_k = \begin{pmatrix} n_1 \\ n_2 \\ n_3 \end{pmatrix} - \begin{pmatrix} 0 \\ 0 \\ n_3 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} n_1 \\ n_2 \\ 0 \end{pmatrix}\quad (2.13)$$

Die positive y -Richtung zeigt nach Norden. Der Winkel α zwischen dem Einheitsvektor in y -Richtung \vec{e}_y und dem projizierten Vektor \vec{d} entspricht der so genannten Exposition der aufgespannten Ebene und damit des Stützpunktes. Die Berechnung erfolgt analog zu Gleichung 2.12:

$$\cos \alpha = \frac{\vec{e}_y \cdot \vec{d}}{|\vec{e}_y| \cdot |\vec{d}|} \quad (2.14)$$

Das verwendete Geoinformationssystem bietet eine Funktion zur Berechnung der Geländeexposition entsprechend den obigen Ausführungen. Nach der Berechnung werden die Ausrichtungswinkel für die weitere Verarbeitung der Daten in acht Klassen zu je 45° zusammen gefasst (Nord, Nord-Ost, Ost, usw.).

Geländekrümmung

Für die Bestimmung der Krümmung des Geländes bietet das verwendete GIS keine implementierte Funktion an. Die hier verwendete Methode basiert auf einem Verfahren von Zevenbergen und Thorne (1987). Dabei wird ein Polynom 2. Ordnung an jeden Punkt eines Höhenmodells angepasst. Das Polynom hat acht Koeffizienten ($a - h$), was den acht unmittelbaren Nachbarn eines Bildpunktes in einem Raster entspricht:

$$z = ax^2y^2 + bx^2y + cxy^2 + dx^2 + ey^2 + fxy + gx + hy + i \quad (2.15)$$

Dabei ist i die Höhe des Punktes (über NN) an der betrachteten Stützstelle.

Anhand der zweiten Ableitung des Polynoms erhält man die Krümmung entlang des Gradienten des Geländes und senkrecht dazu. Durch Kombination dieser beiden Werte wird für jeden Rasterpunkt eine Zuordnung der Krümmung zu einer der vier folgenden Klassen vorgenommen (Abb. 2.6 und 2.7):

- konkaves Gelände (Senke, Tal) – die Krümmung in Richtung des Gradienten und senkrecht dazu ist negativ,
- konvexes Gelände (Kuppe, Bergrücken) – die Krümmung in Richtung des Gradienten und senkrecht dazu ist positiv,
- Sattelage (unterschiedlich gekrümmt in Richtung des Gradienten und senkrecht dazu), sowie
- Gelände ohne markante Krümmung.

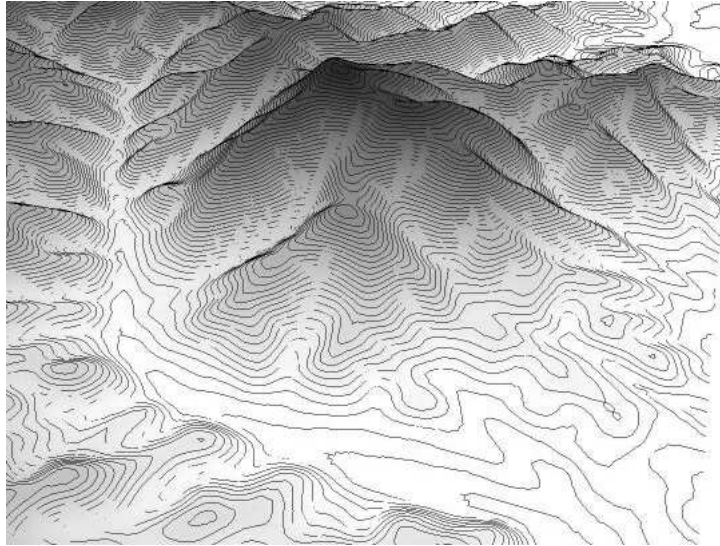


Abbildung 2.6: Ausschnitt des Höhenmodells mit Höhenlinien.

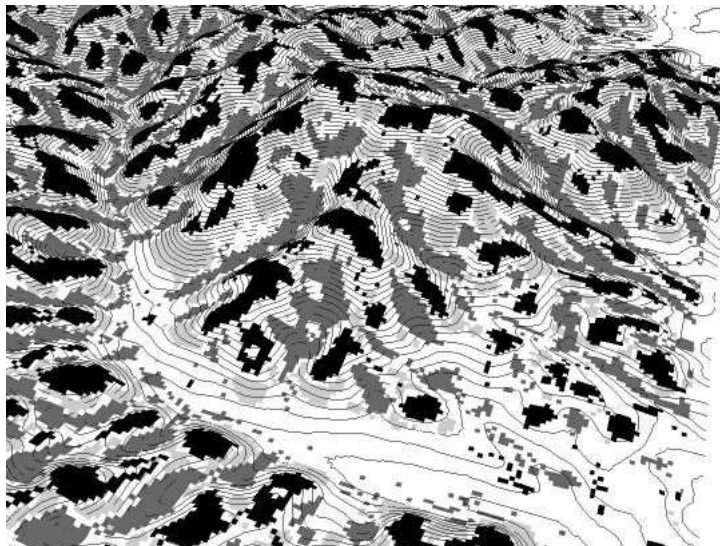


Abbildung 2.7: Wie in Abb. 2.6; zusätzlich wurde die Krümmung eingezeichnet. Schwarz: konvex, mittelgrau: konkav, hellgrau: Sattellagen, weiße Flächen weisen keine markante Krümmung auf.

Das oben beschriebene Modell liefert für das DGM mit 50 m Auflösung keine befriedigenden Ergebnisse, wenn es sich auf die unmittelbaren Nachbarn stützt. Die errechneten Krümmungen wechseln zu stark von Bildpunkt zu Bildpunkt. Regionen wie Bergkuppen oder Senken können nicht erkannt werden. Nach Glättung des Höhenmodells durch Mittelwertbildung unter einer 5 x 5-Maske und anschließender Ausdehnung der Berechnung auf Werte aus zwei und drei Gitterabständen sind die Ergebnisse zufriedenstellend. Gekrümmte Gebiete unterscheiden sich deutlich voneinander und von nicht gekrümmten Regionen.

Die Entscheidung darüber, ob ein Punkt einer der gekrümmten Klassen oder der Klasse „ohne markante Krümmung“ angehört, erfolgt anhand des errechneten Wertes für den Stützpunkt. Übersteigt der Betrag des Wertes $5 \cdot 10^{-5} m^{-1}$, wird die Geländestelle als gekrümmt klassifiziert. Bei einem Betrag kleiner als $5 \cdot 10^{-5} m^{-1}$ wird sie der Klasse ohne markante Krümmung zugeordnet. Die genaue Berechnung der Krümmung ist in Anhang A.2 angegeben.

2.7.3 Standortdaten

Standortsdaten beinhalten unter anderem Informationen über Wasserhaushaltsgrößen der Böden und die Bodenarten und sind flächendeckend für einen Großteil des Untersuchungsgebietes, Gemeindewälder und öffentliche Wälder in digitaler Form vorhanden. Die Forstliche Versuchs- und Forschungsanstalt Baden-Württemberg (FVA) stellte die Daten für diese Arbeit zur Verfügung. Die Standortdaten sind in Bodenartengruppen und in Wasserhaushaltsklassen eingeteilt. Die Bodenartengruppen gliedern sich wie folgt⁴:

- sandig-grusig einschichtig: Einschichtböden aus schwach bindigen (anlehmi-gen) und lehmigen Sanden, Feinsanden und grobvermischem Material: grusig, kiesig oder Schotter vermischt mit anderen Bodenarten (z.B. Lehm);
- felsig-blockig: Böden aus Steinschutt und Material gröber als Stein: Blockhänge, Blocklagen und Felshänge;
- vielfältig-tonig: Tonige Böden, Böden aus vielfältige Tonen oder Mischtypen 50/50. Die Klasse beinhaltet auch nicht zuzuordnende Kolluvialböden (z.B. in Rinnen);
- lehmig: Lehmige Böden, auch schluffig-lehmige und tonig-lehmige;

⁴Die verwendeten Begriffe werden in Anhang A.3.1 erläutert

- organisch: Moorböden, organische Auflage (Torfe) $> 20\text{ cm}$;
- sandig-grusig zweischichtig: Zweischichtböden aus schwach bindigen (anlehmigen) und lehmigen Sanden, Feinsanden und grobvermischem Material: grusig, kiesig oder Schotter vermischt mit anderen Bodenarten (z.B. Lehm).

Der Wasserhaushalt gliedert sich folgendermaßen in Klassen⁵:

- mäßig trocken (bis trocken);
- (mäßig) frisch bis grundfrisch;
- quellig bis nass;
- wechselfeucht bis vernässend.

Die FVA (persönliche Mitteilung) stuft organische und sandig-grusig zweischichtige Böden eher als labile Standorte ein und sandig-grusig einschichtige sowie felsig-blockige Böden als stabil. Die Wasserhaushaltsklassen quellig-nass und wechselfeucht-vernässend stellen labile Standorte dar, die Klasse mäßig trocken bis trocken stabile. Mäßig frische bis grundfrische Böden können nicht klar als labil oder stabil zugeordnet werden.

2.8 Untersuchungsgebiet

Die in dieser Arbeit vorgestellte Untersuchung wurde für den westlichen Schwarzwald (Abb. 2.8) durchgeführt. Dort fällt eine tektonische Bruchstufe steil in den Oberrheingraben ab. Die Bruchstufen im Süden und Norden sind weniger hoch als im Westen. Nach Osten flacht das Gebirge ab. Die Grenze bildet hier eine Gesteins- und Bodengrenze zwischen Buntsandstein und Muschelkalk (Huttenlocher, 1955). Insgesamt stehen Befliegungsdaten einer Fläche von knapp 5.000 km^2 zur Verfügung.

Einige markante Täler prägen das Bild des Schwarzwaldes. Etwas nördlich von Baden-Baden öffnet sich das Murgtal zur Rheinebene. Es ist ein enges Tal (Talsole bei etwa 170 m über NN mit steilen Flanken, die auf bis über 900 m über NN aufsteigen. Das Kinzigtal, an dessen Ausgang Offenburg liegt, ist sehr breit (Talsole bei etwa 200 m über NN) und von sanft ansteigenden Hügeln (um etwa 500 m über NN) umgeben. Das Kinzigtal wird häufig als geographische Grenze zwischen Nord-

⁵Anmerkungen zu den Wasserhaushaltsklassen sind in Anhang A.3.2 aufgeführt

und Südschwarzwald angesehen. Nördlich des Kinzigtals bildet das Renchtal einen weiteren deutlichen Einschnitt in die tektonische Bruchstufe (Abb. 2.8). Auch das Elztal lässt sich auf topographischen Karten gut erkennen. Der Talausgang ist nördlich von Freiburg, das Tal erstreckt sich von dort in nordöstliche Richtung. Es ist ein ebenfalls tiefer Taleinschnitt, die umliegenden Berge haben zum Teil Höhen von über 1000 *m* über NN, wobei die Talsohle selber rasch bis auf über 400 *m* über NN ansteigt. Mit 1154 *m* über NN ist die Hornisgrinde nordöstlich vom Renchtalausgang die höchste Erhebung des Nordschwarzwaldes. Der Feldberg südöstlich von Freiburg, mit 1496 *m* über NN der höchste Berg des Schwarzwaldes, liegt außerhalb des Untersuchungsgebietes.

Die Böden im Schwarzwald sind je nach Ausgangsgestein entweder eher sand-, lehm- oder feinerdereich. Die Bildung einer Bodenauflage wird an den Steilhängen durch Blockströme vielfach verhindert oder überlagert. Mit zunehmenden Niederschlägen lässt sich eine Tendenz zur Podsolierung⁶ feststellen (Huttenlocher, 1955). Nähere Ausführungen zur Bodenkunde im Allgemeinen sind in Scheffer und Schachtschnabel (1992) zu finden.

Die bodenkundlichen Besonderheiten des Schwarzwaldes und die dort vorherrschenden Baumarten beschreibt Kahabka (2000). Demnach bedecken tiefgründige und feinkörnige Sandböden die Hochflächen der Schwarzwald-Randplatten im Nordschwarzwald, in den abflusslosen Lagen ist durch Staunässe eine Missenbildung⁷ zu beobachten. Grobkörnige Sandböden aus Schuttströmen überwiegen in den großen Tälern. Die Gegend um Kaltenbronn oberhalb und östlich vom Murgtal wird von moorreichen Hochflächen geprägt. Ausgebleichte Moorböden bilden sowohl auf Buntsandstein wie Granit die Bodenart.

Im nördlichen Schwarzwald finden sich sowohl wenig ertragsfähige, grobkörnige Sande, besonders auf Granit, als auch im Bereich der Gneise bindigere und leistungsfähigere Böden. Im Bereich der Talausritte ist auf den Böden des Rotliegenden⁸ vielfach eine Lößbedeckung eingeweht.

Wenig mächtige und schuttreiche Hangböden stehen an den Buntsandsteinrücken und den steilen Granithängen des Mittleren Schwarzwaldes an. Tiefgründigere und lehmreichere Böden haben sich dagegen im Gneisgebiet ausgebildet.

Dies trifft auch für die Gneisgebiete des südöstlichen Südschwarzwaldes zu. Auf

⁶Podsolierung: abwärts gerichtete Umlagerung gelöster organischer Stoffe. Sie führt zur Verlagerung von Nährstoffen im Wurzelraum

⁷Als Missen werden Waldmoore bezeichnet.

⁸Das Rotliegende ist ein Zeitabschnitt des Perm, der vor ca. 296 Mio. Jahren begann und vor 247 Mio. Jahren endete.

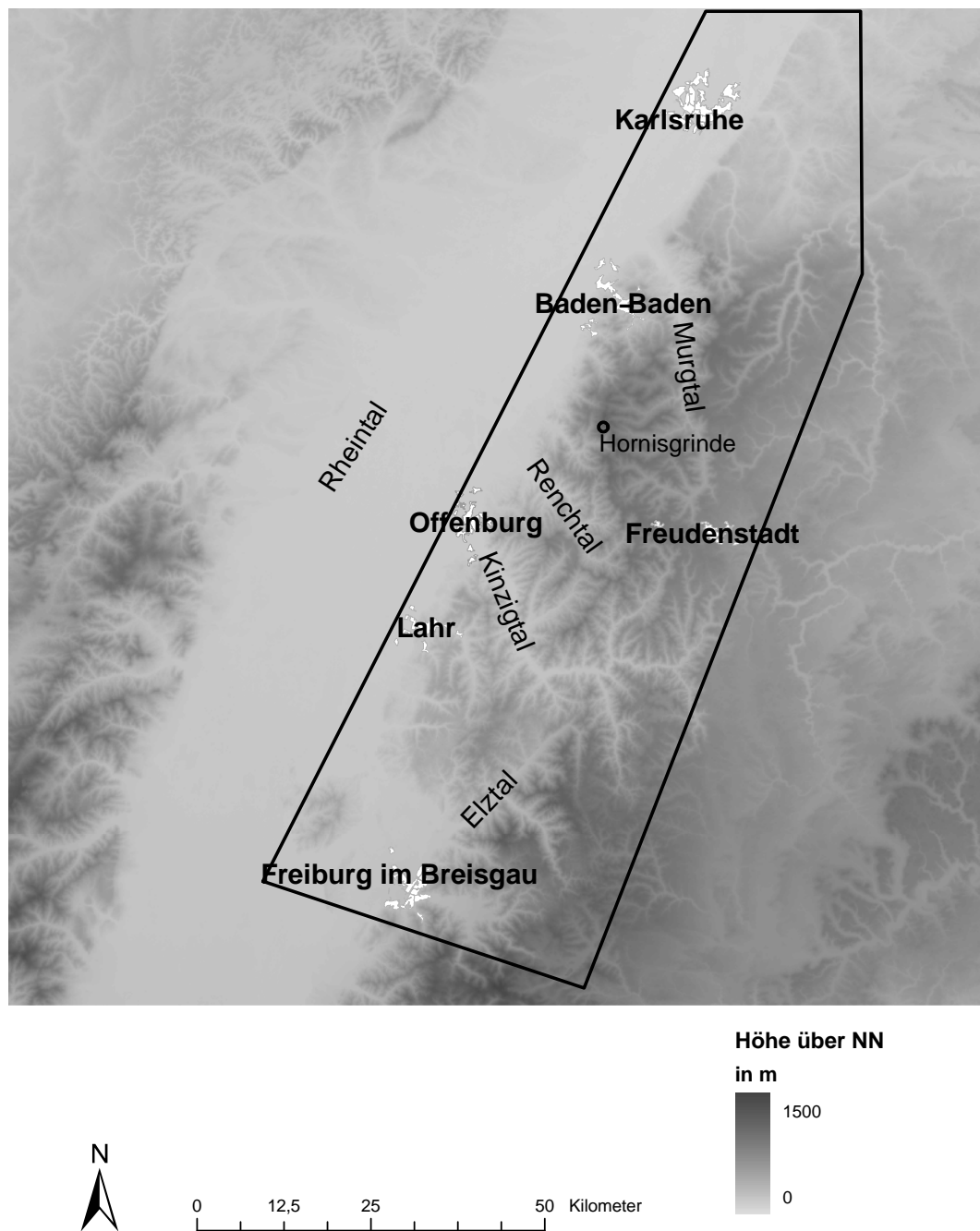


Abbildung 2.8: Schwarzwald, Oberrheingraben und ein Teil der Vogesen. Das Untersuchungsgebiet liegt im westlichen Schwarzwald und ist durch einen schwarzen Rahmen markiert.

Tabelle 2.2: Hauptbaumarten und ihr Flächenanteil im Schwarzwald. Daten aus Karius et al. (1992) und MLR (1999)

Baumart	Flächenanteil in %
Nadelbäume	
Fichte (<i>Picea abies</i> Mill. (L.) Karst.)	50%
Tanne (<i>Abies alba</i> Mill.)	19%
Kiefer (<i>Pinus sylvestris</i> L.)	7%
Douglasie (<i>Pseudotsuga menziesii</i> Mirb.)	4%
Laubbäume	
Buche (<i>Fagus sylvatica</i> L.)	12%
Eiche (<i>Quercus spec.</i>)	3%

Buntsandstein finden sich feinkörnige, zur Staunässe neigende Böden, während sich im Granit grobkörnige Sande ausgebildet haben. Gesteinsreiche Hangschuttböden überwiegen durch die steilen Bergflanken im Hochschwarzwald. Auf Gneis dominieren hier lehmreiche Braunerden, auf Granit haben sich sandiggrusige Böden entwickelt.

Der Schwarzwald ist zu 66% bewaldet. Davon sind 22% Reinbestände, 23% Bestände mit Beimischung anderer Baumarten und 55% Mischbestände. Die Hauptbaumarten und ihren Flächenanteil zeigt Tabelle 2.2.

3 Fehlerkorrektur und Georeferenzierung der CLS-Daten

Während der Messkampagne KONVEX 2000¹ wurden mit einem flugzeuggetragenen *Color Line Scanner* (CLS) (Bochert et al., 2000, beschrieben in Kap. 2.5.2) Aufnahmen des Untergrundes in drei Farbkanälen (rot, grün, nahes Infrarot) gemacht. Die Aufnahme erforderte ca. 20 Flugstunden mit etwa 4000 Flugkilometern für eine Gebietsgröße von ca. 5000 km². Aus diesen Daten kann der normierte Vegetationsindex (NDVI) berechnet werden (Kap. 2.5.1). Dies wurde mit einer räumlichen Auflösung von ca. 2 m x 2 m am Boden durchgeführt. Um die Daten einheitlich bearbeiten zu können, werden sie orthoprojiziert. Dafür werden Fluglagedaten des Messflugzeuges benötigt:

- Höhe des Flugzeuges,
- Position des Flugzeuges,
- Orientierung des Flugzeuges (Drehwinkel um jede der drei Achsen).

Während des Fluges erfolgt die Abspeicherung dieser Fluglagedaten zeitlich synchron zu den CLS-Daten. Die Kamera ist fest in das Flugzeug eingebaut, die Achsen der Kamera können jedoch von den Achsen des Flugzeuges abweichen. Besteht ein Versatz, so ist dieser konstant und wird vor Beginn der Messungen anhand von Kalibrationsflügen ermittelt und anschließend in die Projektion mit einbezogen. Bochert et al. (2000) entwickelte für Anwendungen in der Arktis und in Australien neben dem Kamerasystem CLS an sich auch das Verfahren für Fluglagedatenkorrektur und Projektion sowie die entsprechenden Grundprogramme. Diese kamen nach erheblichen Anpassungsarbeiten bei der Aufbereitung der Daten für diese Arbeit zum Einsatz:

Der CLS war ursprünglich für Anwendungen in ebenen Gebieten vorgesehen. Daher berücksichtigen die von Bochert et al. (2000) entwickelten Programme bei der Projektion die Geländehöhe nicht. Um die Höheninformation des Untergrundes mit einzubeziehen, wurden die sie deshalb erweitert. Dabei erfolgte die räumlich korrekte Zuordnung der einzelnen Bildpunkte mit Hilfe des Digitalen Geländemodells.

¹Im Mai und Juni 2000 führte das Institut für Meteorologie und Klimaforschung Karlsruhe ein Messprogramm zur Untersuchung der Konvektion der unteren und mittleren Troposphäre im Kraichgau und im Rheintal durch.

Da die Auflösung der NDVI-Daten mit 2 m deutlich feiner ist als die der Höhen-
daten (50 m), wird für jeden NDVI-Bildpunkt die Höhe aus den umliegenden vier
Gitterpunkten des Digitalen Geländemodells (DGM, Kap. 2.7.2) interpoliert. Aus
der bekannten rechten unteren Ecke des Höhenmodells ergeben sich die Koordinaten
jedes Rasterelementes im UTM-Koordinatensystem. Die NDVI-Daten liegen im geo-
graphischen Koordinatensystem vor. Um die Abstände der NDVI-Bildpunkte zu den
Gitterpunkten des DGM zu bestimmen, erfolgt eine Transformation der Koordinaten
der NDVI-Bildpunkte vom geographischen Koordinatensystem ins UTM-System.
Die bei der Transformation entstehenden Ungenauigkeiten liegen im Rahmen der
Auflösung des Höhenmodells.

Abb. 3.1 zeigt anhand eines Ausschnittes der Daten den Vorgang der Datenpro-
jektion. In Abb. 3.1 a ist zunächst nur der rote Farbkanal dargestellt, ohne Korrektur
der Kamerawinkel und ohne Einbeziehung des DGM. Entlang des deutlichen Absat-
zes innerhalb des Bildes verläuft die Grenze zwischen zwei Flugstreifen. Die beiden
Flugstreifen unterscheiden sich hier vor allem in der Helligkeit. Auch sind Schatten
von Bäumen oder Wolken, die unterflogen wurden, an ihrer dunkleren Färbung zu
erkennen. Abb. 3.1 b zeigt den NDVI für den entsprechenden Ausschnitt, ohne die
anderen Parameter zu verändern. Helligkeitsunterschiede zwischen den Flugstreifen
oder Schatteneffekte sind dort nicht mehr vorhanden. Die Farbskala für den Vege-
tationsindex ordnet unbewachsenen Flächen die Farben braun bis gelb und Flächen
mit intakter Vegetation grüne Farbtöne zu. In Abb. 3.1 c zeigt den Bildausschnitt
nach Durchführung der Kamerawinkelkorrektur bezüglich der Flugzeugachsen. Diese
eliminiert jedoch noch nicht den deutlichen Versatz an der Grenze der Flugstreifen.
Erst die Projektion unter Einbeziehung der Höhe ergibt ein zusammenhängendes
Bild (Abb. 3.1 d). Die zusätzliche Darstellung von Höhenlinien (in weiß) ermöglicht
es, visuell qualitative Informationen über die Lage der geschädigten Waldbestände
in Relation zu topographischen Parametern (Geländeform, -neigung, -orientierung
zur Windrichtung) zu erhalten.

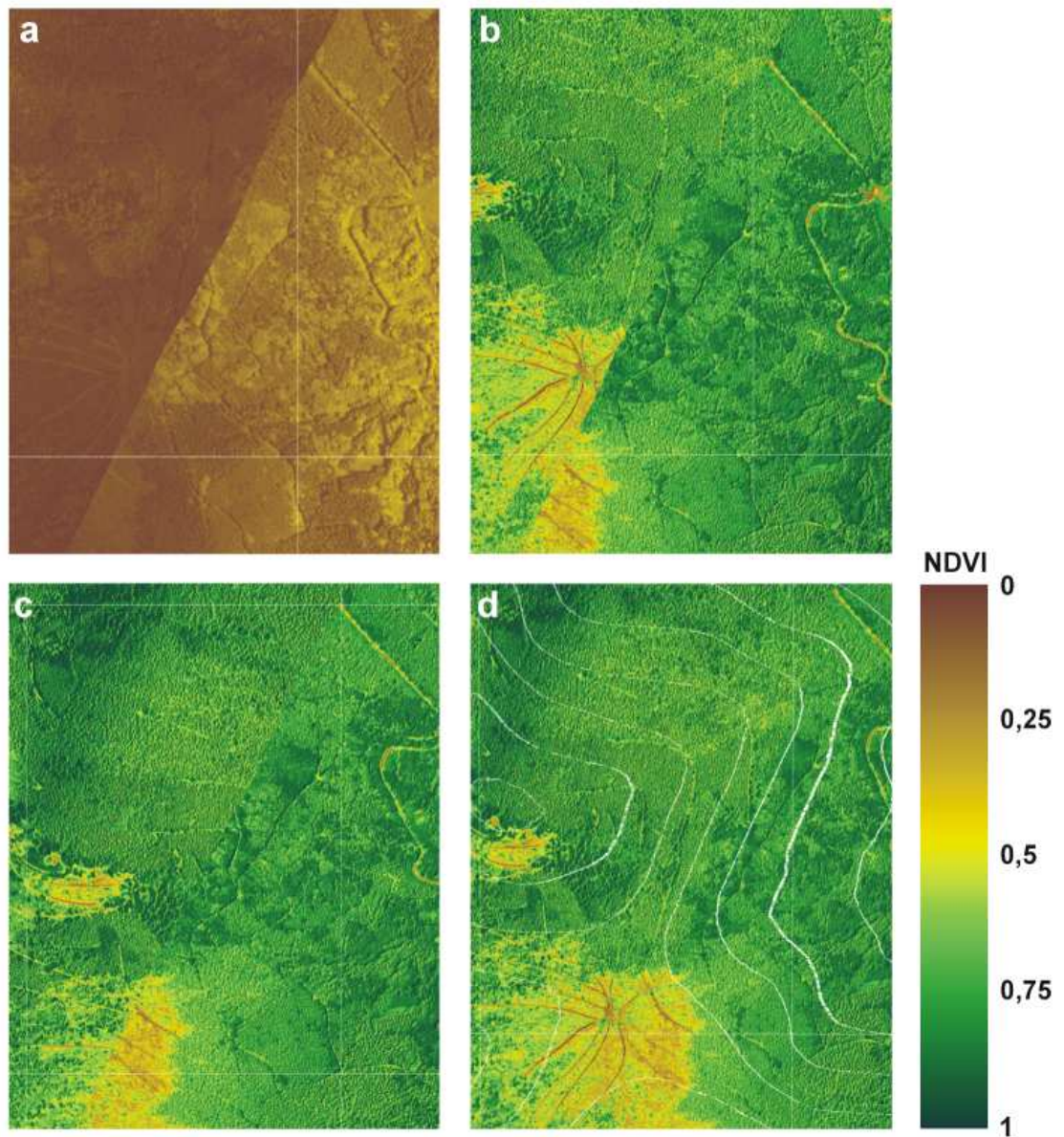


Abbildung 3.1: Bearbeitungsschritte bis zur korrekten Projektion: roter Kanal (a), NDVI (b), NDVI nach Fluglage- und Einbauwinkelkorrektur (c), NDVI orthoprojiziert, Höhenlinien in weiß (d).

4 Erkennung der Sturmschadenflächen

Für die quantitative Analyse der Sturmschadenflächen müssen diese aus den aufbereiteten CLS-Daten identifiziert werden. Dazu wird eine automatisierte Erkennung der Sturmschadenflächen benötigt. Im Folgenden wird das in dieser Arbeit entwickelte Detektionsverfahren erläutert.

Die automatisierte Detektion der Sturmschadenflächen erfolgt in mehreren Schritten. Zunächst werden nicht bewaldete Gebiete anhand einer Waldmaske ausgeblendet. Diese basiert auf Landnutzungsdaten in denen unter anderem auch Laub-, Nadel- und Mischwald klassifiziert sind. In Abbildung 4.1 ist ein Beispielbild des NDVI dargestellt, in dem alle nicht bewaldeten Flächen schwarz gefärbt sind.

Der nächste Schritt besteht darin, innerhalb der Waldflächen nach niedrigen Vegetationsindizes zu suchen. Waldflächen mit einem NDVI von $< 0,7$ gelten als geschädigt. Das entspricht in etwa einem Farbwert von 180. Dieser Grenzwert basiert auf einer manuellen Analyse der NDVI-Daten an Stellen, die nachweislich Sturmschäden aufweisen. Als Sturmschadenflächen gelten nur zusammenhängende Flächen, die mindestens 1 *ha* groß sind ($100 \cdot 100 \text{ m}^2$). Kleinere Schadenflächen können schon von einzelnen umgestürzten Bäumen herrühren, die, möglicherweise durch lokale kleinräumige Turbulenz verursacht, für die Betrachtung orographischer Effekte nicht relevant sind.

Einzelne tiefe Wolken mit ebenfalls sehr niedrigem Vegetationsindex verdeckten im Einzelfall während der Überfliegung die Sicht auf die Erdoberfläche. Für den nächsten Schritt, die Identifizierung der Wolken, lässt sich die Tatsache nutzen, dass sie einen sehr viel homogeneren NDVI aufweisen als Sturmschadenflächen. Dies macht die räumliche Varianz σ^2 (beispielsweise von $3 \cdot 3$ benachbarten Bildpunkten) deutlich.

$$\sigma^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x - \bar{x})^2 \quad n = 9 \quad (4.1)$$

Dabei ist x der Farbwert des jeweiligen Bildpunktes und \bar{x} der Mittelwert der neun Bildpunkte. Die Varianz gilt dann jeweils für den mittleren Bildpunkt. Um Wolken eindeutig von Sturmschadenflächen abzugrenzen, wurde für die Sturmschadenflächen eine Mindestvarianz gefordert. Als Grenzwert wurde nach einem Vergleich und der Analyse der räumlichen Varianzen unterschiedlicher Flächen $\sigma^2 = 500$ (bezogen auf den Farbwert der Bildpunkte) gewählt.

In einem letzten Schritt werden einzelne Bildpunkte mit einem höheren NDVI, die inmitten von Schadenflächen liegen, zu diesen dazugezählt. Da die Auflösung

der Landnutzungsdaten mit 30 m viel gröber ist als die des NDVI (2 m), deckt die Waldmaske in ihren Randbereichen zum Teil Siedlungen oder Ackerflächen ab. Der niedrigere NDVI dieser Flächen führt daher an den Rändern der Maske zu falschen Zuordnungen als Sturmschäden. Darüberhinaus gibt es innerhalb von Waldgebieten einzelne Häuser oder Straßenabschnitte mit entsprechend niedrigem NDVI. Die Bedingung der Mindestgröße der Schadenflächen behebt dieses Problem aber weitestgehend. Die Klassifizierung der Landnutzungsdaten wurde allerdings bereits 1992 erstellt. In den acht Jahren bis zur Überfliegung können sich Änderungen in der Landnutzung in Randbereichen z. B. durch Bebauung ergeben haben, wodurch eventuell nun bebaute Gebiete in den Daten als Wald klassifiziert sind.

Ein Beispiel der automatischen Schadenerkennung zeigt Abbildung 4.2. Die detektierten Sturmschadenflächen sind weiß eingefärbt. Ein möglicher Schwachpunkt der Klassifizierungsmethode ist, dass sie nicht alle Flächen erfasst, da z. B. einzelne intakte Baumreihen zwei Schadenflächen trennen können, die jede für sich die Mindestgröße nicht aufweist, obwohl man sie bei der visuellen Analyse als eine große Schadensfläche zusammenfassen würde. Die visuelle Kontrolle der als Sturmschäden klassifizierten Flächen zeigte jedoch keine offensichtlichen Fehlzuweisungen.

Zusammenfassung Sturmschadenflächen-Erkennung

Die folgende Übersicht fasst die Bearbeitungsschritte und Kriterien für die automatische Detektion von Sturmschadenflächen aus NDVI-Daten zusammen:

- Eine aus den Landnutzungsdaten abgeleitete Waldmaske blendet nicht bewaldete Gebiete aus.
- Ein Grenzwert des NDVI entscheidet zwischen möglicher Sturmschadenfläche ($\text{NDVI} < 0,7$) und intaktem Waldbestand ($\text{NDVI} > 0,7$).
- Sturmschadenflächen $< 1 \text{ ha}$ bleiben unberücksichtigt.
- Sturmschadenflächen und Wolken unterscheiden sich in der Varianz des NDVI innerhalb einer 5 x 5-Matrix. Flächen mit Varianzen > 500 werden aufgrund visueller Bewertung als Sturmschaden identifiziert.
- Einzelne Bildpunkte mit $\text{NDVI} > 0,7$ innerhalb von Schadenflächen werden zu diesen dazugezählt.

Die entwickelte Methode ermöglicht eine realistische Klassifikation von Sturmschadenflächen aus CLS-Daten. Methodisch bedingte Fehldetektionen kommen nicht vor. Allerdings werden nicht alle Schadenflächen als solche erkannt, dies zeigt ein Vergleich mit Daten aus Begehungen der FVA. Dabei wurden für einen kleinen Teil des Untersuchungsgebietes Schadenflächen digital erfasst. Folgende Schadenflächen werden danach mit der oben vorgestellten Methode nicht erfasst:

- besonders kleine Flächen,
- Flächen, die mit intakten Bäumen durchsetzt sind, und
- Flächen, die insgesamt einen hohen NDVI aufweisen (durch intaktes Unterholz).

Anhand eines Teilgebietes, für das Sturmschadenskartierungen der FVA digital vorliegen, soll abgeschätzt werden, wie groß der Anteil der Sturmschadenflächen ist, die mit dem automatischen Detektionsverfahren aus den CLS-Daten extrahiert werden können: Das Teilgebiet umfasst 6500 x 5555 Bildpunkte (mit einer Auflösung von $2 \times 2 \text{ m}^2$). Davon sind 63% mit einem NDVI-Wert belegt und als Wald klassifiziert. 25,6% davon haben einen NDVI kleiner oder gleich 0,7, dem Grenzwert für Sturmschadenflächen. Die notwendige Forderung nach einer Mindestgröße der Sturmschadenflächen führt dazu, dass sich der Anteil der tatsächlich detektierten Sturmschadenflächen für dieses Teilgebiet auf 2,4% beläuft. Bei Begehungen der FVA wurden für dieses Teilgebiet ein Anteil von 4,7% des Waldes als Sturmschadenflächen markiert. Einige dieser Schadenflächen sind in den NDVI-Daten auch mit bloßem Auge nicht von intaktem Wald in der nahen Umgebung zu unterscheiden. Abbildungen zur Verdeutlichung der Problematik sind in Anhang A.5 aufgeführt. Ausgehend von diesem Teilgebiet, für das neben den Schadenflächen aus CLS-Daten noch Schadenflächen aus Begehungen bekannt sind, lässt sich abschätzen, dass aus Befliegungen mit dem CLS und der oben vorgestellten Methode mindestens 50% der Schadenflächen detektiert werden können. Dabei werden keine nicht auch tatsächlich vorhandenen Sturmschäden betrachtet. Offensichtlich sind die als geschädigt klassifizierten Flächen oft ausgedehnter als aus den CLS-Daten ableitbar. Diese Randbereiche sind wahrscheinlich partiell geschädigt. Die hier verwendete Methode ist somit vor allem in der Lage, Sturmschäden zu detektieren, bei denen ein sehr hoher Anteil des Waldbestandes betroffen ist. Im Hinblick auf den späteren Vergleich mit Modellwinddaten sind die Schadenflächen in ihrer Intensität und räumlichen Zuordnung ein geeigneter Vergleichsdatensatz.

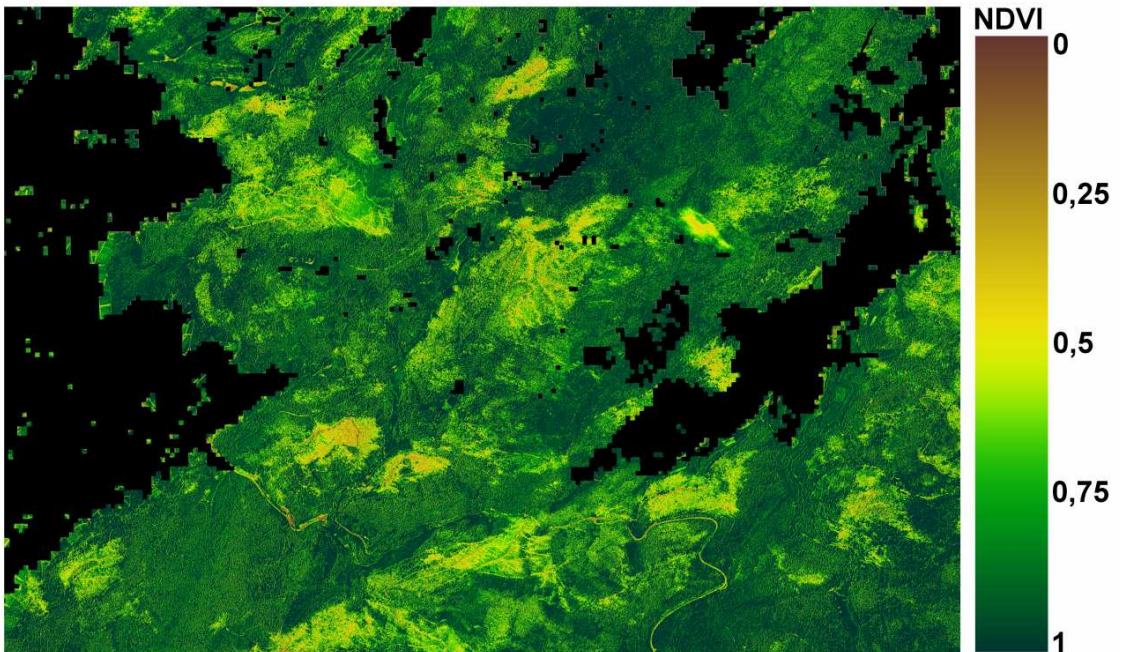


Abbildung 4.1: Die Waldmaske (schwarz) blendet die Flächen aus, die in den Landnutzungsdaten nicht als Wald klassifiziert sind. Auf den bewaldeten Flächen ist der NDVI dargestellt.

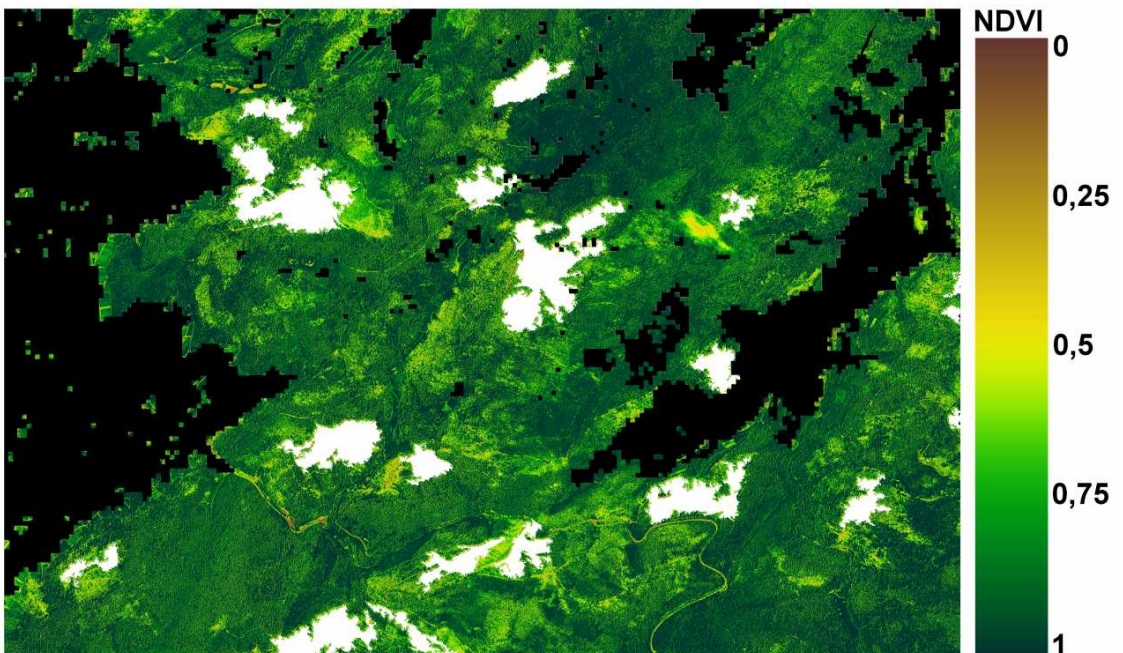


Abbildung 4.2: Automatisch detektierte Sturmschadenflächen sind weiß markiert. Waldmaske wie in Abb. 4.1.

5 Meteorologische Analyse des Wintersturmes „Lothar“

Der Sturm „Lothar“ am 26.12.1999 war einer der schadenreichsten Stürme in Mitteleuropa der letzten Jahrzehnte. Die Namensgebung rührt vom Deutschen Wetterdienst (DWD), der alle Hoch- und Tiefdruckgebiete, die Mitteleuropa überqueren, benennt. An anderer Stelle wird Lothar auch als „der französische Sturm“ oder „1999 Boxing Day Low“ bezeichnet.

5.1 Dynamische Entstehungsursache

Die dynamischen Vorgänge in der Atmosphäre, die zur Entstehung des Wintersturmes „Lothar“ führten, werden u. a. von Wernli et al. (2002) und Kurz (2000) behandelt.

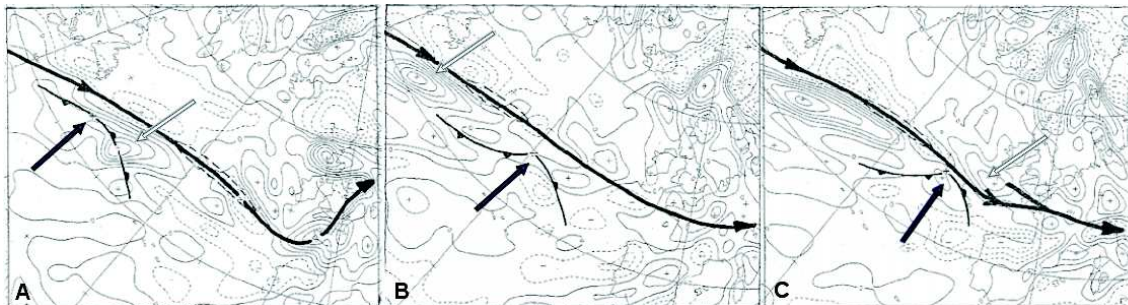


Abbildung 5.1: Divergenz im 300 hPa -Niveau (durchgezogene und gestrichelte dünne schwarze Linien) am 25.12.1999 um 00 UTC (A), 12 UTC (B) und 18 UTC (C). Der Jetstream verläuft entlang der dicken schwarzen Linie. Der schwarze Pfeil markiert das Tiefdruckgebiet am Boden, der helle Pfeil die Divergenzzone, Abbildung aus Kurz (2000).

Am 25.12.1999 00 UTC überquerte das Tiefdruckgebiet „Lothar“ den Nordatlantik. Um 00 UTC lag dieses als gut entwickelte Warmsektorzyklone mit seinem Kern bei ca. 45° West und 43° Nord. Das Zentrum des Tiefs befand sich damit unter dem antizyklonalen Teil des Strahlstrommaximums (*Jetstream*), das zwischen 20° und 30° westlicher Länge Geschwindigkeiten von über 110 m/s in 300 hPa erreichte (Abb. 5.1 (A)). Dieses Gebiet war geprägt durch positive Vorticityadvektion, also einer Verstärkung der zyklonalen Rotation, sowie durch Divergenz in der Höhe. Dadurch verringerte sich der Kerndruck des Tiefs bis 12 UTC auf 990 hPa . Die Position

des Bodentiefs war jetzt bei ca. 30° West und 45° Nord (Abb. 5.1 (B)). Währenddessen veränderte sich die Jetstruktur markant. Weiter westlich, zwischen 35° und 45° West entstand ein neues Jetmaximum, während sich das oben angesprochene Maximum abschwächte. Daher lag das Zentrum des Bodentiefs zum Mittagstermin direkt unter dem antizyklonalen Rücken des Jets. Dort herrschte keine positive Vorticityadvektion mehr und nur noch geringe Divergenz. Daher erfolgte bei der weiteren Verlagerung des Tiefs nach ca. 20° westlicher Länge und 48° nördlicher Breite bis 18 UTC nur noch eine geringe Vertiefung des Kerndrucks. In den Nachmittagsstunden änderte sich die Strömung in der Höhe erneut. Das neue Strahlstrommaximum verlagerte sich unter einer weiteren Verstärkung der Windgeschwindigkeit langsam weiter ostwärts, das Bodentief befand sich stromab des Maximums. Ein weiterer, schwächerer „Ast“ der Jetachse entstand östlich des Tiefs (Abb. 5.1 (C)). Die positive Vorticityadvektion an der zyklonalen Flanke des Jets führte zur Ausbildung einer Zone mit großen Vorticitywerten nordwestlich des Bodentiefs. Damit verbunden setzte erneut Divergenz ein, die in 300 hPa und darunter Druckfall bewirkte. Dies führte zu einer weiteren Intensivierung des Orkans, der zu diesem Zeitpunkt mit einem Kerndruck von 984 hPa die westliche Küste der Bretagne erreicht hatte. Die Jetachse verlagerte sich in den nächsten sechs Stunden bis nach Südfrankreich. Die positive Vorticityadvektion und die damit verbundene Divergenz wirkte im gesamten Bereich stromab auf der zyklonalen Seite der Jetachse und war über Nordwestfrankreich am stärksten. Dabei kam es zur explosionsartigen Intensivierung des Bodentiefs, der Kerndruck fiel um 20 hPa auf etwa 960 hPa. Dabei formte sich „Lothar“ zu einem kleinen Orkanwirbel um und zog mit Böen bis über 45 m/s über Nordfrankreich hinweg. Anschließend stieg der Kerndruck an, das Orkanwindfeld an seiner Südwestflanke blieb jedoch noch bis zum Nachmittag des 26. erhalten und überquerte den Südwesten und Süden Deutschlands und den Norden der Schweiz.

Am 26.12.1999 um 12 UTC befand sich das Zentrum des Sturmes etwa über Frankfurt mit einem Kerndruck von 974 hPa. Wie in der Abbildung im Anhang A.4 zu sehen ist, waren zu diesem Zeitpunkt die Druckgradienten über dem Westen Baden-Württembergs und der nördlichen Schweiz extrem groß. Damit verbunden waren die höchsten Windgeschwindigkeiten und somit auch die schwersten Schäden in dieser Region.

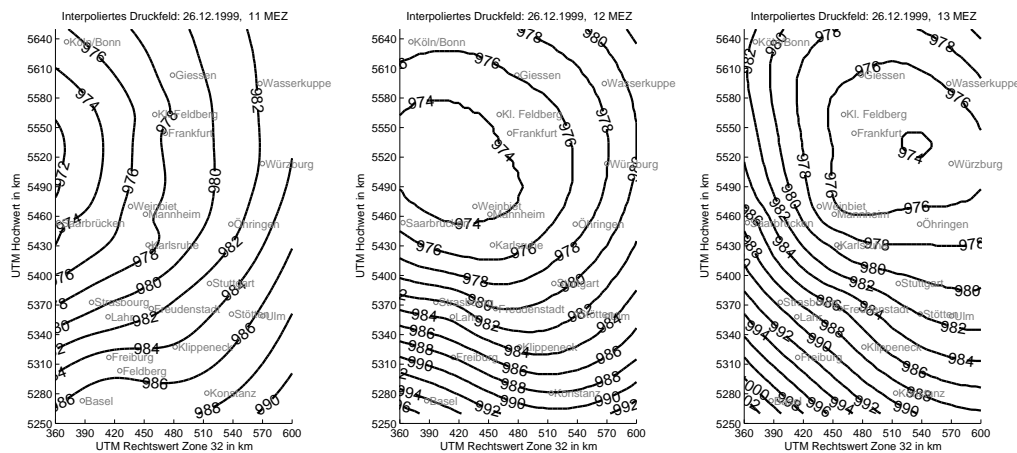


Abbildung 5.2: Feinanalyse der Druckverteilung zwischen 11 Uhr MEZ und 13 Uhr MEZ am 26.12.1999 über Südwestdeutschland, interpoliert aus Messdaten. Der Abstand der Isobaren beträgt jeweils 2 hPa .

5.2 Stationsdaten

Von den Stationen des Deutschen Wetterdienstes (DWD) liegen unter anderem der Luftdruck in Stationshöhe, der auf Meeresebene reduzierter Luftdruck, die Windrichtung, die Windgeschwindigkeit, die Druckänderung der letzten drei Stunden, die Temperatur und die Taupunkttemperatur vor. Zusätzlich stehen Daten von Wetterstationen der angrenzenden Länder Frankreich und Schweiz zur Verfügung.

Darüberhinaus betreibt das Institut für Meteorologie und Klimaforschung Karlsruhe Stationen auf dem Physikhochhaus der Universität Karlsruhe, am 200 m hohen Mast im Forschungszentrum Karlsruhe und auf der Hornisgrinde im Nordschwarzwald in ca. 1000 m Höhe (siehe Karte in Abb. 2.8).

Aus den Messdaten der oben angeführten Stationen lässt sich das Bodendruckfeld interpolieren. Der tiefste Kerndruck von „Lothar“ war bereits um 7 Uhr MEZ an der Seine-Mündung (Nordwestfrankreich) erreicht worden und betrug 960 hPa . Abbildung 5.2 zeigt die Verlagerung des Sturmzentrums zwischen 11 Uhr und 13 Uhr Ortszeit über Südwestdeutschland. Das Zentrum des Tiefdruckgebietes hat sich während dieses Zeitraumes etwa auf der Höhe von Frankfurt mit einem Kerndruck von 974 hPa von West nach Ost verlagert. Im betrachteten Untersuchungsgebiet, dem westlichen Teil des Schwarzwaldes, traten zwischen 12 Uhr und 13 Uhr MEZ die stärksten Druckgradienten auf. Damit verbunden waren die hohen Windgeschwindigkeiten am Boden, die die Sturmschäden im Wald verursachten.

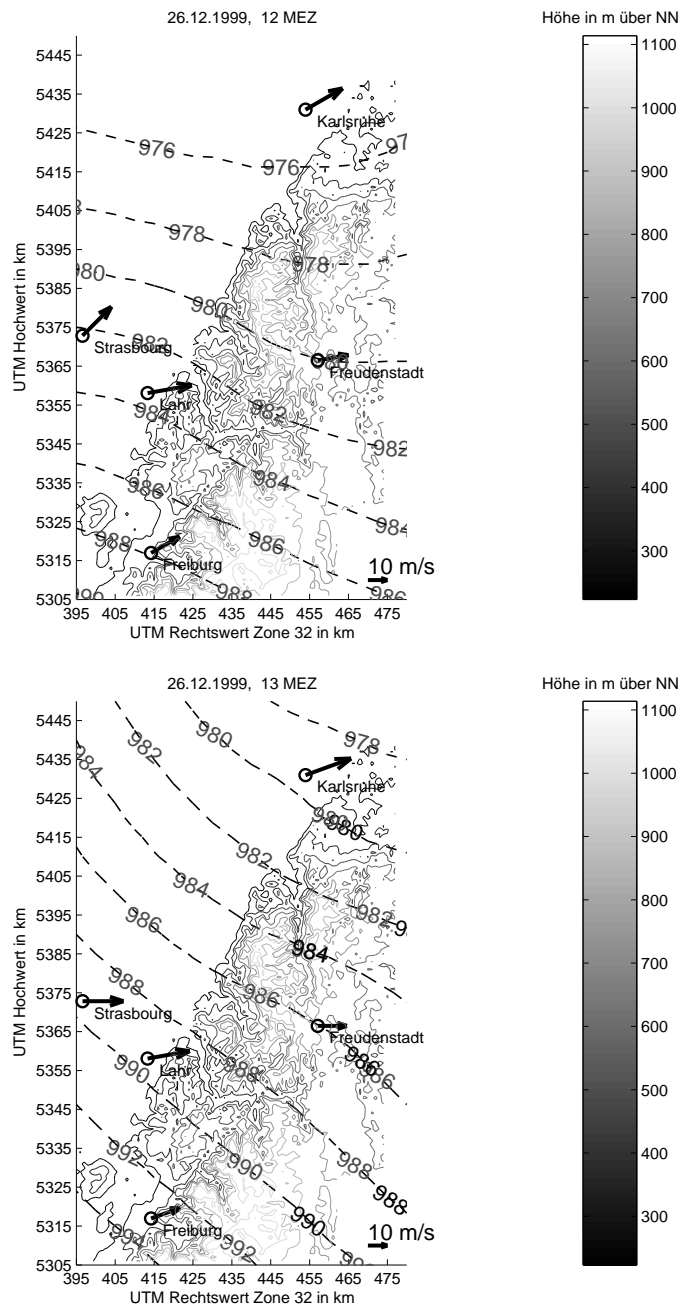


Abbildung 5.3: Druckverlauf (interpoliert aus Messdaten) und gemessene Windgeschwindigkeiten um 12 Uhr MEZ und 13 Uhr MEZ am 26.12.1999 über dem Westschwarzwald. Der Abstand der Isobaren beträgt jeweils 2 hPa.

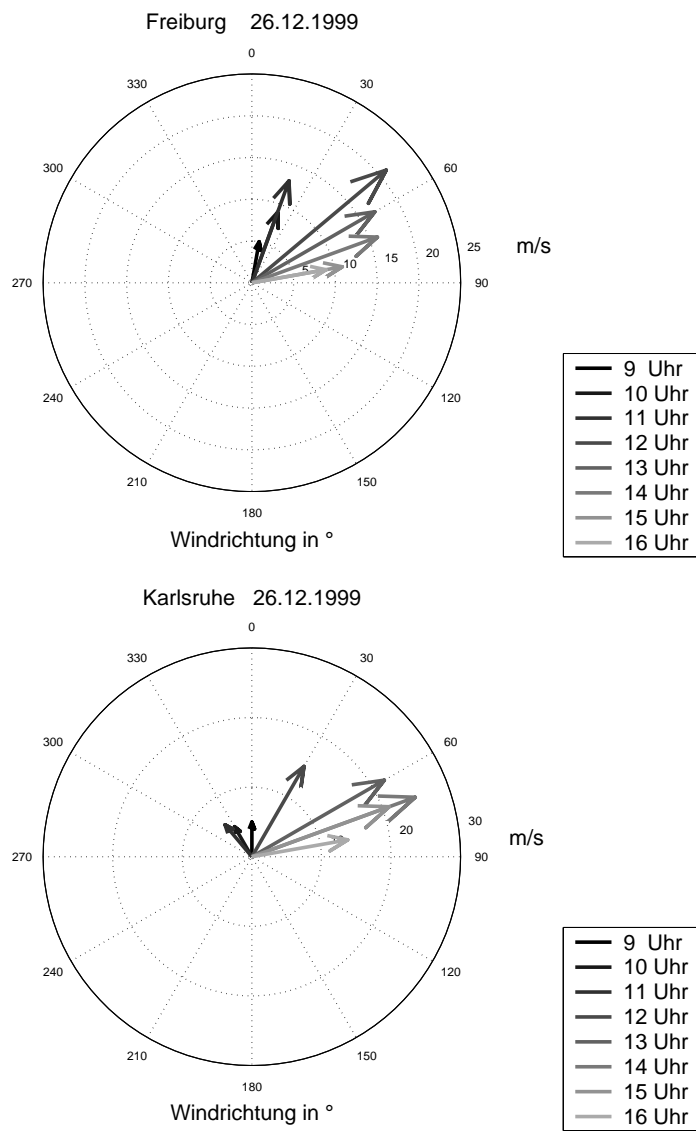


Abbildung 5.4: Zeitliche Abfolge der gemessenen mittleren Windgeschwindigkeiten (10-min-Mittel) und Windrichtungen an den Stationen Freiburg und Karlsruhe. Uhrzeiten in MEZ

Der Druckverlauf zeigt bereits die starke Winddrehung während des Sturmes. Wie in Abbildung 5.3 und 5.4 zu sehen ist, drehte der Wind innerhalb einer Stunde von Südwest auf West bzw. West-Südwest. Dargestellt sind die gemessenen Windgeschwindigkeiten (10-Minuten-Mittel) um 12 Uhr und 13 Uhr MEZ.

Die höchsten Windgeschwindigkeiten wurden zwischen 12 Uhr im Süden des Gebietes (Freiburg: 21 m/s , Feldberg¹: 36 m/s) und 14 Uhr im Norden (Karlsruhe: 25 m/s) erreicht. Der zeitliche Verlauf der Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen (Abb. 5.4) zeigt, dass in Freiburg der Wind zwischen 9 Uhr und 16 Uhr von Süd auf West, und in Karlsruhe von Süd-Ost auf West-Südwest drehte. Die höchsten Windgeschwindigkeiten traten mit südwestlicher Windrichtung auf und dürften damit schadenverursachend gewesen sein.

5.3 Vertikale Schichtung

Wie in Kapitel 2.1 dargestellt, beeinflusst neben der Orographie und der Rauigkeit die Temperaturschichtung der Atmosphäre die Ausbildung des lokalen Windfeldes in Bodennähe. Die Messung des vertikalen Temperaturprofils erfolgt üblicherweise mit Radiosondenaufstiegen. Aufgrund der starken Windgeschwindigkeiten während des Sturmes „Lothar“ sind jedoch keine Radiosondendaten für den Untersuchungszeitraum verfügbar. Informationen über die vertikale Schichtung werden daher aus Reanalysedaten des Lokalmodells LM des DWD sowie aus den Stationsdaten gewonnen.

Das LM ist ein nichthydrostatisches mesoskaliges atmosphärisches Vorhersagemodell, das beim DWD mit horizontaler Auflösung von 7 km operationell eingesetzt wird. Angetrieben wird das LM vom Globalen Modell GME des DWD (Doms und Schättler, 1999). Für die Bestimmung der Temperaturprofile während des Sturmes „Lothar“ werden Reanalysen des LM mit einer horizontalen Auflösung von 2,8 km verwendet. Die Anfangswerte und stündlichen Randwerte stammen vom GME. Für die Analyse der Schichtungsstabilität wurden an einzelnen Gitterpunkten im Luv des Schwarzwaldes die Temperaturprofile aus den Reanalysen verwendet. Der vertikale Abstand der Modellschichten im LM beträgt 200 m bis in 1000 m Höhe und 250 m bis zur hier verwendeten Maximalhöhe von 1500 m .

Für den am nächsten bei Karlsruhe liegenden Gitterpunkt betrug der Gradient der potentiellen Temperatur δ von 200 m bis 1500 m 0,0015 K/m zwischen

¹Das Messgerät an der Station Felberg wurde so stark beschädigt, dass es in den darauffolgenden zwei Stunden keine Daten lieferte.

11 und 15 Uhr. Über dem Gitterpunkt bei Freiburg schwankt δ zwischen $0,0008 \text{ K/m}$ und $0,0016 \text{ K/m}$ in demselben Zeitraum (Abb. 5.5). Die zugehörigen Froude-Zahlen schwanken zwischen 2 und 6 (Kap. 2.1). Berechnet wurden diese mit der Windgeschwindigkeit in 800 m Höhe. Kalthoff et al. (2003) nennen als Grenzwert die Froude-Zahl 1,4 ab der im gesamten Rheintal hohe Windgeschwindigkeiten auftreten (Kap. 2.1). Diese wird bei den oben genannten Stabilitätsverhältnissen bereits ab einer Anströmgeschwindigkeit von 11 m/s erreicht.

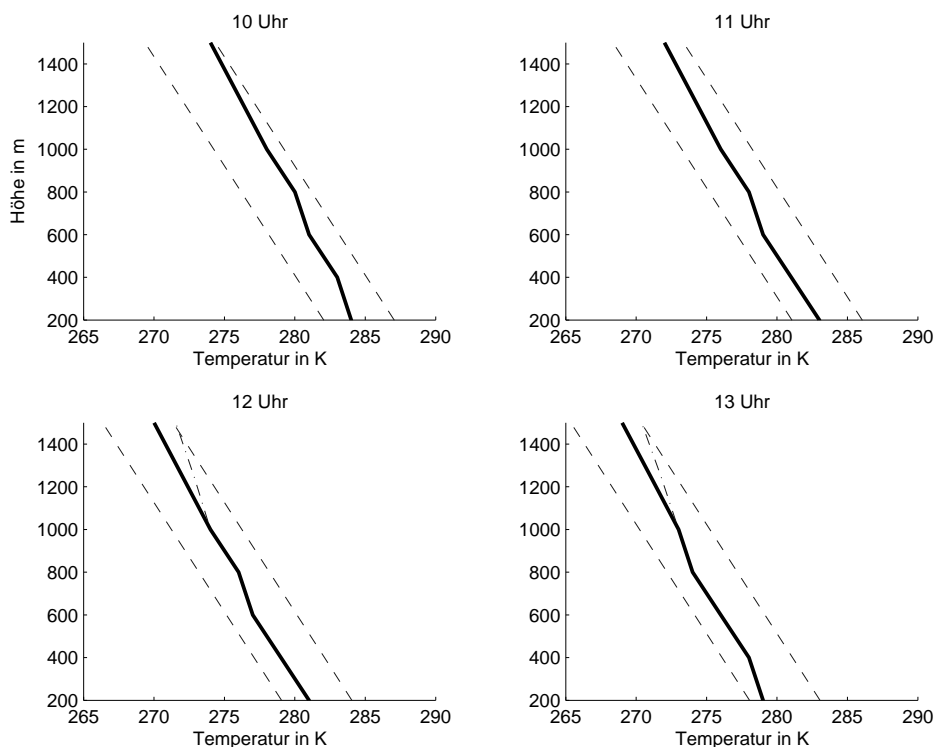


Abbildung 5.5: Profile der Temperatur (durchgezogen) aus LM-Daten für den Gitterpunkt bei Karlsruhe für den 26.12.1999 10 - 13 Uhr. Zusätzlich sind je zwei Trockenadiabaten (gestrichelt) und Feuchtadiabaten (strichpunktiert) eingetragen – letztere nur bei Sättigung und nur oberhalb des Kondensationsniveaus.

Der Gradient der potentiellen Temperatur aus Messdaten stellt sich ähnlich dar. Für die Berechnung wird die Differenz der potentiellen Temperatur zwischen einer Berg- und einer Talstation berechnet. Hierfür bieten sich im Untersuchungsgebiet die Stationspaare Feldberg und Freiburg, sowie Hornisgrinde und Lahr an. Die Gradienten der potentiellen Temperatur sind auch hier mit Werten zwischen $0,0001 \text{ K/m}$ und $0,0025 \text{ K/m}$ fast neutral bis schwach stabil im Zeitraum zwischen 11 und 15 Uhr am 26.12.1999. Es gibt auch einzelne Zeitpunkte mit schwach negativem Gradienten,

dabei treten Werte von $-0,0006 K/m$ bis $-0,0001 K/m$ auf.

Insgesamt war die Grenzschicht während des Sturmes neutral bis schwach stabil geschichtet. Dies deckt sich auch mit Profilen aus Radiosondenaufstiegen bei anderen Winterstürmen (Lux und Fiedler, 2005). Die Froude-Zahlen lagen bei „Lothar“ zwischen 2 und 6. Nach den Betrachtungen in Kapitel 2.1 ergibt sich daraus eine recht glatte, eventuell leicht asymmetrische Überströmung von Bergen. Die Geschwindigkeitsmaxima sind auf den Kuppen oder knapp im Lee zu erwarten. Nach den Erfahrungen von Kalthoff et al. (2003) treten bei solchen Verhältnissen im Rheintal fast ebenso hohe Windgeschwindigkeiten auf wie auf den Bergkuppen, woraus sich bodennah eine hohe Anströmgeschwindigkeit für die westlichsten Hänge an der tektonischen Bruchkante des Schwarzwaldes ergibt.

5.4 Bodenzustand infolge der Witterung im Dezember 1999

Der Dezember 1999 war allgemein zu warm und im Westen deutlich zu nass (DWD, 1999b). Der Niederschlag für den Monat Dezember betrug an einigen Stationen im Schwarzwald das zwei- bis dreifache des klimatologischen Mittelwertes. Zwischen dem 19. und dem 25. Dezember lag in den Höhenlagen des Schwarzwaldes Schnee, am 24. Dezember setzte Tauwetter ein. Die Böden im Schwarzwald waren somit zum Zeitpunkt des Sturmes vermutlich weitgehend wassergesättigt.

Wie in Kapitel 2.3.1 beschrieben, passen sich Bäume an den Wasserhaushalt des Bodens an und erreichen auch auf permanent feuchten Böden relativ hohe Standfestigkeit. Generell bieten wasserbeeinflusste Untergründe den Bäumen weniger Halt, da der Boden aufweicht. Die oben beschriebenen Witterungsbedingungen wirken sich demnach negativ auf die Standfestigkeit von Bäumen aus, besonders dort, wo die Bäume nicht an feuchte Verhältnisse angepasst sind.

6 Fallstudie: Bestandscharakteristika und Sturmschäden

Das Auftreten von Sturmschäden im Wald hängt außer orographischen Parametern, die das Windfeld modifizieren, auch stark vom Zustand und Alter des Waldes ab. Ein frisch durchforsteter Wald weist unter Umständen kahle Stellen auf, die Folgeschäden initiieren können (siehe auch Kap. 2.3.1). Der forstwirtschaftlich genutzte Wald im Schwarzwald ist ein sogenannter Altersklassenwald, d. h. ganze Bestände bestehen aus derselben Baumart in demselben Alter. Somit weisen die Bäume eine einheitliche Höhe auf. Grenzen zwei Bestände unterschiedlichen Alters aneinander, überragt der eine Bestand den anderen, was zu einem Rauigkeitssprung führt und Turbulenz auslösen kann (siehe auch Kap. 2.1). Zudem kann der höhere Bestand, wenn er sich im Lee des jüngeren befindet, nicht von dessen Windschutz profitieren.

Die Waldbestände, ihre Zusammensetzung, ihr Alter, ihr Durchforstungsgrad und ihre Struktur werden regelmäßig von den zuständigen Forstämtern anhand von Begehungen kartiert. Die gewonnenen Informationen wurden früher in sogenannten Altersklassenkarten (Abb. 6.3) dargestellt und somit in „analoger Form“ gespeichert. Inzwischen werden diese Daten direkt in Datenbanken eingespeist und können mit Geoinformationssystemen abgerufen und weiter verarbeitet werden. Diese Datenbanken befinden sich noch im Aufbau, da nur die Daten aktueller Begehungen eingehen. Früher erfasste Daten werden bisher noch nicht nachträglich digitalisiert.

6.1 Lokale Gegebenheiten

Für ein Beispielgebiet nordöstlich von Baden-Baden wurden Altersklassenkarten von der Forstdirektion Freiburg Nord zur Verfügung gestellt. Das angegebene Bestandsalter in Jahren bezieht sich auf das Jahr 1990. Diese Alterszahlen werden im Folgenden verwendet. Zum Zeitpunkt des Sturmes 1999 waren die Bäume knapp 10 Jahre älter und damit etwa 0,3 - 0,4 *m* höher (Flury, 1895). In dem Gebiet befinden sich die Berge „Mercur“ und „kleiner Staufenberg“, die ein ausgeprägter Sattel verbindet. Die Entfernung zwischen den beiden Kuppen beträgt etwa 1 *km*. Der Mercur ist 668 *m* hoch, der kleine Staufenberg 623 *m*. Der Sattel liegt auf 517 *m* Höhe und öffnet sich nach Westsüdwest und nach Ostnordost (Abb. 6.1). Das Gebiet ist fast

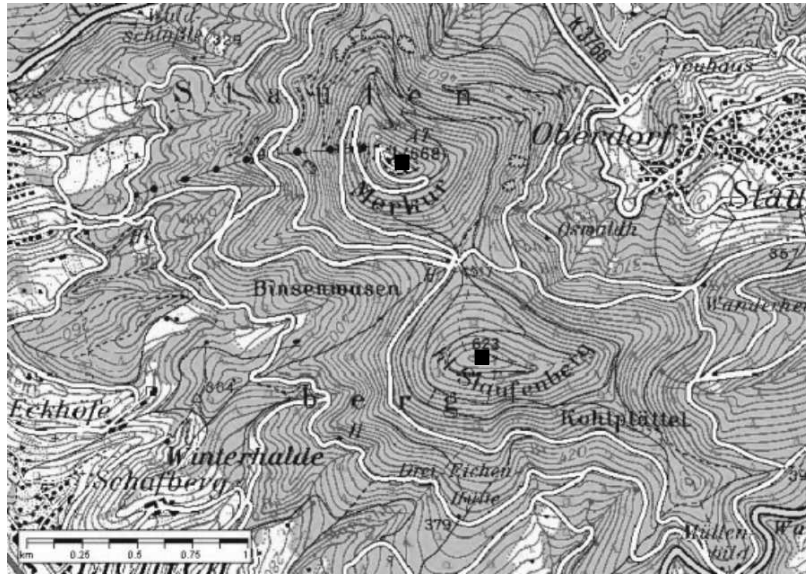


Abbildung 6.1: Topographische Karte des Beispielgebietes. Merkur und kleiner Staufenberg sind durch schwarze Quadrate markiert. Die Sattellage zwischen den Kuppen ist anhand der Höhenlinien gut zu erkennen. Die Karte wurde mit dem digitalen Kartenwerk „Top 50“ des Landesvermessungsamtes BW erstellt.

vollständig bewaldet (Abb. 6.3).

6.2 Sturmschäden

Der größte Sturmschaden in diesem Gebiet befindet sich auf dem Sattel zwischen Merkur und kleinem Staufenberg und erstreckt sich auch noch auf den Nordwesthang des kleinen Staufenbergs (Abb. 6.2). Weitere Sturmschadenflächen finden sich an der Kuppe des Merkurs und an dessen Nordwesthang, am Fuß des Hanges, der in westsüdwestlicher Richtung an den Sattel grenzt, auf der südsüdöstlichen Seite des kleinen Staufenbergs.

Wie bereits erwähnt beeinflusst die Bestandsform das Entstehen von Sturmschäden im Wald. So entstehen Schäden an Bestandsgrenzen, wenn ein älterer Wald mit höheren Bäumen im Lee eines jüngeren Waldes wächst. In Abbildung 6.3 beginnen einige Schadenflächen genau an der Bestandsgrenze, beispielsweise die Schadenfläche Nr. 7 im Norden des Gebietes, wo der Bestand mit 61-80 Jahre alten Bäumen zu einem großen Teil geschädigt wurde, während der vorgelagerte jüngere (21-40 Jahre) Bestand komplett erhalten blieb. Ebenso überragten die Bäume auf Fläche Nr. 1, einem sehr alten Bestand, die mehr als 80 Jahre jüngeren Bäume und es entstand eine

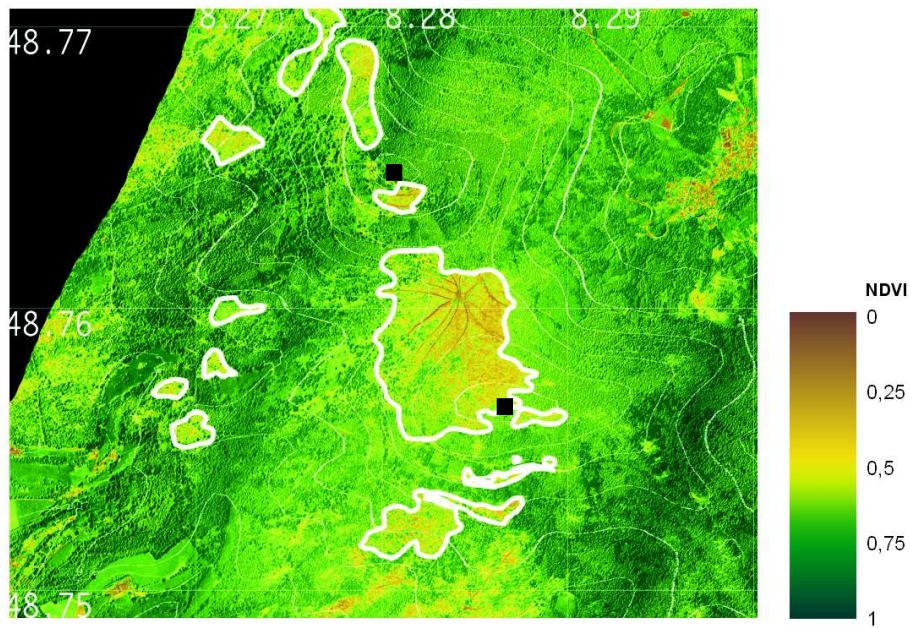


Abbildung 6.2: NDVI – die Sturmschadenflächen sind weiß umrandet, Merkur und kleiner Staufenberg sind mit schwarzen Quadraten markiert.

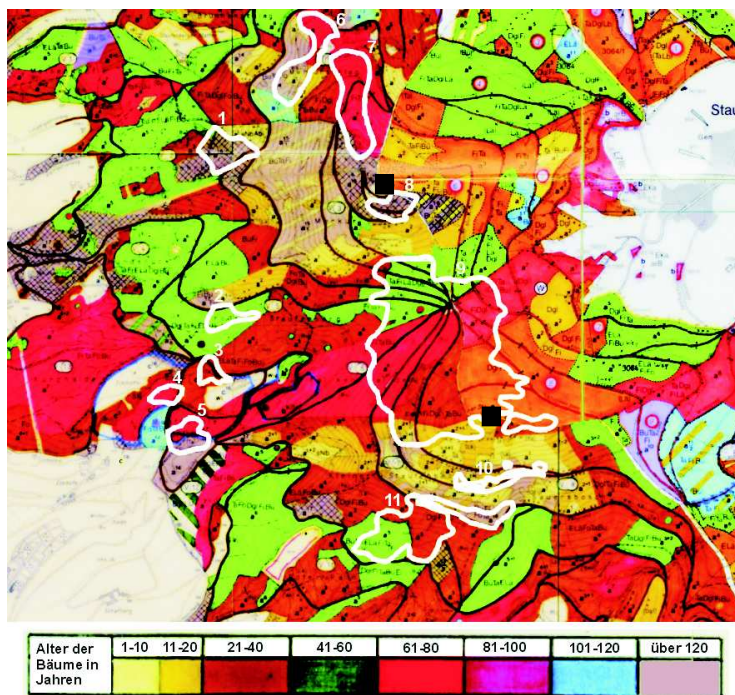


Abbildung 6.3: Altersklassenkarte – nicht eingefärbte Flächen sind nicht bewaldet oder Wald in Privatbesitz. Die Wege sind als dunkle Linien zu erkennen. Die Sturmschadenflächen sind nummeriert und entsprechend Abb. 6.2 weiß umrandet, Merkur und kleiner Staufenberg sind mit schwarzen Quadraten markiert.

große Windwurffläche. In beiden Fällen liegt der ältere Bestand östlich des jüngeren. Damit ist der ältere Bestand bei westlichen Winden einem höheren Winddruck ausgesetzt, der zu Sturmschäden führen kann. Diese beiden Schadenflächen lassen somit auf westliche Winde schließen, übereinstimmend mit den Messdaten, nach denen die höchsten Windgeschwindigkeiten mit westlichen Richtungen verbunden waren (Kap. 5.2). Der Sturmschaden an der Kuppe des Merkur (Nr. 8) ist vermutlich auch dadurch entstanden, dass dem alten, geschädigten Wald ein frisch aufgeforsteter niedriger Wald vorgelagert war. Hier sieht es jedoch so aus, als hätten Sattel und Kuppe die Windrichtung modifiziert: Die Position und Form des Schadens lässt eine südliche Anströmung vermuten.

Auch die Art der Durchforstung beeinflusst die Entstehung von Sturmschäden. So werden z. B. teilweise entlang von Wanderwegen bei der Durchforstung alter Bestände häufig ältere Bäume am Wegesrand aus ästhetischen Gründen belassen, während der restliche Wald geerntet und aufgeforstet wird. Dies ist im Beispielgebiet an der südlichen Flanke des kleinen Staufenbergs geschehen. Bei dem Sturm sind nun viele dieser alten, den restlichen Wald überragenden Bäume geschädigt worden. Deutlich zeigt dies die Sturmfläche Nr. 10 und der nordöstliche Teil der Sturmfläche Nr. 11.

Die Flächen 2 bis 5 lassen sich nicht eindeutig anhand von Besonderheiten der Bestände erklären, wobei der Schaden Nr. 5 möglicherweise in dem alten (über 120-jährigen) Bestand an der Grenze zu dem etwas jüngeren (100-120 Jahre) begonnen hat und sich dann erst unter weiterer Windeinwirkung auf den 61-80 Jahre alten Bestand ausgeweitet hat.

Die größte Sturmschadenfläche (Nr. 9) bildet in dem Beispielgebiet eine Ausnahme, da sie sich über Bestände aus drei verschiedenen Altersklassen erstreckt, und die Ränder der Sturmfläche im Luv nicht eindeutig mit Bestandsgrenzen zusammenfallen. Diese Fläche liegt genau auf dem Sattel zwischen Merkur und kleinem Staufenberg. Die Annahme liegt nahe, dass die Strömung hier durch die orographischen Besonderheiten derart beschleunigt wurde, dass alle Bäume dem Wind nicht standhalten konnten.

6.3 Fazit

Anhand eines Vergleiches der aufgetretenen Sturmschäden im Wald mit Altersklassenkarten der Bestände wird deutlich, dass Bestandscharakteristika erheblichen Einfluss auf das Entstehen von Sturmschäden haben. Diese Einflüsse können bei der

automatisierten Analyse der Sturmschäden für das gesamte überflogene Untersuchungsgebiet nicht einheitlich berücksichtigt werden, da die Daten nicht in digitaler Form verfügbar sind. Die Fallstudie zeigt aber auch, dass es Sturmschadensflächen gibt, die unabhängig von Besonderheiten der Bestandsstruktur sind. Die Lage dieser Sturmschadenflächen lässt Rückschlüsse auf die Modifikation des Windfeldes durch die Orographie zu.

7 Analyse der Sturmschadenflächen

7.1 Verteilung der Sturmschäden

Unter Nutzung des automatischen Detektionsverfahrens der Sturmschadenflächen (Kap. 4) ist es nun möglich, die Zusammenhänge zwischen diesen Flächen und topographischen Merkmalen (Kap. 2.7.2) sowie Standortparametern (Kap. 2.7.3) zu analysieren. Die im Folgenden verwendeten Begriffe „Schaden“ und „Schadensfläche“ beziehen sich immer auf durch den Sturm „Lothar“ verursachte Windwurfflächen im Wald.

Tabelle 7.1: Überblick über Auflösung und Wertebereich der Daten

Bezeichnung	Art	Anzahl der Klassen/ vertikale Auflösung	horizontale Auflösung
Sturmschäden	Raster	2 Klassen	2 m
Landnutzung	Raster	13 Klassen	30 m
Höhe	Raster	vertikale Auflösung 1 m	50 m
Standortsdaten	vektoriell	5 Bodenartengruppen, 7 Wasserhaushaltsklassen	10 m

Für Analysen und Vergleiche ist eine einheitliche räumliche Auflösung der Daten sinnvoll. Dies ist zunächst nicht gegeben. Die Auflösung der Landnutzungsdaten beträgt 30 m (Tabelle 7.1). Wollte man diese Auflösung auf die der Höhendaten (50 m) vergrößern, so könnten viele Rasterelemente nicht eindeutig einer Landnutzungs-klasse zugeordnet werden. Die Höhendaten hingegen lassen sich auf ein feineres Raster interpolieren, ohne dass dabei Information verloren geht. Sturmschadenflächen werden hier nur mit einer Mindestflächengröße von 1 ha betrachtet (siehe Kap. 4). Somit ist hier eine Vergrößerung der Auflösung tolerierbar. Die Standortdaten lassen sich mit geringem Informationsverlust auf andere Auflösungen projizieren, da sie vektoriell vorliegen.

Aus den oben angesprochenen Gründen wurde eine Auflösung von 30 m gewählt. Somit entspricht ein Bildpunkt einer Fläche von 900 m^2 ($0,09 \text{ ha}$)¹. Jeder Bildpunkt enthält verschiedene Informationen über solche 30 x 30 m²-Areale:

¹1 ha = 100 m · 100 m = 0,01 km²

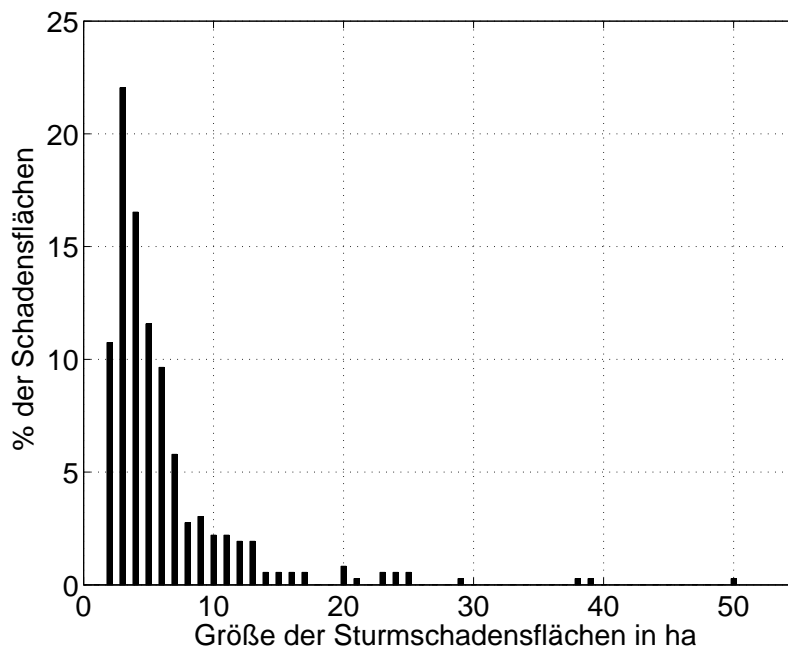


Abbildung 7.1: Verteilung der Größe der Sturmschadenflächen. Sie sind zu Klassen von vollen *ha* zusammen gefasst. Die Werte auf der Abszisse zeigen die Klassenmitten an.

- überflogen / nicht überflogen,
- Wald / kein Wald,
- falls Wald: geschädigter / intakter Wald
- topographische Parameter (Höhe, Hangneigung, Hangausrichtung, Krümmung),
- Bodenartengruppe und
- Wasserhaushaltsklasse.

Für jede dieser Eigenschaften werden die zugehörigen Bildpunkte ausgezählt. Über die Anzahl und anhand der Auflösung der Bildpunkte berechnet sich der Flächenanteil der jeweiligen Eigenschaft.

Insgesamt wurden bei der Überfliegung im Juni 2000 Daten auf einer Fläche von $4907,9 \text{ km}^2$ aufgenommen. Davon sind $2767,3 \text{ km}^2$ anhand der Landnutzungsdaten als bewaldete Fläche klassifiziert, das entspricht 56,4% der gesamten Daten ($3.074.800$ Bildpunkte á $30 \times 30 \text{ m}^2$). Die mit der in Kapitel 4 beschriebenen Methode detektierten Schadenflächen machen mit $22,2 \text{ km}^2$ (2220 ha) 0,8% der Waldfläche

des überflogenen Gebietes aus (24.667 Bildpunkte). Insgesamt wurden 363 zusammenhängende Sturmschadenflächen gezählt. Mehr als 50% der Schadenflächen sind kleiner als 5 *ha*, die meisten sind zwischen 1,5 und 3,5 *ha* groß. Einzelne Sturmschadenflächen weisen eine Größe von mehr als 40 *ha* auf. Abbildung 7.1 gibt einen Überblick über die Verteilung der Größe der Sturmschadenflächen. Die Klassenbreite beträgt jeweils 1 *ha*. Da die kleinste Schadenfläche 1,5 *ha* groß ist, ist die „1 *ha*-Klasse“ leer.

Die Zusammenhänge zwischen den Sturmschadenflächen (Abb. 7.2) und verschiedenen Eigenschaften im Untersuchungsgebiet werden sowohl jeweils in Abhängigkeit von einem Parameter als auch bezüglich der Schnittmenge zweier Parameter untersucht. Nacheinander werden zunächst die topographischen Parameter, dann die Standortdaten und schließlich die Verschneidung beider Parameterarten behandelt.

7.2 Sturmschäden und topographische Parameter

Die Geländehöhe, die Hangneigung, die Ausrichtung der Hänge und die Krümmung des Geländes werden als „topographische Parameter“ bezeichnet (Kap. 2.7.2). In Gebieten wie um das Tal von Baden-Baden, ist der Zusammenhang zwischen der Topographie und der Lage der Sturmschäden sehr gut zu erkennen. Die Schäden häufen sich dort auf nordwestlich ausgerichteten Hanglagen, in Sattellagen und auf exponierten Kuppen. Um die Zusammenhänge für das gesamte Untersuchungsgebiet quantitativ auszuwerten, wird für jeden topographischen Parameter eine Einteilung in Klassen vorgenommen. Bei den Höhendaten fassen die Klassen jeweils 50 Höhenmeter zusammen, die Neigungsklassen umfassen jeweils 5°. Es gibt acht Ausrichtungsklassen über Azimutsektoren von jeweils 45°. Dabei liegen die Hauptrichtungen (N, NO, O, ...) jeweils in der Mitte der Klasse. Die Krümmung des Geländes teilt sich in vier Klassen: konkav, konvex, Sattellagen und Gelände ohne markante Krümmung. Für einen kleinen Teil des gesamten überflogenen Gebietes (1.42%) liegen keine Höhendaten und damit keine topographischen Parameter vor, somit erfolgt für diese Flächen keine weitere Auswertung. Auf diesen Bereich entfallen jedoch lediglich 0.25% der Waldfläche.

Die Balkendiagramme in den folgenden Abbildungen zeigen die Schadensfläche jeder Klasse, normiert mit der Waldfläche der jeweiligen Klasse. Das heißt, die gesamte Waldfläche einer Klasse entspricht 100%. Der davon geschädigte Anteil ist die

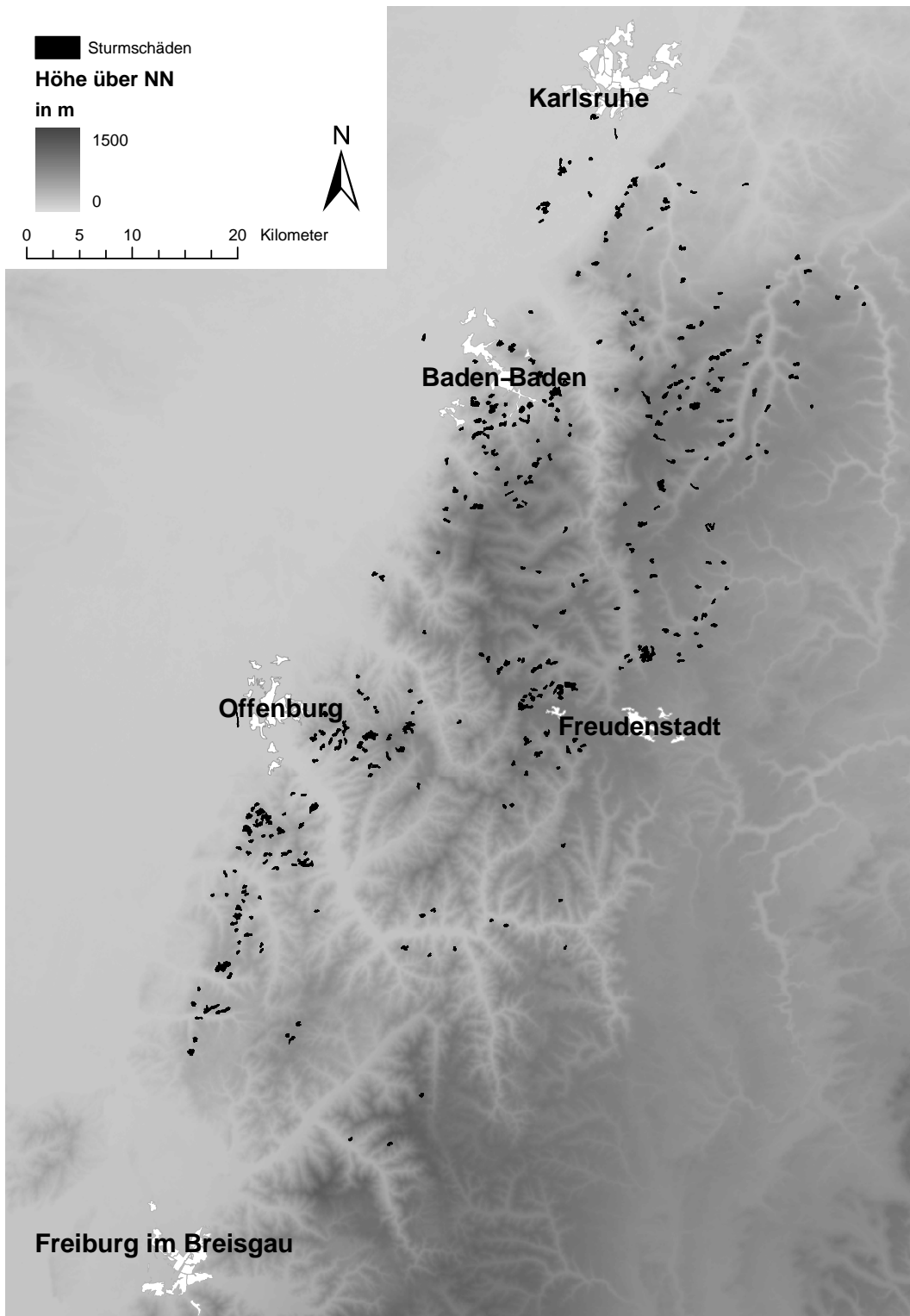


Abbildung 7.2: Sturmschadenflächen (in schwarz) im Untersuchungsgebiet

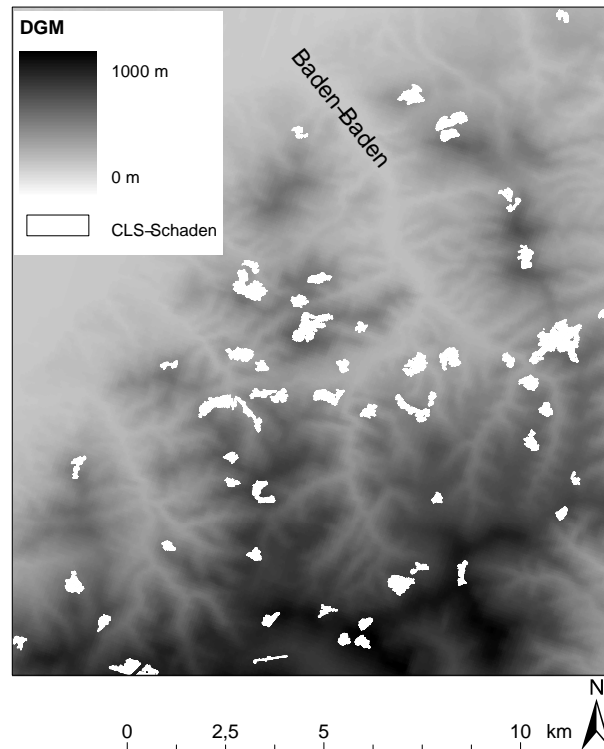


Abbildung 7.3: Sturmschadenflächen (in weiß) im Gebiet um Baden-Baden

normierte Schadenfläche pro Klasse in %. Somit sind die Anteile der Schadenflächen zwischen den einzelnen Klassen vergleichbar. Die Abbildungen enthalten zusätzlich jeweils als Treppelinie die Verteilung des gesamten Waldes über die auf der Abszisse dargestellten Klassen. Die Waldanteile über die Klassen hinweg summieren sich zu 100%.

7.2.1 Höhe

Die Verteilung der Sturmschäden mit der Höhe (Abb. 7.4) ist dadurch gekennzeichnet, dass in niedrigen Höhen bis 150 *m* über NN und in hohen Lagen über 1100 *m* kaum Waldflächen existieren. Hier wurden nur sehr vereinzelt Schäden detektiert (ca. 30 Bildpunkte insgesamt). Ab 800 *m* nimmt der Waldanteil bezogen auf den Gesamtwald mit zunehmender Höhe stark ab, da auch weniger Flächen in diesen Höhen liegen. Prozentual die meisten Sturmschäden treten mit 1,16% in der Höhenklasse 900 bis 950 *m* auf. Höhenklassen, die zu mehr als 1% geschädigt wurden sind in 350 *m* bis 550 *m* über NN und 850 bis 950 *m* über NN. Interessant ist, dass der Wald in Höhenklassen zwischen 700 und 750 *m* mit 0,53% nur halb so stark

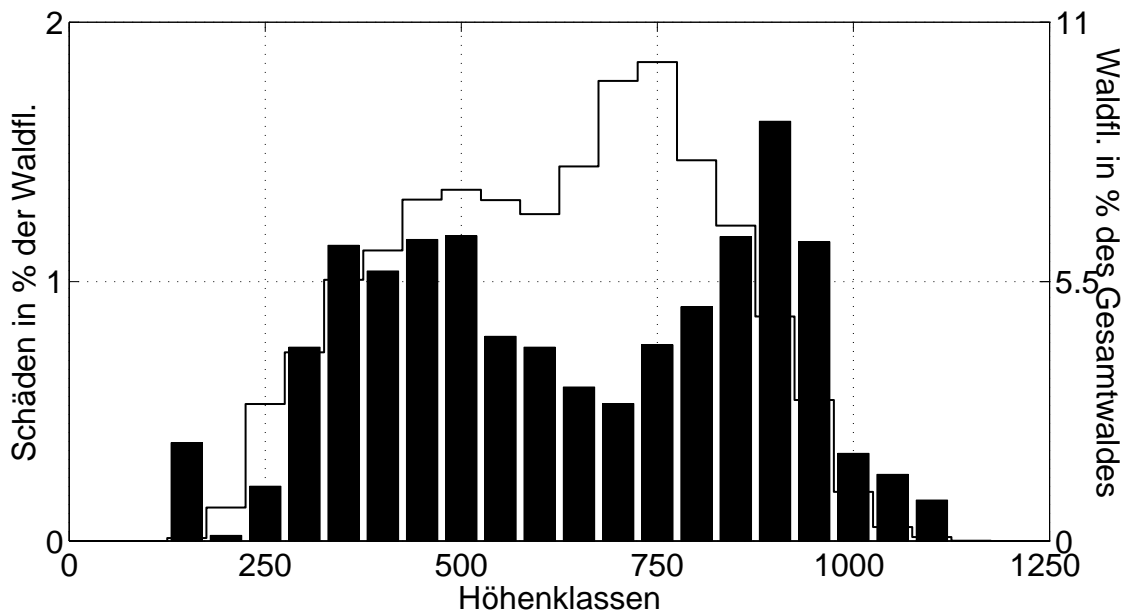


Abbildung 7.4: Sturmschäden (Balken) normiert mit der Waldfläche der jeweiligen Höhenklasse. Jede Höhenklasse umfasst 50 m, die Balken liegen jeweils auf der Klassenuntergrenze. Der Anteil des Waldes pro Klasse am Gesamtwald ist als Treppenfunktion dargestellt.

geschädigt wurde wie in den Klassen von 350 bis 550 m und nur etwa zu einem Drittel der prozentualen Schäden in 900 bis 950 m Höhe.

Tatsächlich spiegelt sich in der Höhenverteilung der Schäden das Höhenprofil des Schwarzwaldes von West nach Ost wieder (Abb. 7.5): Die ersten exponierten Kuppen sind bei Westanströmung meist in Höhen zwischen 400 und 600 m zu finden. Die nächste „Höhenstufe“ beginnt im Südschwarzwald weiter östlich bei etwa 900 m und im Nordschwarzwald östlich des Murgtals. Stellenweise steigt der Schwarzwald direkt vom Rheintal aus sehr steil auf Höhen um 900 m an. Dies zeigt das Profil südlich von Offenburg. Sturmschäden häufen sich, wie oben beschrieben, in Höhen zwischen 350 und 550 m sowie zwischen 850 und 950 m. Mittlere Höhenlagen (um 700 m) zeigen geringere Schadenflächen. Exponierte Kuppen finden sich in diesen Höhen kaum. Dies spricht dafür, dass die mittleren Höhenlagen aufgrund des besonderen Höhenreliefs im Schwarzwald während des Sturmes weniger hohen Windgeschwindigkeiten ausgesetzt waren.

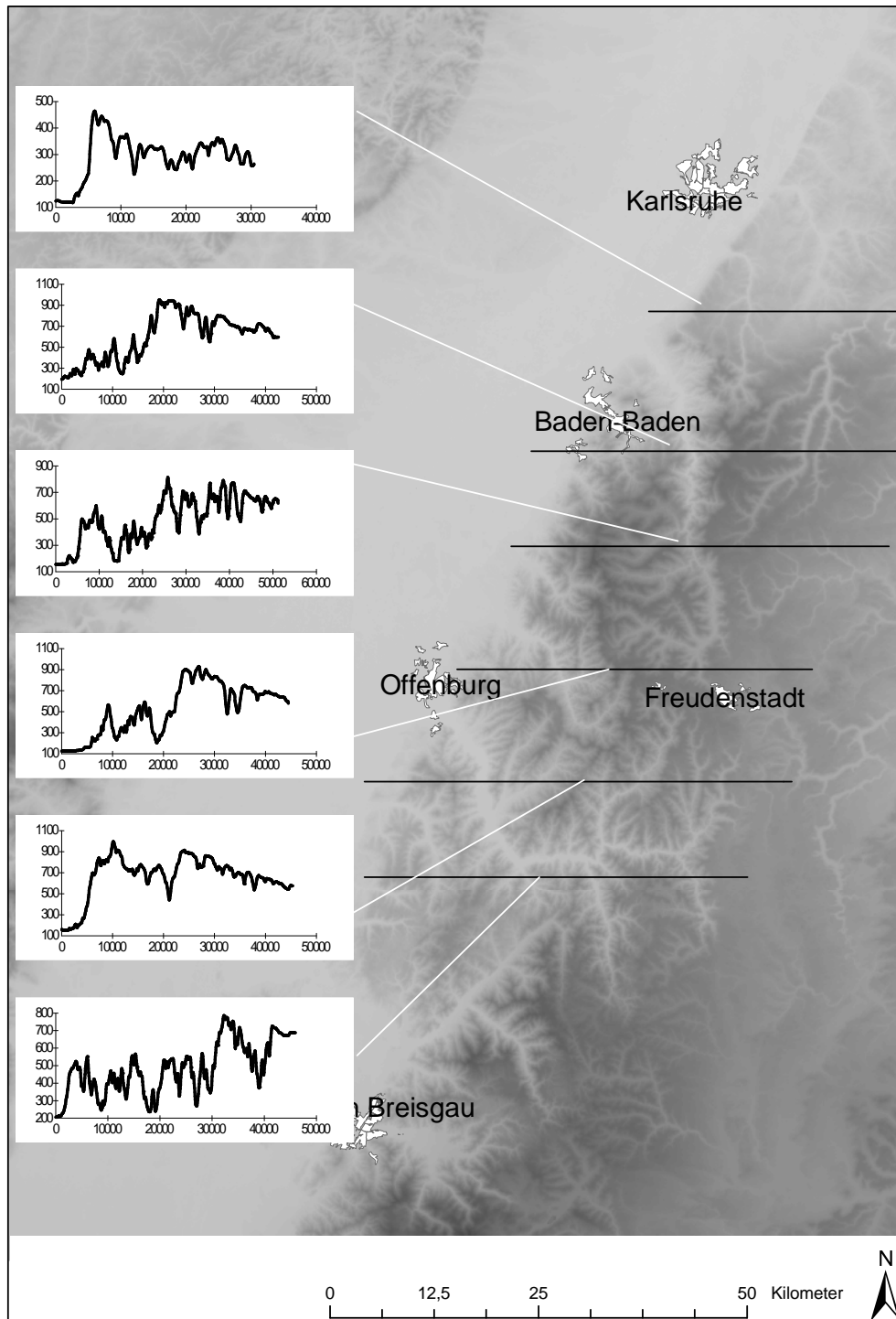


Abbildung 7.5: Höhenprofile des Schwarzwaldes von West nach Ost. Auf der Ordinate ist jeweils die Geländehöhe über NN in m aufgetragen, auf der Abszisse die horizontale Distanz in m .

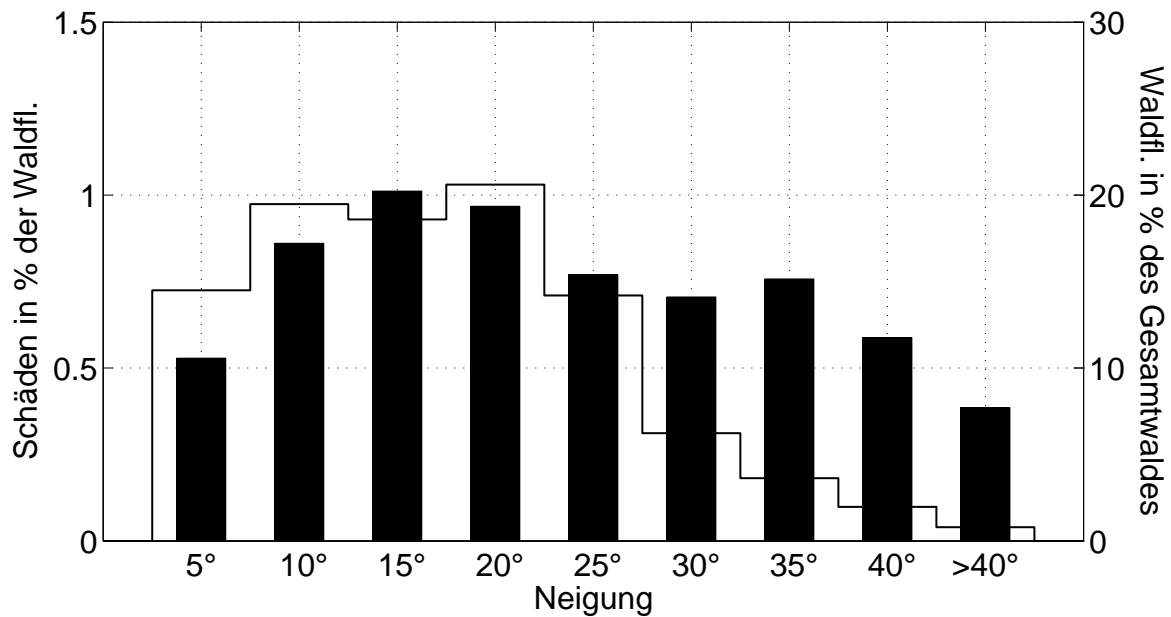


Abbildung 7.6: Sturmschäden (Balken) normiert mit der Waldfläche der jeweiligen Neigungsklasse. Die Neigungsklassen umfassen 5° , die Balken liegen jeweils auf der Klassenobergrenze. Treppelinie wie in Abb. 7.4.

7.2.2 Hangneigung

Wälder, die auf Hängen mit einer Neigung zwischen 10° und 15° wachsen, weisen mit 1,01% die größten Sturmschäden auf (Abb. 7.6), Bestände auf ebenen Flächen und auf flachen Hängen (0° bis 5° Neigung) weisen mit 0,53% nur halb so viele Schäden auf. Mit weiter zunehmender Hangneigung gehen die Sturmschäden zurück.

7.2.3 Ausrichtung

Wälder auf Hängen, die nach Nordwest, Norden und Südost ausgerichtet sind, weisen größere Schäden auf als andere (Abb. 7.7). Die meisten Sturmschäden treten mit 1,04% an nordwestlich ausgerichteten Hängen auf. Wälder auf südwestlich ausgerichteten Hängen sind mit 0,53% weniger betroffen. Dies ist für die Interpretation (Kap. 7.2.5) interessant, da während des Sturmes die höchsten Windgeschwindigkeiten aus südwestlichen bis westlichen Richtungen auftraten (Kap. 5.2). Westlich ausgerichtete Hänge sind nach den Südwesthängen am geringsten geschädigt. Als neunte Klasse sind ebene Flächen aufgeführt. Diese können in Talsohlen liegen, aber auch auf Kuppen oder in der Mitte von Senken.

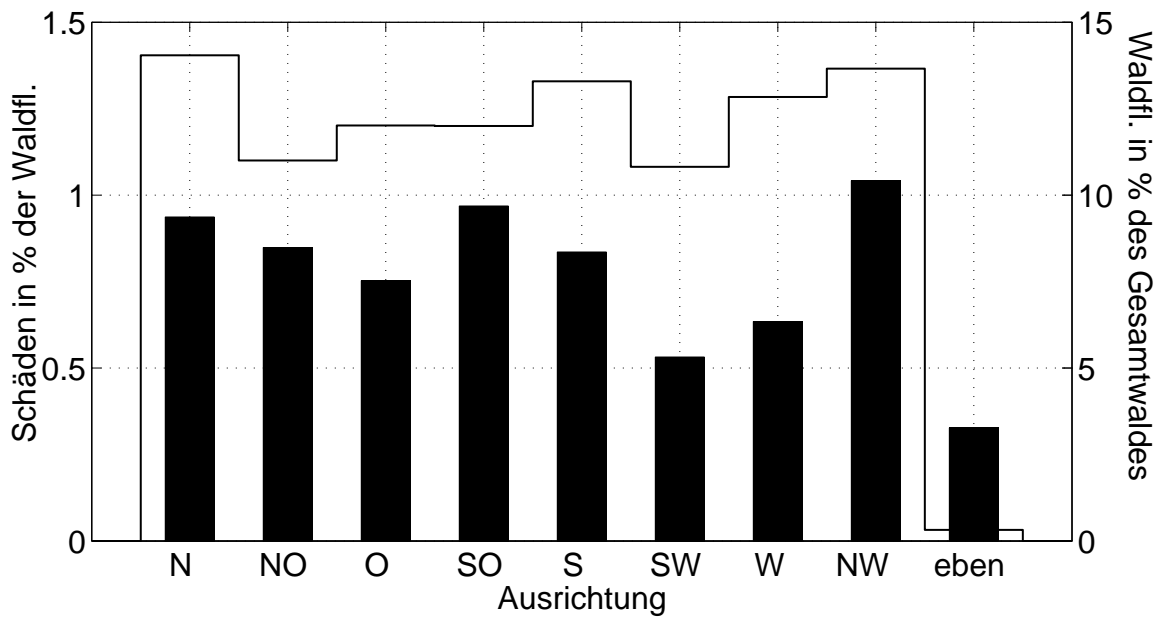


Abbildung 7.7: Sturmschäden (Balken) normiert mit der Waldfläche der jeweiligen Ausrichtungsklasse. Die Klassen umfassen 45° , die Balken liegen jeweils auf der Klassenmitte. Treppenlinie wie in Abb. 7.4.

7.2.4 Krümmung

Die Wälder auf gekrümmtem Gelände wurden in allen Klassen ähnlich stark geschädigt (Abb. 7.8). Die Sattellagen weisen dabei mit 0,90% der Waldfläche etwas mehr Schäden auf als konvexe (0,83%) und konkave (0,85%) Gebiete. Am wenigsten wurden Wälder auf nicht markant gekrümmtem Gelände geschädigt (0,76%), der Unterschied ist aber nicht so groß wie bei anderen topographischen Parametern. Die Krümmung allein scheint keinen großen Einfluss auf das Auftreten von Sturmschäden zu haben. Lediglich eine zusätzliche Aufteilung der Sattelklasse in verschiedene Ausrichtungen der Sättel oder in verschiedene Teilbereiche eines Sattels könnte signifikantere Ergebnisse hinsichtlich der Gelände­krümmung liefern, wurde aber hier nicht durchgeführt.

7.2.5 Abhängigkeit von Kombinationen topographischer Parameter

Das Auftreten von Sturmschäden wird von unterschiedlichen Parametern beeinflusst. Um die dominierenden Einflüsse zu analysieren, werden jeweils zwei Parameter

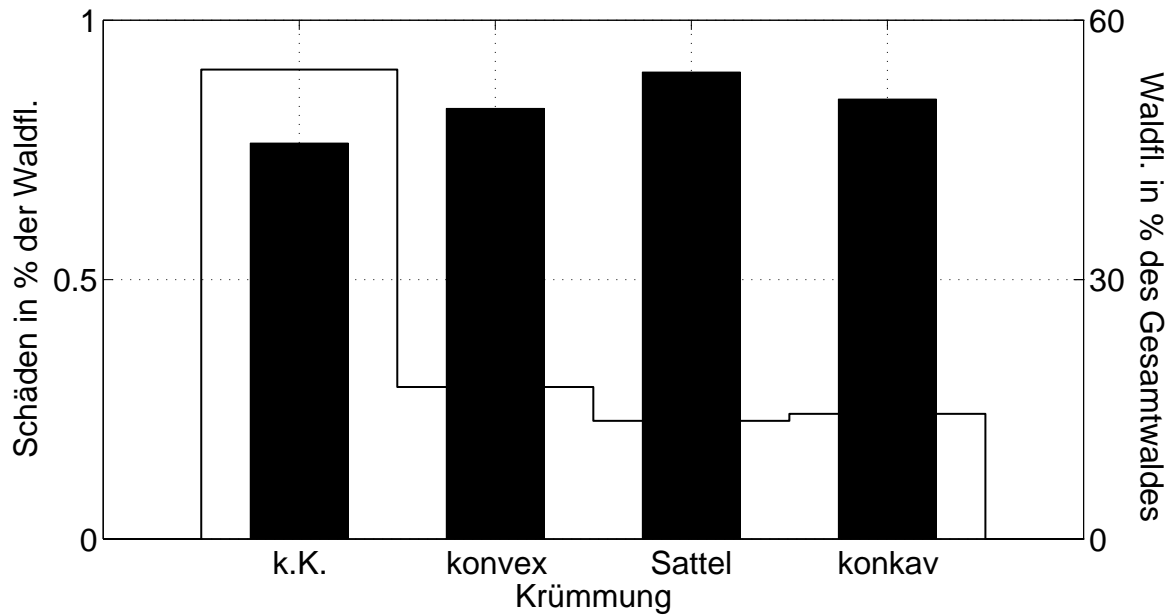


Abbildung 7.8: Sturmschäden (Balken) normiert mit der Waldfläche der jeweiligen Krümmungsklasse. Dabei steht „k.K.“ für „keine markante Krümmung“. Treppenlinie wie in Abb. 7.4.

gleichzeitig betrachtet. Die meisten der gebildeten Schnittmengen enthalten deutlich über 10.000 Waldbildpunkte. Manche Verschneidungen, besonders in niedrigen Lagen und großen Höhen (Kap.7.2.1), enthalten jedoch sehr wenige Waldbildpunkte, so dass bereits einzelne „Schadenbildpunkte“ hohe prozentuale Schadenanteile bewirken. Auf diese Fälle wird im Folgenden jeweils hingewiesen.

Es fällt auf, dass besonders große Schäden auf flachen Hängen bis 5° Beigung in Höhen zwischen 500 und 550 m auftreten (Abb. 7.9). In höheren Lagen von 900 bis 1000 m häufen sich die Schäden an Hängen zwischen 5 und 15° Neigungswinkel. Steile Hänge in 250 bis 300 m Höhe weisen ebenfalls einen hohen Schadenanteil auf. Da nur 2 Schadenbildpunkte im Verhältnis zu 42 Waldbildpunkten die Schädigung (fast 5%) in 150 bis 200 m Höhe bestimmen, gilt dieser Wert als nicht signifikant.

In höheren Lagen (800 bis 950 m) weisen nordwestliche Hänge mehr Schäden auf als anders ausgerichtete Hänge (Abb. 7.10). In niedrigen Lagen (300 bis 500 m) wurden nördlich und nordöstlich ausgerichtete Hänge am häufigsten geschädigt. Die geringsten Schäden traten besonders in 250 bis 300 m Höhe sowie in 650 bis 750 m Höhe an südwestlich und westlich ausgerichteten Hängen auf. Die Häufung der Sturmschäden auf ebenen Flächen in der Höhenklasse 450 bis 500 m ist auch in diesem Fall nicht signifikant, da die hohe Prozentzahl durch nur 11 Schadenbild-

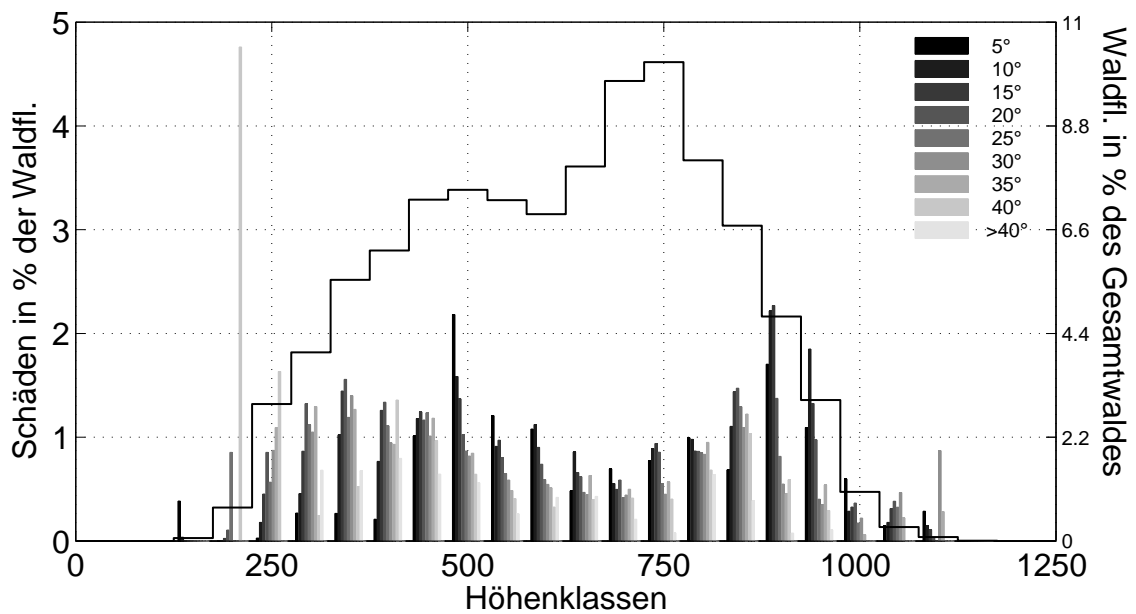


Abbildung 7.9: Verteilung der Sturmschäden über die Höhenklassen (Balken) kombiniert mit den Neigungsklassen (Graustufen), normiert mit der Waldfläche der jeweiligen Klasse. Der Anteil des Waldes pro Höhenklasse am Gesamtwald ist als Treppenlinie dargestellt.

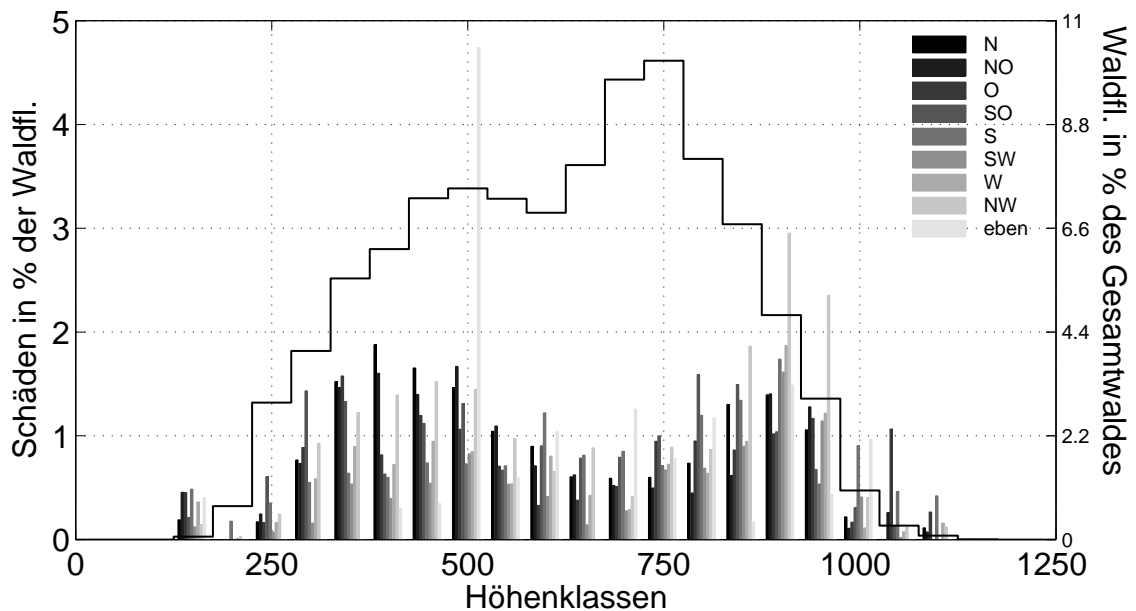


Abbildung 7.10: Verteilung der Sturmschäden über die Höhenklassen (Balken) kombiniert mit den Ausrichtungsklassen (Graustufen), normiert mit der Waldfläche der jeweiligen Klasse. Treppenlinie wie Abb. 7.9.

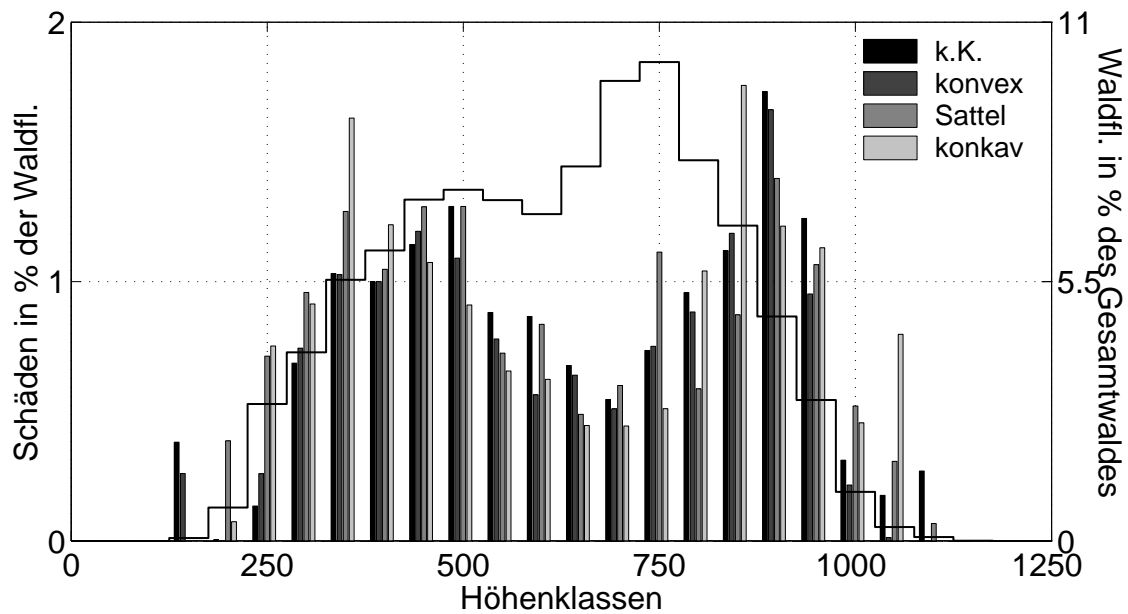


Abbildung 7.11: Verteilung der Sturmschäden über die Höhenklassen (Balken) kombiniert mit den Krümmungsklassen (Graustufen), normiert mit der Waldfläche der jeweiligen Klasse. Treppelinie wie Abb. 7.9.

punkte von 232 Waldbildpunkten zustande kommt.

Obwohl Sattellagen insgesamt etwas mehr Sturmschäden aufweisen als Lagen anderer Krümmungsklassen, treten diese beim Vergleich mit den Höhenlagen nicht deutlich hervor (Abb. 7.11). Insgesamt ähnelt die Schadenverteilung bezüglich der Parameterkombination von Krümmung und Höhe der Verteilung über die Höhenklassen allein (Abb. 7.4).

Wälder auf nordwestlich ausgerichteten Hängen sind stärker von Windwurf betroffen als in allen anderen Ausrichtungsklassen (Abb. 7.7). Die Schadenverteilung auf Nordwesthängen ist unabhängig von den Krümmungsklassen (Abb. 7.12). Auf niedrigem Schadenniveau trifft dies auch für südwestlich ausgerichtete Hänge zu. Für andere Hangausrichtungen zeigt die Parameterkombination von Ausrichtung und Krümmung (Abb. 7.12), dass in Sattellagen die meisten Schäden auftreten, wenn diese südöstlich ausgerichtet sind. Konkave Lagen sind dagegen mit nördlicher Ausrichtung stärker geschädigt als mit anderen Ausrichtungen. Ebene Sattellagen kommen im Untersuchungsgebiet selten vor (376 Waldbildpunkte), Sturmschäden traten dort nicht auf. Daraus lässt sich keine sichere Aussage zur Stabilität dieser Lage ableiten.

Bei der Verschneidung der Ausrichtung mit den anderen topographischen Pa-

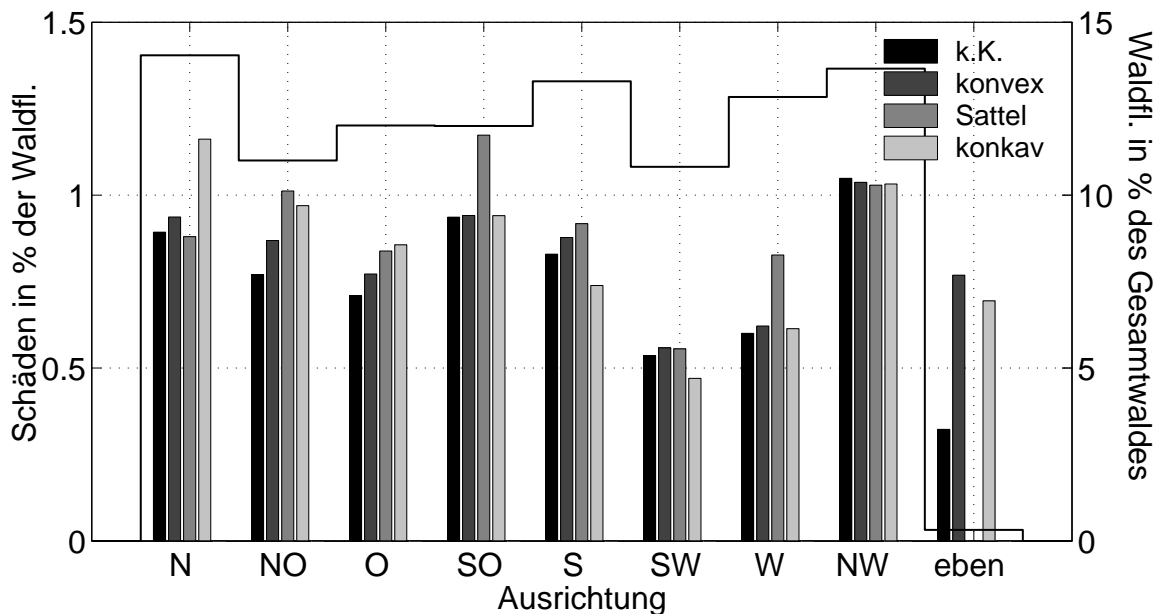


Abbildung 7.12: Verteilung der Sturmschäden über die Ausrichtungsklassen (Balken) kombiniert mit den Krümmungsklassen (Graustufen), normiert mit der Waldfläche der jeweiligen Klasse. Der Anteil des Waldes pro Ausrichtungsklasse am Gesamtwald ist als Treppenlinie dargestellt.

parametern zeigen sich nur wenige Abweichungen von dem in Abbildung 7.7 gezeigten Verhalten. Hänge mit Neigungen zwischen 10° und 20° weisen bei nordwestlicher Ausrichtung die meisten Schäden auf, während sich an steileren Hängen die Schäden an südöstlich ausgerichteten Hängen häufen. Je steiler die Hänge werden, desto größer werden die Unterschiede der Sturmschadenanteile in den verschiedenen Ausrichtungsklassen (Abb. 7.13).

Die Verteilung der Sturmschäden bezüglich topographischer Parameter spiegelt einige typische Merkmale der Topographie des Schwarzwaldes wider. Nordwesthänge heben sich anhand besonders hoher Sturmschäden deutlich hervor, unabhängig davon mit welchen anderen topographischen Parametern die Ausrichtung kombiniert wird. Dies legt nahe, dass an den Nordwesthängen im Untersuchungsgebiet besonders hohe Windgeschwindigkeiten herrschten. Das Rheintal ist von Nord-Nordost nach Süd-Südwest orientiert ist (Abb. 7.14). Entsprechend verläuft die westliche Kante des Schwarzwaldes. Die ersten Hänge vom Rheintal aus gesehen sind überwiegend nach Nordwest ausgerichtet. Aus verschiedenen Messprogrammen und Modelluntersuchungen ist bekannt, dass das Rheintal die Strömung kanalisiert (Fiedler, 1983, Whiteman und Doran, 1993). Auch die um 12 Uhr UTC gemessenen Windgeschwindigkeiten an den Stationen Karlsruhe und Straßburg zeigen diesen Effekt

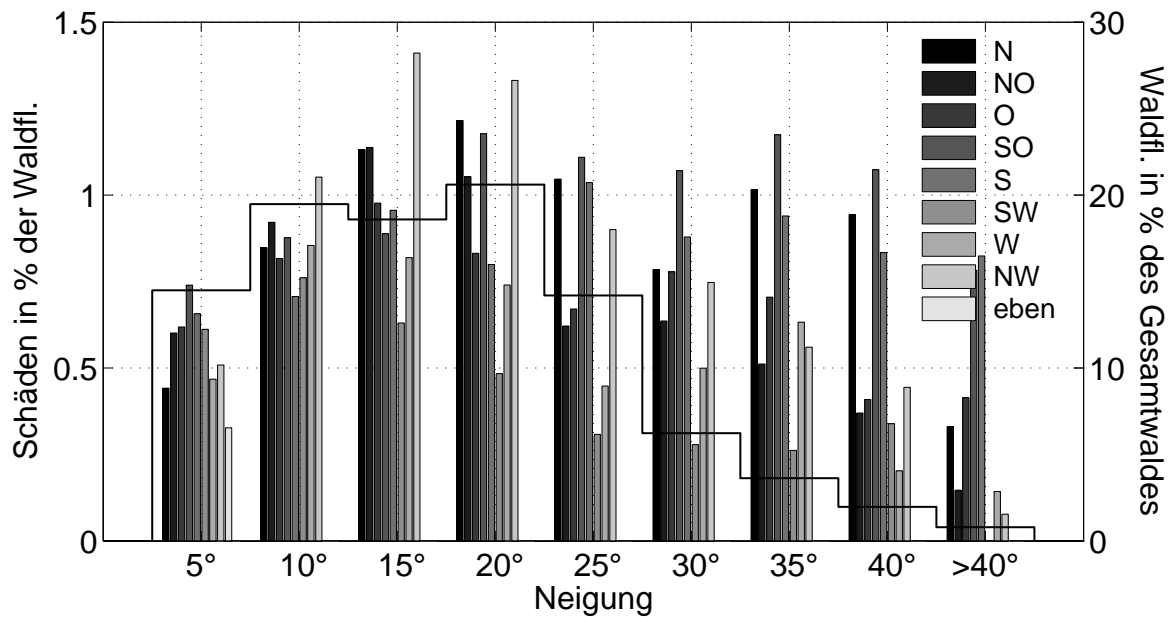


Abbildung 7.13: Verteilung der Sturmschäden über die Neigungsklasse (Balken) kombiniert mit den Ausrichtungsklassen (Graustufen), normiert mit der Waldfläche der jeweiligen Klasse. Der Anteil des Waldes pro Neigungsklasse am Gesamtwald ist als Treppenlinie dargestellt.

(Abb. 5.3). Am Rand des Tales (Station Lahr und Freiburg) beeinflusst das Tal die Anströmung jedoch nicht mehr so stark, der Schwarzwaldrand wird nicht parallel sondern mit einem spitzem Winkel angeströmt. Für die Nordwesthänge bedeutet dies eine parallele Anströmung. Nach Stathers et al. (1994) (Kap. 2.3.2) ist bei paralleler Anströmung die Sturmgefährdung an den unteren Hängen am höchsten. Dies kann erklären, warum sich im Untersuchungsgebiet die Sturmschäden an der Schwarzwaldkante und an Nordwesthängen häufen (Abb. 7.2). Besonders starke Schäden traten südlich von Karlsruhe, um Baden-Baden und südlich von Offenburg auf.

7.3 Sturmschäden und Standortdaten

Im Folgenden wird dargestellt, wie sich die Sturmschäden in den Wäldern bezüglich der Standortdaten (siehe Kap. 2.7.3) verhalten. Der Aufbau der Abbildungen entspricht denen im vorangegangenen Abschnitt. Für 74,55% der überflogenen Fläche mit 58,05% der Waldfläche liegen allerdings keine Standortdaten vor (siehe Kap. 2.3.1). Diese Waldfläche wurde zu 0,94% geschädigt. Im Folgenden (Abb. 7.15 bis 7.25) summieren sich die Waldanteile daher nicht zu 100% sondern nur zu 41,95%.

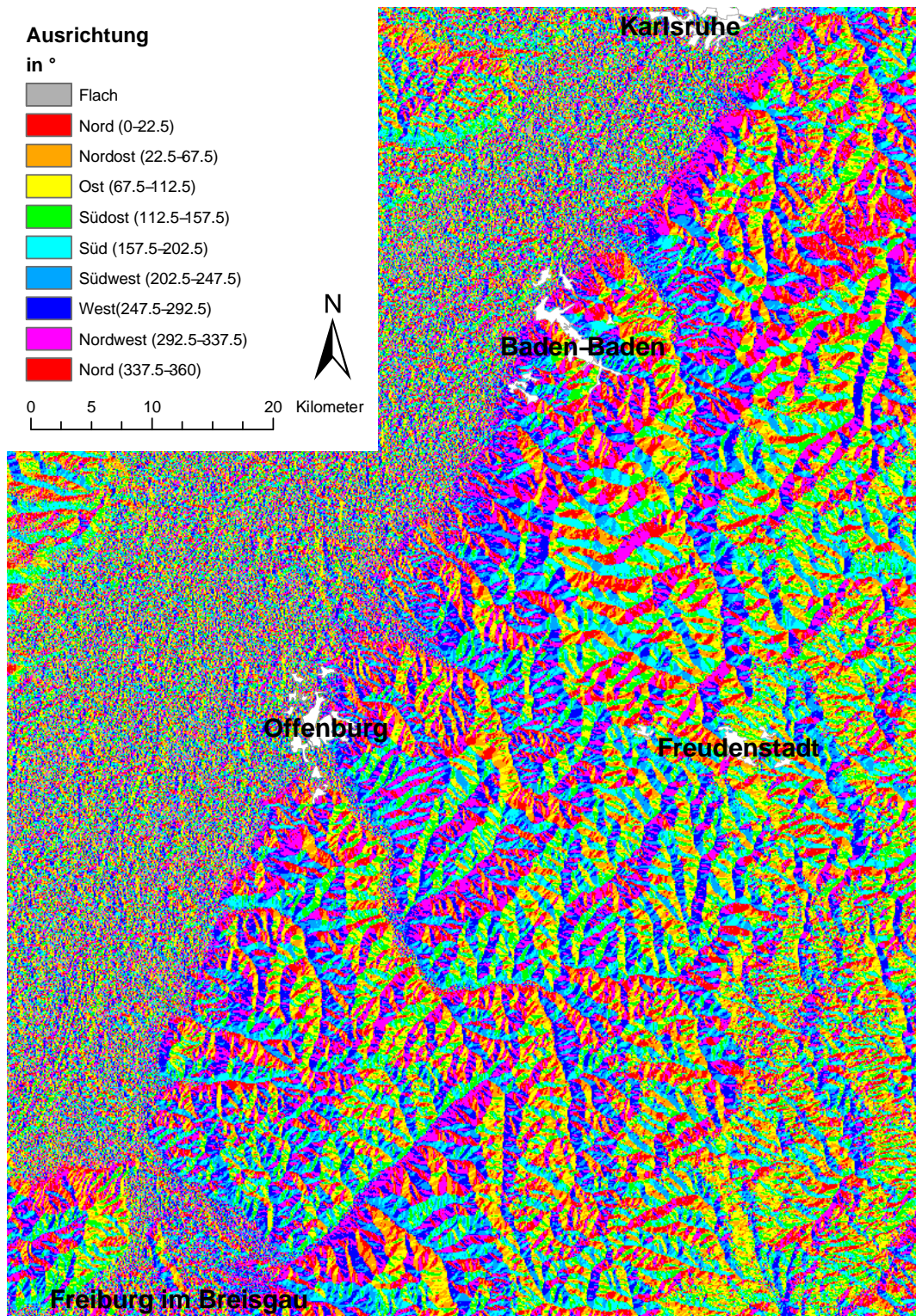


Abbildung 7.14: Ausrichtung der Hänge im Untersuchungsgebiet

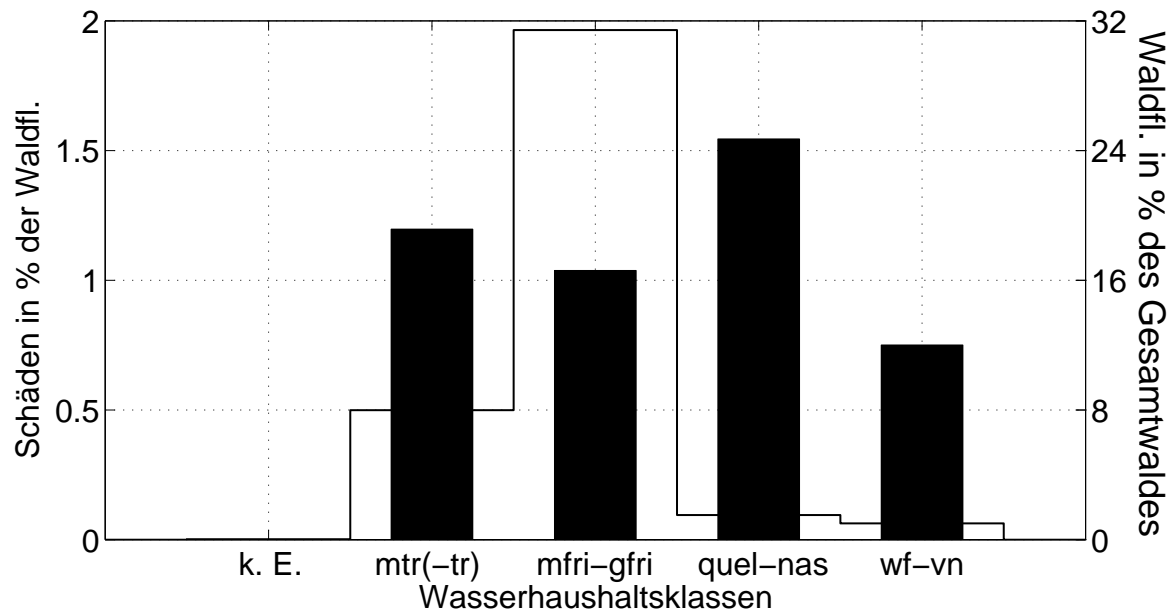


Abbildung 7.15: Verteilung der Sturmschäden (Balken) bezüglich der Wasserhaushaltsklasse, normiert mit der Waldfläche der jeweiligen Wasserhaushaltsklasse. Der Anteil des Waldes pro Klasse am Gesamtwald ist als Treppenlinie dargestellt. Abkürzungen siehe Tab. 7.2

Tabelle 7.2: Abkürzungen für die Wasserhaushaltsklassen

Abkürzung	Bedeutung
k.E.	Keine Eingabe
mtr(-tr)	mäßig trocken (bis trocken)
mfri-gfri	mäßig frisch bis grundfrisch
quel-nas	quellig bis nass
wf-vn	wechselfeucht bis vernässend

7.3.1 Wasserhaushaltsparameter

Entsprechend den Überlegungen in Kapitel 2.7.3 stellen quellig bis nasse Böden einen labilen Standort für Bäume dar (Abb. 7.15). Dort treten mit 1,54% der Waldfläche, für die Standortdaten vorliegen, auch die größten Sturmschäden auf. Dagegen fallen Sturmschäden auf wechselfeucht bis vernässend klassifizierten Böden mit 0,75% unerwartet gering aus, da diese Bodenarten ebenso als labil gelten. Als relativ stabil eingestufte mäßig trockene bis trockene Standorte weisen hingegen einen hohen geschädigten Waldanteil auf (1,20%).

Tabelle 7.2 enthält die in den Abbildungen verwendeten Abkürzungen für die Wasserhaushaltsklassen. Erläuterungen der Begriffe sind im Anhang A.3.2 aufgeführt.

7.3.2 Bodenartengruppen

Entgegen der Annahmen in Kapitel 2.7.3 scheinen sandig-grusig einschichtige Böden während des Sturmes „Lothar“ weniger stabile Standorte gewesen zu sein als andere Bodenarten. Bestände auf dieser Bodenart weisen 1,32% Schadenanteile auf, also deutlich mehr als auf den anderen Böden (Abb. 7.16). In Beständen auf felsig-blockigem Boden traten mit 0,73% die geringsten Schäden auf. Dies entspricht den bisherigen Erfahrungen.

Tabelle 7.3: Abkürzungen für die Bodenartengruppen

Abkürzung	Bedeutung
k.E.	Keine Eingabe
sgr1	sandig-grusig einschichtig
fbl	felsig-blockig
vlton	vielfältige Tone
lehm	lehmig
org	organisch
sgr2	sandig-grusig zweischichtig

Im Untersuchungsgebiet kommen keine Waldgebiete auf sandig-grusig zweischichtigen Böden vor. Wenige Waldbestände (232 Waldbildpunkte) gibt es auf Böden die nicht klassifiziert sind (keine Eingabe), dort traten keine Sturmschäden auf. Auf Sturmschadenanteile mit nicht signifikanter Datengrundlage wird im Folgenden speziell hingewiesen.

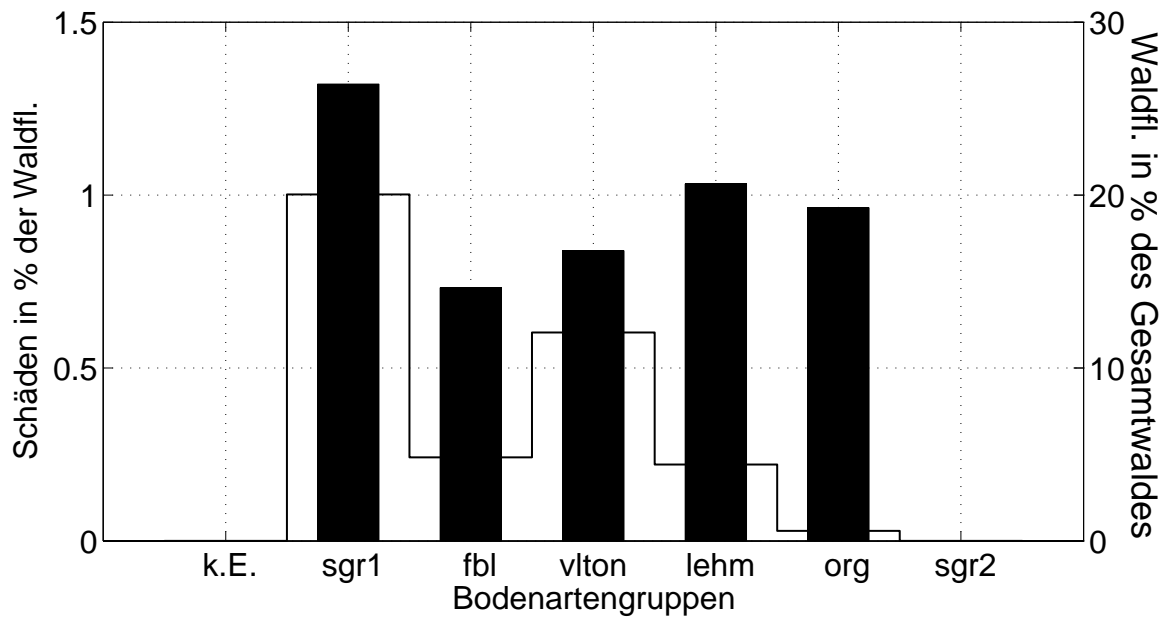


Abbildung 7.16: Verteilung der Sturmschäden (Balken) bezüglich der Bodenartengruppen normiert mit der Waldfläche der jeweiligen Bodenartengruppe. Der Anteil des Waldes pro Klasse am Gesamtwald ist als Treppenlinie dargestellt. Abkürzungen siehe Tab. 7.3

Die Abkürzungen für die einzelnen Bodenarten, wie sie in den Abbildungen verwendet werden, sind in Tabelle 7.3 aufgeführt. Anhang A.3.1 enthält Erläuterungen zu den Bodenartengruppen.

7.3.3 Abhängigkeit von Kombinationen der Standortparameter

In Abbildung 7.17 ist die Verteilung der Sturmschäden abhängig vom Wasserhaushalt kombiniert mit der Bodenart dargestellt. Sandig-grusig einschichtige Böden, die als quellig bis nass klassifiziert sind, zeigen mit Abstand am meisten Windwurf. Auch wechselfeuchte bis vernässende Standorte auf vielfältig-tonigen und organischen Böden sind deutlich mehr betroffen als andere Böden. Besonders stabile Standorte scheinen wechselfeuchte bis vernässende Lehmböden zu sein.

Entgegen den Annahmen der FVA (Kap. 2.7.3) sind auch auf stabil eingestuften Standorten zum Teil erhebliche Sturmschäden zu finden. Eine Ursache dafür könnte in den Witterungsverhältnissen des Dezembers 1999 liegen. Wie in Kapitel 5.4 beschrieben, war der Boden zum Zeitpunkt des Sturmes vermutlich wassergesättigt. Somit boten auch mäßig trockene bis trockene Standorte weniger Halt für die Wur-

zeln der Bäume. Auch in der Bodenartengruppe „sandig-grusig einschichtig“ fanden Wurzeln offenbar weniger Halt als angenommen. Die Bodenartengruppe felsig-blockig gilt als stabil. Dort traten auch die geringsten Schäden auf. Diese Bodenart reagiert vermutlich wenig auf ein erhöhtes Wasserangebot aus Niederschlägen, da durch die geringe Wasserspeicherfähigkeit der Untergrund nicht so stark aufweichen kann wie bei Bodenarten mit weniger Anteil an festem Gestein. Ob Sturmschäden durch Entwurzelung oder Bruch der Bäume entstanden sind, geht aus den Daten nicht hervor. Daher ist eine genauere Aufschlüsselung nicht möglich. Gebrochene Bäume weisen auf stabile Standorte hin, da der Baum dort sehr stabil wurzelt, der Stamm jedoch bei genügend Winddruck nachgibt (siehe Kap. 2.3.1). Nur entwurzelte Bäume deuten entsprechend auf labile Standorte hin. Sturmschäden auf

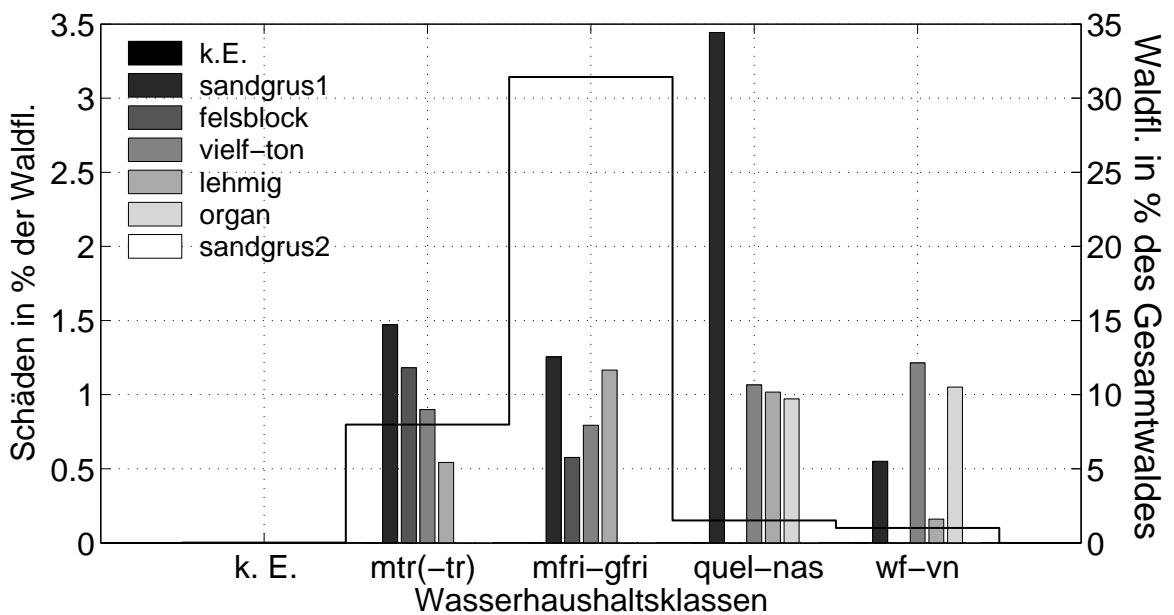


Abbildung 7.17: Verteilung der Sturmschäden pro Wasserhaushaltsklasse (Balken) über die Bodenartenklassen (Graustufen), normiert mit der Waldfläche der jeweiligen Klasse. Der Anteil des Waldes pro Wasserhaushaltsklasse am Gesamtwald ist als Treppenlinie dargestellt. Abkürzungen siehe Tabellen 7.2 und 7.3

stabilen Standorten zeigen jedoch, dass auch gesunde, gut verankerte Bäume den hohen Windgeschwindigkeiten nicht standhalten konnten.

7.4 Sturmschäden, topographische Parameter und Standortdaten

Topographische Parameter beeinflussen über die Windmodifikation das Auftreten von Sturmschäden im Schwarzwald, während Standortfaktoren unmittelbar über die Standsicherheit der Bäume das Schadensmuster bestimmen. Verschiedene Kombinationen von jeweils zwei Parametern werden untersucht, um den stärksten Einflussfaktor zu erkennen.

7.4.1 Wasserhaushalt und topographische Parameter

Die Krümmung für sich genommen scheint die Verteilung der Sturmschadenflächen nicht maßgeblich zu beeinflussen (Abb. 7.8). Betrachtet man zusätzlich den Wasserhaushalt des Bodens (Abb. 7.18) so fällt auf, dass Sattellagen und insbesondere konvexe Geländeformen an wechselfeucht bis vernässenden und an quellig bis nassen Standorten mehr geschädigt sind als andere. Bestände auf mäßig frischen bis grundfrischen sowie mäßig trockenen bis trockenen Böden zeigen hingegen keine bzw. kaum eine Abhängigkeit von der Krümmung des Geländes. In konkaven Lagen auf wechselfeuchten bis vernässenden Standorten traten keine Sturmschäden auf. Die Bäume auf diesen Standorten scheinen wenig gefährdet zu sein.

Bezüglich der Geländeneigung und der Wasserhaushaltsklassen (Abb. 7.19), zeigt sich für die Wasserhaushaltsklassen „mäßig trocken bis trocken“ und „mäßig frisch bis grundfrisch“ ein ähnliches Bild der Schadensverteilung wie bei alleiniger Betrachtung der Neigung (Abb. 7.6). An den quellig bis nassen Standorten treten in allen Neigungsklassen mehr Schäden auf als an trockeneren Standorten. Der hohe Schadenanteil an wechselfeucht vernässenden Standorten zwischen 25 und 30° Neigung ist statistisch unsicher (lediglich 0,45 ha von 20 ha Waldfläche). Dass steilere Hänge in dieser Wasserhaushaltsklasse keine Schäden aufweisen, liegt möglicherweise ebenfalls an der geringen Datenmenge (110 Waldbildpunkte).

Kombiniert man die Wasserhaushaltsklassen mit den Hangausrichtungsklassen (Abb. 7.20) so zeigt sich wie schon in Abbildung 7.7, dass die nordwestlich ausgerichteten Hänge bis auf eine Ausnahme stets am stärksten betroffen waren, die südwestlich und westlich ausgerichteten am geringsten. Eine Ausnahme bilden wechselfeuchte bis vernässende Standorte, wo die nordwestlichen Hänge nach den westlichen am wenigsten geschädigt sind, während die meisten Schäden an nordöstlichen und östlichen Hängen auftraten.

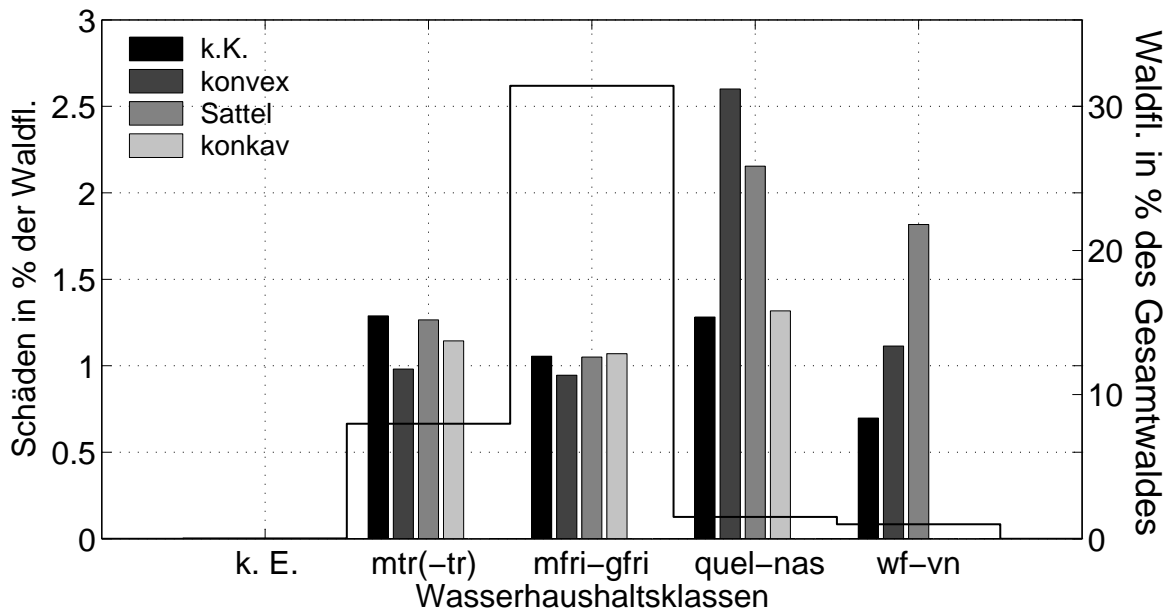


Abbildung 7.18: Verteilung der Sturmschäden pro Wasserhaushaltsklasse (Balken) über die Krümmungsklassen (Graustufen), normiert mit der Waldfläche der jeweiligen Klasse. Der Anteil des Waldes pro Wasserhaushaltsklasse am Gesamtwald ist als Treppenlinie dargestellt. Abkürzungen siehe Tab. 7.2

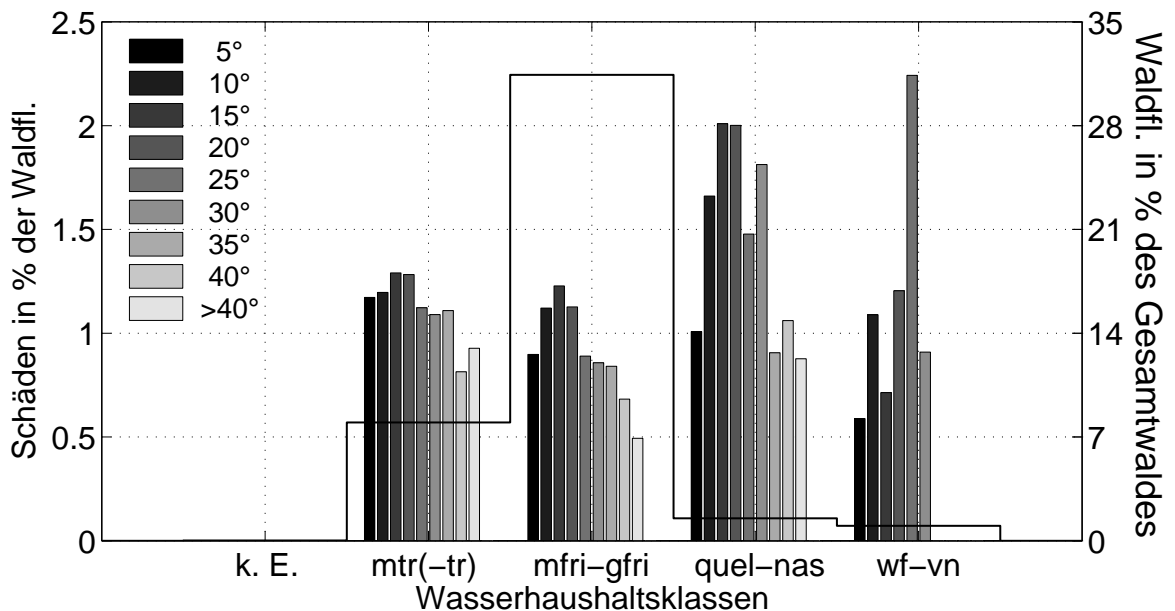


Abbildung 7.19: Verteilung der Sturmschäden pro Wasserhaushaltsklasse (Balken) über die Neigungsklassen (Graustufen), normiert mit der Waldfläche der jeweiligen Klasse. Treppenlinie wie in Abb. 7.18. Abkürzungen siehe Tab. 7.2

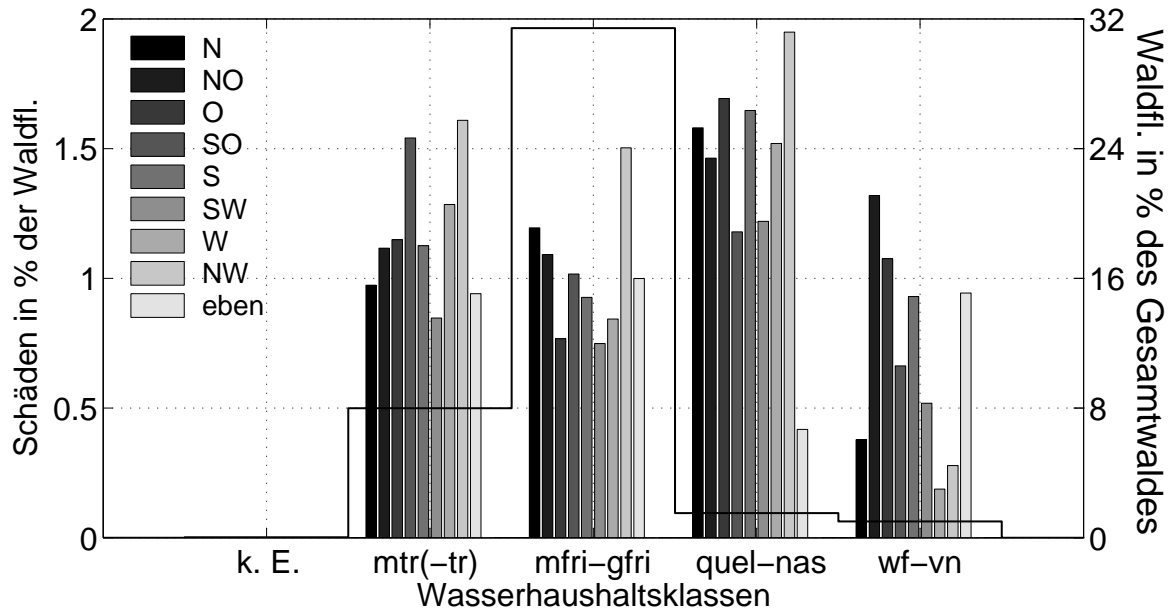


Abbildung 7.20: Verteilung der Sturmschäden pro Wasserhaushaltsklasse (Balken) über die Ausrichtungsklassen (Graustufen), normiert mit der Waldfläche der jeweiligen Klasse. Treppenlinie wie in Abb. 7.18. Abkürzungen siehe Tab. 7.2

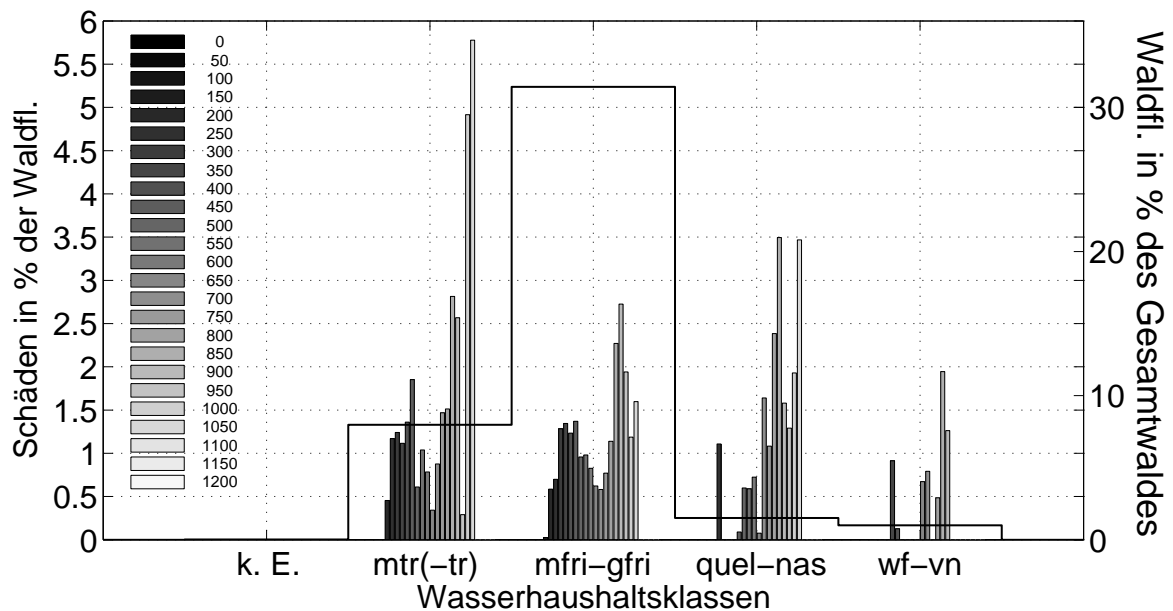


Abbildung 7.21: Verteilung der Sturmschäden pro Wasserhaushaltsklasse (Balken) über die Höhenklassen (Graustufen), normiert mit der Waldfläche der jeweiligen Klasse. Treppenlinie wie in Abb. 7.18. Abkürzungen siehe Tab. 7.2

In den hohen Lagen aber unterhalb von 1050 *m* treten besonders viele Schäden auf, die meisten auf quellig bis nassen Böden (Abb. 7.21). In noch größeren Höhen ist die Datenmenge zu gering für eine Aussage. Die Schadenmenge an quellig bis nassen Standorten in mittleren Lagen (750 bis 800 *m*) tritt unerwartet deutlich hervor, wobei diese Höhenlage insgesamt deutlich weniger geschädigt wurde als darüber oder darunter gelegene Gebiete (Abb. 7.4). Die geringsten Schäden traten auf quelligen bis nassen Untergründen in 350 bis 500 *m* und 650 bis 700 *m* Höhe auf. Dabei ist die Datenmenge in dieser Wasserhaushaltsklasse bis 450 *m* mit jeweils zwischen 150 und 600 Waldbildpunkten spärlich. Wenige bis gar keine Schäden liegen auf wechselfeuchten bis vernässenden Böden in 350 bis 650 *m* vor, jedoch ist auch dort die Datenmenge mit maximal 900 Waldbildpunkten recht gering. Das Minimum in derselben Wasserhaushaltsklasse in 700 bis 750 *m* ist dagegen mit über 2000 Waldbildpunkten aussagekräftig.

7.4.2 Bodenarten und topographische Parameter

Zusammenhänge zwischen topographischen Parametern und den Bodenarten am Standort werden im Folgenden betrachtet.

Die Verknüpfung der unterschiedlichen Krümmungen des Geländes mit den zugehörigen Bodenarten (Abb. 7.22) zeigt ein differenzierteres Bild der Schadensverteilung als bei alleiniger Betrachtung der Krümmung (Abb. 7.8). Die Unterschiede zwischen den Schadensanteilen bezüglich der Krümmungsklassen treten zum Teil sehr deutlich hervor. Am stärksten wird der Einfluss der Bodenartengruppen an lehmigen Standorten sichtbar. Dort weisen Sattellagen mehr Schäden auf als an allen anderen Standorten. An Standorten mit der Bodenart „organisch“ wurden konvexe Lagen deutlich mehr geschädigt als andere. Dahingegen traten in konkaven Lagen mit felsig-blockigem Untergrund die geringsten Schäden auf.

Der Einfluss der Neigung auf die Verteilung der Schadenflächen (Abb. 7.6) hängt sehr unterschiedlich von den verschiedenen Bodenartengruppen ab (Abb. 7.23). Während auf sandig-grusigen einschichtigen Böden die Schäden in ähnlichem Zusammenhang zur Neigung stehen wie auf lehmigen Böden (Abb. 7.6 – größte Schäden auf 10° bis 15° geneigten Hängen), beeinflusst die Hangneigung auf vielschichtigen Böden die Schadenverteilung kaum. Andererseits sind auf felsig-blockigen Untergründen die meisten Schäden auf flachen Hängen zu finden, je steiler die Hänge werden, desto weniger wurden sie geschädigt. Die Häufung der Schäden auf organischen Böden bei Hangneigungen von 30° bis 35° sind nicht aussagekräftig, da dies

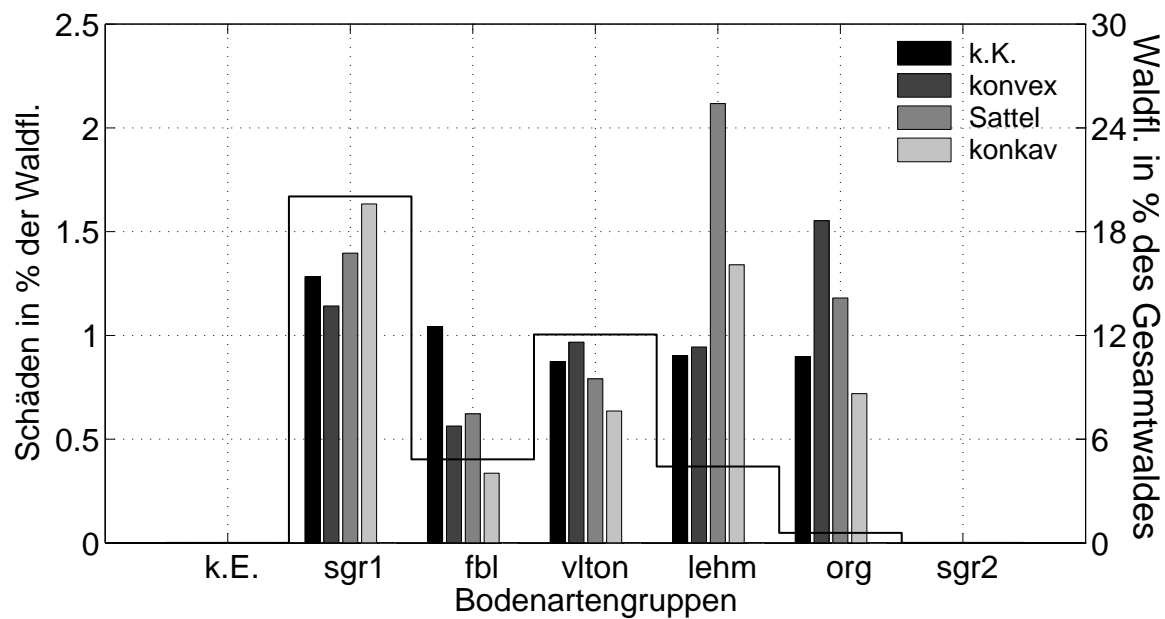


Abbildung 7.22: Verteilung der Sturmschäden pro Bodenartenklasse (Balken) über die Krümmungsklassen (Graustufen), normiert mit der Waldfläche der jeweiligen Klasse. Der Anteil des Waldes pro Bodenartenklasse am Gesamtwald ist als Treppenlinie dargestellt. Abkürzungen siehe Tab. 7.3

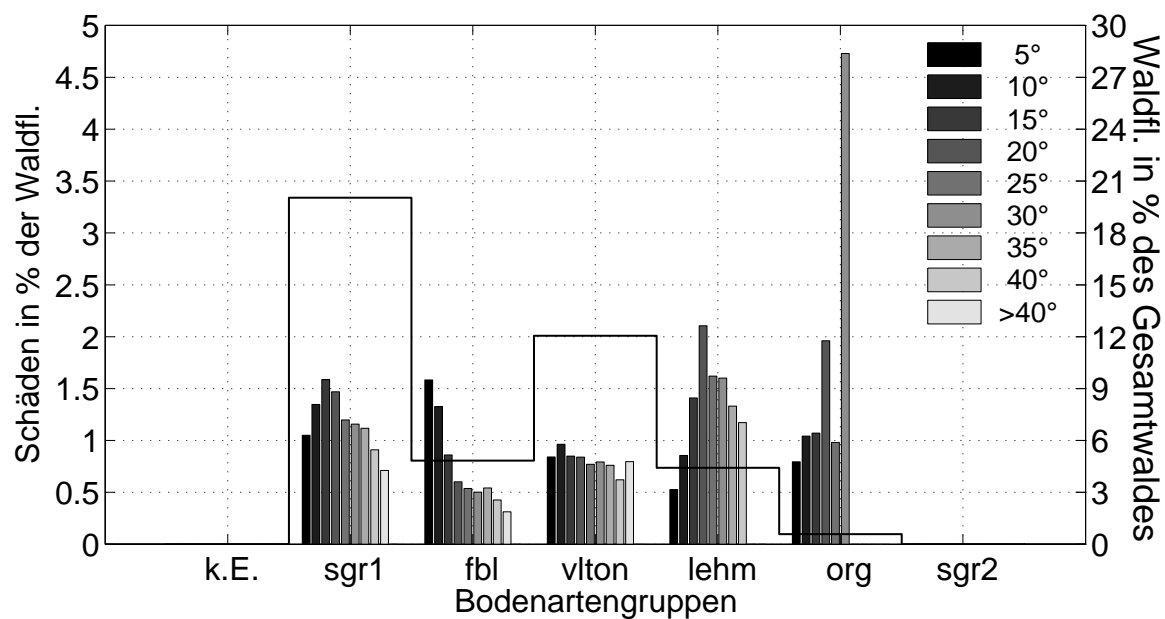


Abbildung 7.23: Verteilung der Sturmschäden pro Bodenartenklasse (Balken) über die Neigungsklassen (Graustufen), normiert mit der Waldfläche der jeweiligen Klasse. Treppenlinie wie in Abb. 7.22. Abkürzungen siehe Tab. 7.3

nur 7 Schadenbildpunkte von 148 Waldbildpunkten betrifft. Sturmschäden traten in Wäldern auf organischen Böden in Kombination mit sehr steilen Hängen nicht auf. Diese kommen jedoch im Untersuchungsgebiet mit insgesamt weniger als 100 Waldbildpunkten kaum vor, so dass die Aussage nicht verallgemeinert werden kann.

Nordwestlich ausgerichtete Hänge sind unabhängig von der Bodenart meistens stärker geschädigt als anders ausgerichtete Hänge (Abb. 7.24). In den Klassen „felsig-blockig“ und „vielfältig-tonig“ dominieren südöstlich ausgerichtete Hänge das Schadensbild. Die Unterschiede zwischen den Schadenanteilen in den Hangausrichtungsklassen sind auf felsig-blockigem Untergrund am geringsten. Westliche Hänge weisen auf lehmigen und organischen Standorten ebenfalls sehr große Schäden auf, während sie in der Gesamtbetrachtung nur halb so stark geschädigt sind wie nordwestliche Hänge (Kap. 7.2.3). Dies deutet darauf hin, dass lehmige und organische Bodenarten den Waldbeständen geringere Stabilität bieten als andere. Ebene Flächen kommen im Untersuchungsgebiet kaum vor. Dabei ist der Waldanteil auf felsig-blockigen Böden am geringsten (117 Waldbildpunkte). Der Schadenanteil (0,85%) wird dort von nur einem Schadenbildpunkt ausgemacht.

Über fast alle Bodenartengruppen hinweg treten in höheren Lagen (oberhalb von 850 *m*) deutlich mehr Schäden auf als an tiefergelegenen Standorten (Abb. 7.25). Die Ausnahme bilden lehmige Böden. Sie weisen in tieferen Lagen um 450 bis 550 *m* ebenso viele Schäden auf wie die anderen Bodenarten in höheren Lagen. Der hohe Schadenanteil in 900 bis 950 *m* Höhe kommt hier durch nur 6 Schadenbildpunkte von 76 Waldbildpunkten zustande. Bei den meisten Bodenartengruppen ist, wie bei der Untersuchung auf Höhenabhängigkeit (Abb. 7.4), eine Abnahme der Schäden in mittleren Höhen um 700 bis 750 *m* zu sehen. Lediglich an felsig-blockigen Standorten ist ein Minimum der Schäden in tieferen Lagen (500 bis 550 *m*) zu finden. Wie bereits erwähnt kommen in Höhen bis 150 *m* und über 1100 *m* kaum Waldflächen vor. Wälder auf lehmigen Böden gibt es darüberhinaus nur bis in Höhen von 900 *m*, auf organischen Böden erst ab Höhen von 600 *m*.

7.5 Fazit

Nach der vorangegangenen Analyse der Einflussfaktoren auf Sturmschäden im Schwarzwald werden nun die dominierenden Eigenschaften zusammengefasst. Die größten Sturmschäden treten auf:

- an nordwestlich ausgerichteten Hängen,

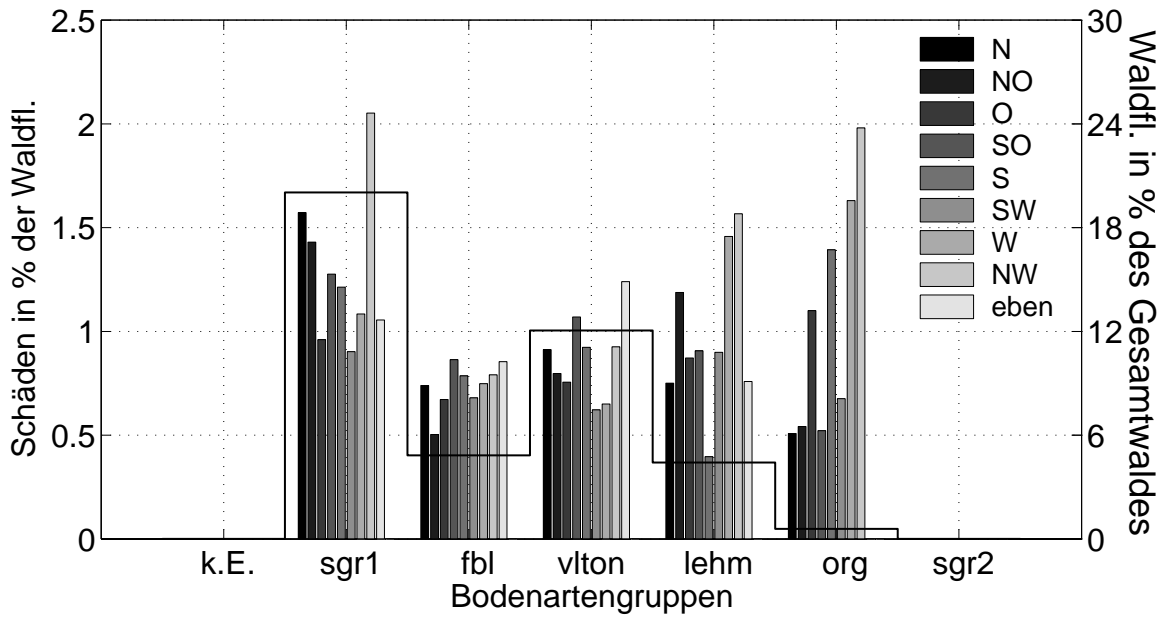


Abbildung 7.24: Verteilung der Sturmschäden pro Bodenartenklasse (Balken) über die Neigungs-klassen (Graustufen), normiert mit der Waldfläche der jeweiligen Klasse. Treppenlinie wie in Abb. 7.22. Abkürzungen siehe Tab. 7.3

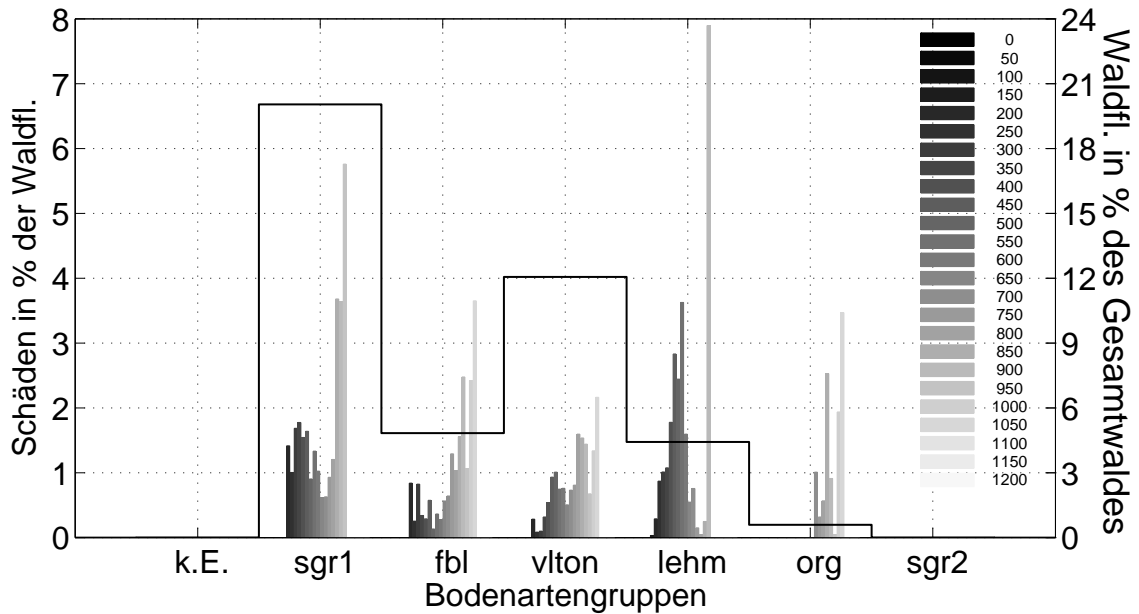


Abbildung 7.25: Verteilung der Sturmschäden pro Bodenartenklasse (Balken) über die Höhenklas-sen (Graustufen), normiert mit der Waldfläche der jeweiligen Klasse. Treppenlinie wie in Abb. 7.22. Abkürzungen siehe Tab. 7.3

- in tiefen Lagen zwischen 300 und 500 *m*,
- in hohen Lagen zwischen 800 und 950 *m*,
- an Hängen mit 10° bis 20° Hangneigung,
- auf lehmigem und sandig-grusig einschichtigem Untergrund,
- auf Böden der Wasserhaushaltsklasse quellig bis nass,

sowie auf Standorten mit folgenden Parameterkombinationen:

- auf sandig-grusig einschichtigen Böden der Wasserhaushaltsklasse quellig bis nass,
- in Sattellagen und konvexen Lagen auf wechselfeucht bis vernässenden und auf quellig bis nassen Böden,
- in Sattellagen auf lehmigen Böden,
- in tiefen Lagen zwischen 450 und 550 *m* auf lehmigen Böden,
- in mittleren Lagen zwischen 750 und 800 *m* auf quellig bis nassen Böden.

Die geringsten Sturmschäden treten auf:

- auf südwestlich bis westlich ausgerichteten Hängen,
- in mittleren Lagen zwischen 650 und 750 *m*,
- auf flachen Hängen (0° bis 5°),
- auf steilen Hängen (größer 40°),
- auf felsig-blockigem Untergrund,
- auf Böden der Wasserhaushaltsklassen wechselfeucht bis vernässend und mäßig frisch bis grundfrisch,

sowie auf Standorten mit folgenden Parameterkombinationen:

- auf lehmigen Böden der Wasserhaushaltsklassen wechselfeucht bis vernässend,
- in konkaven Lagen auf wechselfeuchten bis vernässenden Böden,
- in konkaven Lagen auf felsig-blockigem Untergrund.

Die Krümmung des Geländes scheint keinen unmittelbaren Einfluss auf die Entstehung der Sturmschäden zu haben. Der exemplarische Befund (siehe Detaildiskussion Baden-Baden Kap. 6), dass an Sattellagen die Strömung beschleunigt und somit die Sturmwurfgefahr erhöht wird (Kap. 2.3.2), konnte anhand der Daten nicht allgemein belegt werden. Lediglich Sattellagen in südöstlicher Ausrichtung wurden etwas mehr geschädigt als Sattellagen mit anderer Ausrichtung.

Die orographischen Besonderheiten des Schwarzwaldes, wie die Ausrichtung der Schwarzwaldkante und das Höhenprofil, spiegeln sich deutlich in den Sturmschäden wider. Es ist anzunehmen, dass das Rheintal die Strömung kanalisiert hat. Tatsächlich zeigen Messungen, dass die stärksten Windgeschwindigkeiten neben westlichen und nord-nordwestlichen auch mit west-südwestlichen Komponenten auftraten. Informationen darüber, zu welchem Zeitpunkt die Sturmschäden aufgetreten sind, liegen nicht vor.

In den Talsohlen des Untersuchungsgebietes liegen keine Daten vor, da diese im Schwarzwald in der Regel nicht bewaldet sondern bebaut sind oder landwirtschaftlich genutzt werden. Die bewaldeten Flächen des Rheintales gehören nicht zum Untersuchungsgebiet. Dort traten jedoch zum Teil ebenfalls hohe Sturmschäden auf.

8 Rekonstruktion des Windfeldes

Für das Untersuchungsgebiet stehen die Daten von sechs meteorologischen Stationen zur Verfügung (Kap. 5.2). Windgeschwindigkeiten werden als 10-Minutenmittel und maximale Böen stündlich gespeichert, ebenso der Luftdruck¹. Die Windgeschwindigkeiten an den Stationen werden nicht nur durch die großräumige Windsituation, sondern auch durch orographische Gegebenheiten und die lokalen Bedingungen in der Stationsumgebung beeinflusst. Um eine Aussage für das gesamte Untersuchungsgebiet zu erhalten, kann das Windfeld zwar anhand der Stationsdaten interpoliert werden, doch stellt dies nur eine recht grobe Näherung an das tatsächliche Windfeld dar. Die Simulation von Windfeldern mit numerischen Modellen ist prinzipiell mit allen physikalisch berücksichtigten Prozessen möglich. Allerdings liegen bisher wenige Erfahrungen mit hochaufgelösten Modellen bei Starkwindsituationen vor.

8.1 Das Windfeld aus Messdaten

Eine grobe Abschätzung der flächenhaften Verteilung des Windfeldes kann durch Interpolation unter Nutzung der gemessenen Windgeschwindigkeiten (siehe 5.2) und des geostrophischen Windfeldes in Bodennähe erfolgen. Der geostrophische Wind ergibt sich aus dem Gleichgewicht der Coriolis- und der Druckgradientkraft:

$$f\vec{k} \times \vec{v}_h = -\frac{1}{\rho}\vec{\nabla}_h p \quad (8.1)$$

mit dem Coriolisparameter f , dem vertikalen Einheitsvektor \vec{k} , dem Horizontalwind \vec{v}_h , der Luftdichte ρ und dem horizontalen Druckgradienten $\vec{\nabla}_h p$. Somit ergibt sich der geostrophische Wind \vec{v}_g zu

$$\vec{v}_g = \vec{v}_h = \frac{1}{\rho f}\vec{k} \times \vec{\nabla}_h p. \quad (8.2)$$

Das geostrophische Gleichgewicht ist nur für eine unbeschleunigte reibungsfreie horizontale Strömung gültig. Am Erdboden sind diese Bedingungen nicht erfüllt. Zusätzlich zu Druck- und Corioliskraft bewirkt hier noch die Reibungskraft eine Reduktion der Geschwindigkeit und eine Linksdrehung des Windes gegenüber dem

¹Maximale Böen jeweils der vergangenen Stunde, 10-Minutenmittel der letzten 10 *min* vor und Luftdruck zur Beobachtungszeit. Diese liegt jeweils 10 *min* vor der vollen Stunde.

geostrophischen Wind. Für eine beschleunigungsfreie Strömung spricht man hier vom so genannten geotriptischen (reibungsbefaheten) Wind. Aufgrund weitgehend geradlinig verlaufender Isobaren im Untersuchungsgebiet (Abb. 8.2) spielte die Zentrifugalkraft wahrscheinlich keine Rolle. Zudem haben Kiefer und Fischer (1971) gezeigt, dass Gradientwindberechnungen, die die Krümmung der Isobaren mit einbeziehen, eine schlechtere Approximation des geotriptischen Windes für den Bodenwind liefern als der geostrophische Wind. Die Strömung während des Sturmes „Lothar“ war nicht beschleunigungsfrei, da sich das Druckfeld in kurzen Zeiträumen sehr stark, örtlich bis zu 6 hPa pro Stunde, geändert hat. Der Einfluss der Drucktendenzen auf den geostrophischen Wind wird durch den isallobarischen Wind beschrieben. Dies ist eine ageostrophische Windkomponente, die senkrecht zu den Isallobaren (Linien gleicher Drucktendenz) verläuft, und zum Fallgebiet weist. Der isallobarische Wind bewirkt das Zusammenströmen der Luft im Zentrum des Fallgebietes (Kurz, 1990). Je nach Lage des Fallgebietes führt dies zu einer Geschwindigkeitszu- oder -abnahme sowie zu einer Richtungsänderung. Bei den während „Lothar“ herrschenden Gradienten der Drucktendenzen von etwa 1 hPa pro Stunde und pro 10 km beträgt der isallobarische Wind etwa 3 m/s . Bei geostrophischen Windgeschwindigkeiten von über 80 m/s (Abb. 8.2) führt das zu einer Änderung des tatsächlichen gegenüber dem geostrophischen Wind um wenige Prozent (siehe Anhang A.6). Kiefer und Fischer (1971) zeigen anhand einer statistischen Untersuchung von Abweichungen des tatsächlichen Windes zum geostrophischen Wind in der Höhe ($850 \text{ hPa} - 500 \text{ hPa}$), dass bei Starkwinden (über 26 m/s Windgeschwindigkeit im 500 hPa -Niveau) und mit zunehmenden Windgeschwindigkeiten sowohl die Abweichungswinkel als auch die -beträge klein werden. In der Höhe bietet der geostrophische Wind also besonders bei hohen Windgeschwindigkeiten eine gute Näherung des tatsächlichen Windes. Am Erdboden wird die Windgeschwindigkeit dann durch Reibung und orographische Effekte modifiziert.

Klose (1979) stellt eine Methode vor, den geostrophischen Wind aus dem Bodendruckfeld abzuleiten. Ohne Berücksichtigung der Reibung lässt sich aus dem Bodendruckfeld (Druckgradientkraft) und der Corioliskraft zunächst der bodennahe geostrophische Wind berechnen. Der geotriptische Wind \vec{v}_R unterscheidet sich in Betrag und Richtung vom geostrophischen Wind. Der Betrag ergibt sich in erster Näherung aus:

$$|\vec{v}_R| = c \cdot |\vec{v}_g|, \quad (8.3)$$

und die Windrichtung $dd_{\vec{v}_R}$ aus:

$$dd_{\vec{v}_R} = dd_{\vec{v}_g} - \alpha. \quad (8.4)$$

Der Reibungsparameter c und der Ablenkungswinkel α werden empirisch ermittelt, $dd_{\vec{v}_R}$ bzw. $dd_{\vec{v}_g}$ bezeichnen die Windrichtung des geotriptischen respektive geostrophischen Windes.

Da die Reibungskraft die Windgeschwindigkeit in Bodennähe bremst, ist der Bodenwind somit deutlich schwächer als der geostrophische Wind. Auch die Windrichtung ist unterschiedlich. Während der geostrophische Wind isobarenparallel weht (mit dem tiefen Druck zur Linken), besitzt der reibungsbehaftete Wind in Bodennähe eine Komponente zum tiefen Druck hin. Reibungsparameter c und Ablenkungswinkel α sind abhängig von lokalen Gegebenheiten. Bei Klose (1979) werden empirisch ermittelte Werte für c zwischen 0,39 und 0,51 und für α zwischen 28° und 38° angegeben. Diese Werte wurden allerdings jeweils für sommerliche Wetterlagen mit geringen und mäßigen Windgeschwindigkeiten ermittelt.

In Anlehnung an die Methode von Klose (1979) lässt sich das Bodenwindfeld für das Untersuchungsgebiet am 26.12.1999 abschätzen. Über den gesamten Tag wird für jede Stunde das Druckfeld aus den auf NN reduzierten Luftdruckwerten der Stationen mit einer Auflösung von 5 km berechnet. Aufgrund der geringen Stationsdichte ist eine höhere Auflösung nicht sinnvoll, sie führt zu keinem Informationsgewinn.

Die Berechnung des geostrophischen Windes erfolgt aus dem Druckgradienten des interpolierten Bodendruckfeldes (Kap. 5.2). Die geostrophische Windrichtung entspricht dabei dem Isobarenverlauf, der Betrag der geostrophischen Windgeschwindigkeit errechnet sich mit den Komponenten

$$u_g = -\frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial y} \quad \text{und} \quad v_g = \frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (8.5)$$

aus $|\vec{v}_g| = \sqrt{u_g^2 + v_g^2}$. Die Approximation des Differenzialquotienten aus dem Bodendruckfeld erfolgt nach dem Differenzschema von Miyakoda (1960):

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \frac{4}{3} \frac{p_{x+1,y} - p_{x-1,y}}{2d} - \frac{1}{3} \frac{p_{x+2,y} - p_{x-2,y}}{4d}, \quad (8.6)$$

hierbei ist $p_{x,y}$ der auf NN reduzierte Bodendruck an der Stelle x, y des interpolierten Bodendruckfeldes und d die Gitterweite. Sie beträgt 5 km. Die Bestimmung des Druckgradienten in y -Richtung erfolgt analog. Der geostrophische Wind weht isobarenparallel und ist deutlich stärker als der gemessene Bodenwind.

Die Abschätzung des Bodenwindfeldes erfolgt über einen Vergleich der gemessenen Windgeschwindigkeiten mit den berechneten geostrophischen Windgeschwindigkeiten. Dafür wird für jede Messstation eine Interpolation des geostrophischen

Windes aus den umliegenden vier Gitterpunkten durchgeführt. Die Abweichungen (in Betrag und Richtung) werden für jede Station berechnet und anschließend gemittelt. Auf diese Weise ergibt sich für den Termin um 13 Uhr MEZ, als die höchsten Windgeschwindigkeiten am Boden gemessen wurden, ein Reibungsparameter c von 0,21 und ein Ablenkungswinkel α von 48° . Der Reibungsparameter ist geringer als der bei Klose (1979) genannte, der Bodenwind ist also im Verhältnis zum geostrophischen Wind wesentlich schwächer. Der Ablenkungswinkel ist deutlich größer als der in der Literatur genannte. Mit dieser Methode gelingt eine grobe Abschätzung, der flächendeckenden Bodenwindverteilung. Dabei muss berücksichtigt werden, dass Messstationen meist exponiert stehen, um eine freie, ungestörte Anströmung zu erreichen. Das rekonstruierte Windfeld gibt somit topographische Effekte oder unterschiedliche Bodenrauigkeiten nicht wieder und repräsentiert generell keine orographischen Effekte zwischen den Messstationen.

Der untere Teil von Abbildung 8.2 zeigt das Ergebnis der Abschätzung des Bodenwindfeldes nach Gleichungen 8.3 und 8.4. Die abgeleiteten Windvektoren stimmen im südlichen Teil des Untersuchungsgebietes in Betrag und Richtung qualitativ gut mit den gemessenen Bodenwindvektoren überein. Im Nördlichen Bereich (bei Karlsruhe) ist der Betrag des berechneten Windes zu gering. Die Werte für die abgeleitete Windgeschwindigkeit für das Untersuchungsgebiet liegen zwischen 15 und 25 m/s (Abb. 8.1). Am häufigsten treten Windgeschwindigkeiten um 20 m/s auf.

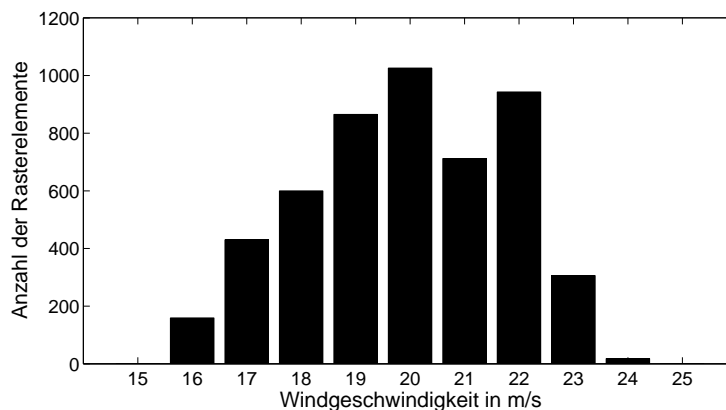


Abbildung 8.1: Verteilung der abgeleiteten Windgeschwindigkeiten im Untersuchungsgebiet.

Die Reibungskraft, die eine Reduktion der Windgeschwindigkeit und eine Richtungsänderung am Erdboden bewirkt, ist abhängig von der Windgeschwindigkeit selbst. Deutlich wird dies bei Betrachtung des geostrophischen Widerstandskoeff-

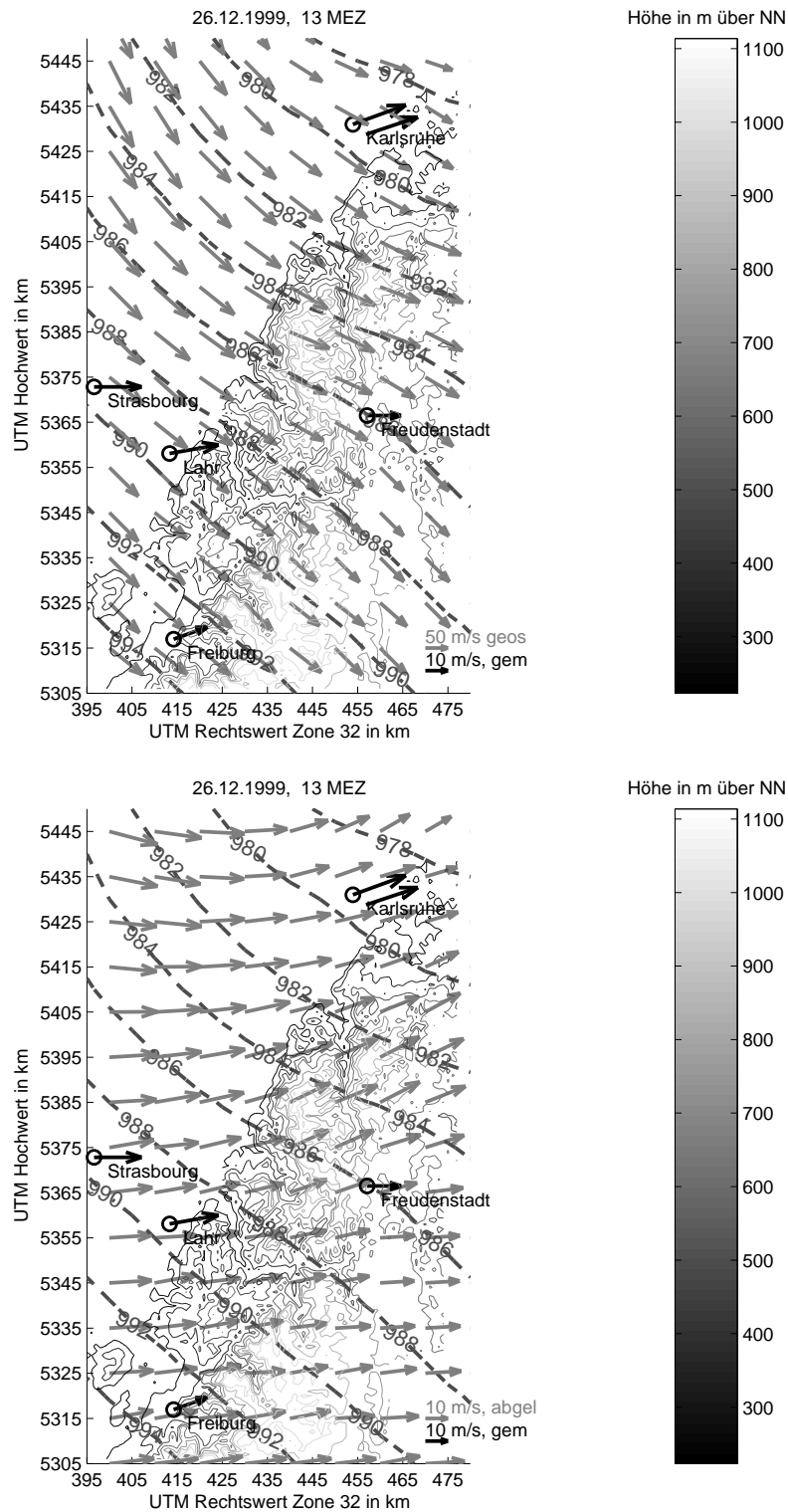


Abbildung 8.2: Geostrophisches Windfeld (oben, graue Pfeile) und daraus abgeleitetes Windfeld (unten, graue Pfeile) um 13 Uhr MEZ am 26.12.1999 über dem Westschwarzwald. Die gemessenen Bodenwinde sind jeweils in schwarz von den Stationen aus (mit offenen Kreisen markiert) eingezeichnet. Die Referenzpfeile im oberen Bild unterscheiden sich um den Faktor fünf, im unteren Bild ist die Skalierung der Referenzpfeile gleich. Die Isobaren sind mit gestrichelten Linien eingezeichnet, die Geländehöhe ist im Hintergrund mit ausgezogenen Linien dargestellt.

fizienten c_D . Er ist als Quotient der Schubspannungsgeschwindigkeit u_* und des Betrages der geostrophischen Windgeschwindigkeit v_g (Fiedler und Panofsky, 1972) als

$$c_D = \frac{u_*}{v_g} \quad (8.7)$$

definiert. In den mittleren Breiten ist der Ablenkwinkel α und der geostrophische Widerstandskoeffizient unter barotropen Bedingungen eine Funktion der Rossbyzahl $Ro = v_g/f z_0$ und des Schichtungsparameters $\mu = k u_*/f L$. Dabei ist z_0 die Rauigkeitslänge, k die von Kármán Konstante und L die Monin-Obukhov-Länge. Die Rossbyzahl und der geostrophische Widerstandskoeffizient hängen nach Blackadar und Panofsky (1969) über das geostrophische Widerstandsgesetz zusammen

$$\ln Ro = A(\mu) - \ln c_D + \sqrt{\frac{k^2}{c_D^2} - B^2(\mu)}. \quad (8.8)$$

$A(\mu)$ und $B(\mu)$ sind empirische Funktionen. Sie vereinfachen sich für Starkwindssituationen, in denen μ gegen Null geht, zu

$$A(\mu = 0) = 0,9 \quad \text{und} \quad (8.9)$$

$$B(\mu = 0) = 4,5. \quad (8.10)$$

In diesem Fall hängen c_D und α nur von der Rossbyzahl ab. Damit ist die Rauigkeitslänge z_0 der einzige benötigte Parameter. An den jeweiligen Stationsstandorten ist z_0 nicht bekannt. In der Literatur finden sich Angaben für z_0 (z. B. Stull, 1988). Für Wiesen gilt $z_0 \approx 0,1 \text{ m}$, in Städten $z_0 \approx 0,5$ bis 1 m und über Wald je nach Höhe und Art $z_0 \approx 1$ bis 5 m .

Für den geostrophischen Widerstandskoeffizienten erhält man durch iterative Lösung von Gleichung 8.8, Werte zwischen 0,033 und 0,039 bei Variation der Rauigkeitslänge z_0 von $0,1 \text{ m}$ bis 1 m . Hier wurde mit einer geostrophischen Windgeschwindigkeit von 85 m/s gerechnet, da diese zum betrachteten Zeitpunkt (13 Uhr) im Untersuchungsgebiet am Häufigsten auftrat. Damit ergibt sich aus Gleichung 8.7 u_* zu $2,8 \text{ m/s}$ (bei $z_0 = 0,1 \text{ m}$) und $3,3 \text{ m/s}$ (bei $z_0 = 0,1 \text{ m}$). Diese Werte stimmen auch gut mit den Werten für u_* überein, die aus Kovarianzen der Fluktuationen der Geschwindigkeitskomponenten berechnet wurden, welche am 200-Meter Mast des Forschungszentrums Karlsruhe gemessen worden sind (siehe Anhang A.7).

Die hohen geostrophischen Windgeschwindigkeiten, die sich bei dem starken Druckgradienten während des Sturmes „Lothar“ rechnerisch ergeben, sind somit an-

hand von bekannten Gesetzmäßigkeiten nachvollziehbar. Berechnet man mit der so erhaltenen Schubspannungsgeschwindigkeit den Wind in zehn Metern Höhe $v(z|_{10m})$ anhand des logarithmischen Windgesetzes, welches unter neutralen Bedingungen in der Grenzschicht gültig ist,

$$v(z) = \frac{u_*}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right), \quad (8.11)$$

so erhält man im Falle einer Rauigkeitslänge $z_0 = 1 \text{ m}$ und $k = 0,41$ eine Geschwindigkeit von $18,7 \text{ m/s}$. Bei $z_0 = 0,1 \text{ m}$ ergibt sich $v = 31,5 \text{ m/s}$. Da die Rauigkeitslängen örtlich vermutlich zwischen $0,1 \text{ m}$ und 1 m variieren, passen diese Werte gut zu den gemessenen Windgeschwindigkeiten, die um 13 Uhr zwischen 15 und 25 m/s lagen.

Der Ablenkungswinkel α hängt über das Widerstandsgesetz

$$\sin|\alpha| = \frac{B}{k} c_D \quad (8.12)$$

mit dem geostrophischen Widerstandskoeffizienten zusammen (Fiedler und Panofsky, 1972). Bei den oben verwendeten Rauigkeitslängen ergibt sich α zu 21° bei $z_0 = 0,1 \text{ m}$ bzw. 25° bei $z_0 = 1 \text{ m}$. Die tatsächlichen Winkelabweichungen zwischen dem berechneten geostrophischen Wind und den gemessenen Windgeschwindigkeiten betragen zwischen 30° und 50° . Dabei muss berücksichtigt werden, dass die Windrichtung nur in Klassen von 10° gemessen wird, wodurch Fehler bis zu $9, \bar{9}^\circ$ entstehen können. Zudem wird die Strömung im Oberrheingraben entlang dessen Achse kanalisiert (Fiedler, 1983, Whiteman und Doran, 1993), was mit mesoskaligen Druckgradienten verbunden ist, die aber nicht aufgelöst werden können. Bei unterschiedlichen Anströmungen richtet sich die Strömung von Süd-Südwest nach Nord-Nordost oder umgekehrt ein. Bei starken Windgeschwindigkeiten ist dieser Effekt nicht so ausgeprägt wie bei schwachen Winden. Im Falle „Lothars“ ist der Effekt bei den gemessenen Windgeschwindigkeiten an der Kante des Schwarzwaldes (Freiburg, Lahr, Karlsruhe) im Vergleich zu denen auf der Höhe (z. B. Freudenstadt) zu sehen (Abb. 5.3). Der geostrophische Wind stand um 13 Uhr ungefähr senkrecht zum Schwarzwald, in diesem Fall machen sich auch geringfügige Kanalisierungseffekte besonders stark in einer Vergrößerung des Ablenkungswinkels am Boden bemerkbar.

8.2 Modellierung des Windfeldes

Um zu prüfen, ob Simulationen mit dem numerischen Modell KAMM ein realistisches Windfeld während Stursituationen ergeben, sollen Modellsimulationen mit der Verteilung der Sturmschäden verglichen werden. Eine Simulation des Windfeldes während des Sturmes „Lothar“ mit dem numerischen Modell KAMM (Kap. 2.2) erfolgte im Rahmen eines Projektes des *Center for Disaster Management and Risk Reduction Technologies* (CEDIM). Das CEDIM entstand Anfang 2003 als Forschungsverbund zwischen dem Geoforschungszentrum Potsdam und der Universität Karlsruhe (TH). In dem Projekt wird eine Risikokartierung für das Land Baden-Württemberg durchgeführt (Hofherr et al., 2004, Heneka und Ruck, 2004). Hierfür wird derzeit eine Gefährdungskarte durch Winterstürme für Baden-Württemberg in hoher räumlicher Auflösung ($1\text{ km} \times 1\text{ km}$) erstellt (Heneka et al., 2006).

Grundlagen für die Berechnung der Gefährdungskarte sind das atmosphärische Strömungsmodell KAMM (Kap. 2.2), ECMWF² ERA-40³ Reanalysedaten sowie Stationsdaten aus dem SYNOP⁴ und FF-Kollektiv⁵ des Deutschen Wetterdienstes. Auf letzteren basiert die Berechnung des Windfeldes während des Orkans „Lothar“ für den südwestdeutschen Raum mit dem mesoskaligen Modell KAMM. Die für das Modell benötigten Anfangswerte für Windgeschwindigkeit, Temperatur, Druck und Feuchte liefern ERA40 Reanalysedaten. Es finden jedoch nur die Daten oberhalb der Grenzschicht Berücksichtigung, da das Modell die bodennahen Windgeschwindigkeiten unterschätzt. Dieser Datensatz wird dann mittels eines von Hofherr et al. (2004) entwickelten Programms unter Berücksichtigung von Geostrophie und thermischer Windgleichung auf das dreidimensionale KAMM-Gitter interpoliert. Er gibt die Anfangswerte für das mesoskalige Modell vor. Die Simulation wird nach Beendigung der Einschwingphase bzw. nach Erreichen eines annähernd stationären Zustandes abgebrochen. Das so berechnete Windgeschwindigkeitsfeld kann somit keinem eindeutigen Zeitpunkt zugeordnet werden (Abb. 8.4), sondern kennzeichnet einen mit Rand- und Anfangsbedingungen balancierten Zustand.

Um die hohen Geschwindigkeitswerte zu erreichen, die bei Orkan „Lothar“ auftraten, fließen bei der Simulation die Beobachtungswerte (maximale 10 *min*-Mittel) der Stationen Saarbrücken, Feldberg, Stuttgart und Würzburg ein. D.h. die von

²ECMWF: *European Center for Medium-Range Weather Forecasts*

³ERA-40: globaler, homogener Datensatz von Reanalysedaten, erstellt mit dem ECMWF-Wettervorhersagemodell unter Verwendung von Datenassimilation für den Zeitraum 1957 - 2001.

⁴SYNOP-Kollektiv: Daten der synoptischen Meldestellen

⁵FF-Kollektiv: stündliche Auswertung des Windes

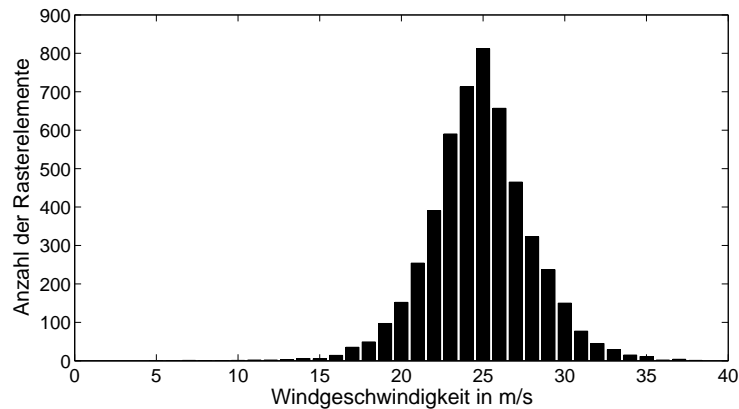


Abbildung 8.3: Verteilung der mit KAMM simulierten Windgeschwindigkeiten für das Untersuchungsgebiet in Klassen zu 1 m/s .

KAMM berechneten Windfelder werden mittels dieser vier Stationen auf die tatsächlich dort beobachteten Werte mittels Nudging⁶ eingestellt. Dies geschieht bereits in den Antriebsdaten. Nötig ist dies vor allem aufgrund des ausgefallenen Radiosondenaufstieges von Stuttgart um 12 Uhr (UTC).

Die simulierten mittleren Windgeschwindigkeitswerte für Orkan „Lothar“ liegen im Bereich zwischen 80% und 120% der tatsächlich beobachteten Werte. Vergleiche mit Stationswerten zeigen, dass im Lee des Schwarzwaldes die Windgeschwindigkeiten überschätzt werden (Heneka et al., 2006).

Um Windböen zu berücksichtigen wird in dem Modell die mittlere Windgeschwindigkeit mit einem Böenfaktor, abhängig von der Landnutzung, multipliziert. Dieser liegt für Wald bei 1,7. Werden die tatsächlich aufgetretenen Böen mehrerer Sturmereignisse betrachtet, liegen die Böen im Mittel bei einem Wert, der sich durch Multiplikation des Mittelwindes mit dem Böenfaktor ergibt. Bei einzelnen Ereignissen variieren die Böen auch über einheitlicher Landnutzung stark (Heneka et al., 2006). Daher wurde für die vorliegende Arbeit, in der nur Flächen einer Landnutzungs-kategorie, Wald, betrachtet wurden, das mittlere Windfeld für die Vergleiche mit den Sturmschäden herangezogen.

Für den Sturmtag „Lothar“ werden mit KAMM für das Untersuchungsgebiet der vorliegenden Arbeit Windgeschwindigkeiten zwischen 7 und 38 m/s berechnet (Abb. 8.3). Am häufigsten traten Windgeschwindigkeiten um 25 m/s auf. Hohe Windgeschwindigkeiten werden an den Hängen der westlichen Flanke des Nordschwarzwaldes simuliert und sind mit den höchsten Erhebungen verbunden – die Kammlagen

⁶Nudging: Auslenkung der Daten hin zu einem vorgegebenen Wert.

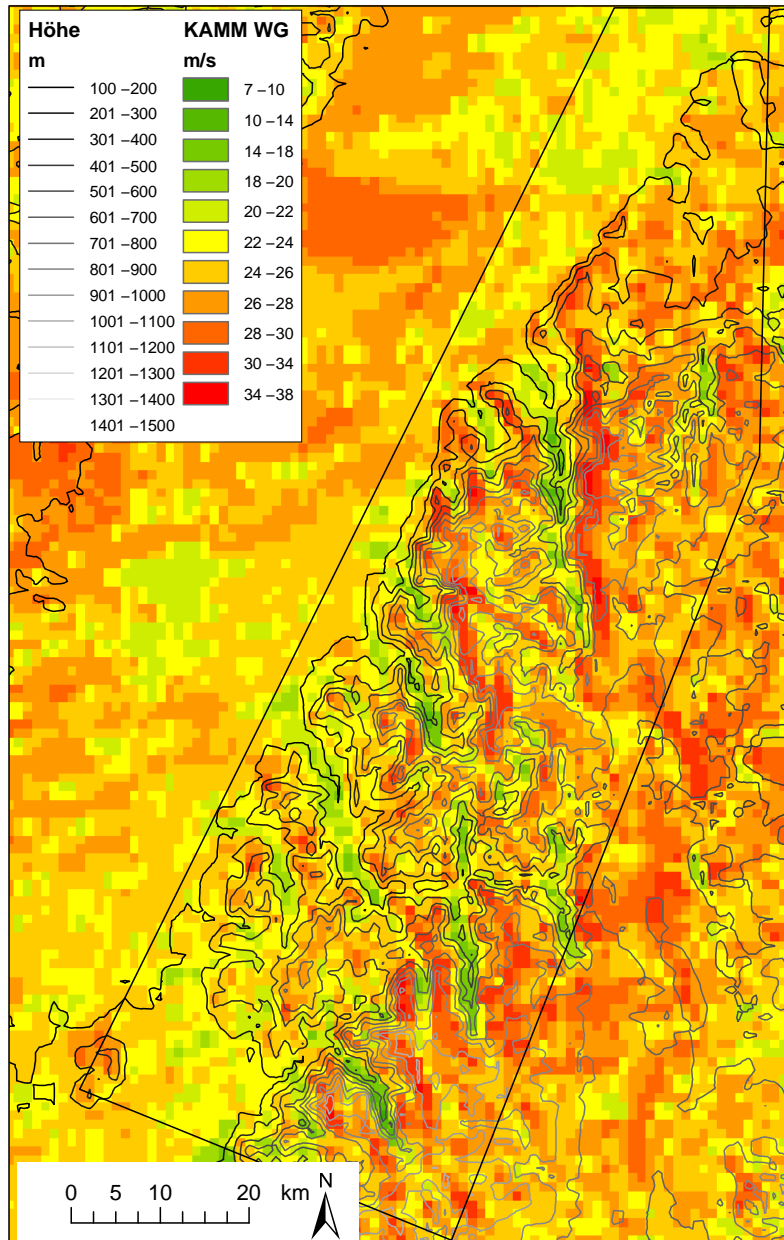


Abbildung 8.4: Simulation der Windgeschwindigkeiten (10-Minutenmittel in 10 m Höhe über Grund) mit KAMM für den 26.12.1999. Die Auflösung des Rasters beträgt 1 km. Die Geländehöhe ist in derselben Auflösung in Isolinien dargestellt. Das Untersuchungsgebiet ist schwarz umrandet.

oberhalb des Murgtals⁷, südlich von Baden-Baden (Hornisgrinde) und im Feldberggebiet im Südschwarzwald (Abb. 8.4). Dort sind auch die Differenzen zwischen den Geschwindigkeiten in den Tälern und den räumlich nahen Kuppen größer als in Gebieten mit weniger starkem Relief. Sämtliche Taleinschnitte sind im simulierten Windfeld deutlich an niedrigen Windgeschwindigkeiten zu erkennen. Täler mit einer west-östlichen Ausrichtung sind dabei von höheren Windgeschwindigkeiten betroffen als Täler mit Nord-Süd-Ausrichtung. An Hängen mit nordwestlicher bis westlicher Ausrichtung werden häufig höhere Windgeschwindigkeiten berechnet als an Hängen mit nordöstlicher bis östlicher Ausrichtung.

8.3 Vergleich der Windfeldrekonstruktionen

Das aus den Druckdaten abgeleitete Windfeld (Kap. 8.1) gibt einen groben Überblick über die bodennahe Grundströmung während des Sturmes. Dabei werden orographische Effekte nicht berücksichtigt. Das mit dem Modell KAMM simulierte Windfeld (Kap. 8.2) hingegen gibt ein realistischeres Bild der Windverhältnisse am Sturmtag. Ein Vergleich der beiden Windfelder zeigt, wie die Orographie die Windgeschwindigkeit im Modell beeinflusst (Abb. 8.6). Als Zeitpunkt für das Windfeld aus Messdaten wurde 13 Uhr MEZ gewählt, da dort maximale Windgeschwindigkeiten an den Messstationen auftraten (Kap. 5.2). Die Abweichungen der beiden Windfelder bewegen sich zwischen -5 und $+15$ m/s , dabei bedeuten positive Werte, dass die mit KAMM simulierten Windgeschwindigkeiten größer sind als die aus dem Druckfeld abgeleiteten. Für die meisten Rasterelemente beträgt die Abweichung $4-6$ m/s (Abb. 8.5).

In den Bereichen, in denen sich die Taleinschnitte des Schwarzwaldes zum Rheintal öffnen, treten die geringsten Abweichungen zwischen simuliertem und aus Druckdaten abgeleitetem Windfeld auf. Besonders im hinteren Bereich der Täler, wo sie enger werden, die Flanken steiler und verhältnismäßig höher, simuliert das Modell KAMM einen Rückgang der Geschwindigkeit gegenüber dem aus dem Druckfeld abgeleiteten Grundstrom. Im Lee des Schwarzwaldes östlich der höchsten Kämme treten durchweg positive Geschwindigkeitsdifferenzen auf. Es wurde bereits bei der Beschreibung der Simulationen (8.2) angemerkt, dass KAMM die Windgeschwindigkeiten dort überschätzt. Die höchsten Abweichungen der KAMM-Simulationen finden sich an exponierten Kammlagen und Kuppen mit westlichen Ausrichtun-

⁷Eine Übersicht über die Orte gibt die Kapitel 2.8.

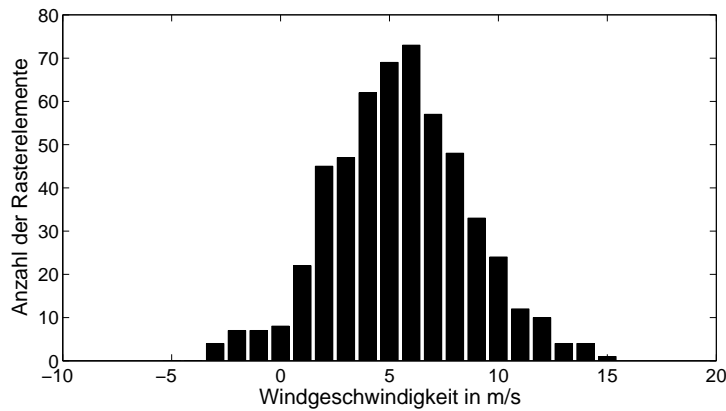


Abbildung 8.5: Verteilung der Differenzen des KAMM-Windfeldes und des Windfeldes aus Messdaten für den 26.12.1999 über den Schadenflächen. Positive Werte bedeuten, dass die KAMM-Windgeschwindigkeit größer ist.

gen. Geht man von westlichen Windrichtungen aus, mit denen während „Lothar“ die stärksten Windgeschwindigkeiten verbunden waren, simuliert KAMM örtlich im Lee von Kuppen einen Rückgang der Geschwindigkeit, während an den Luvhängen und auf den Luvseiten der Kuppen die Geschwindigkeiten im Allgemeinen erhöht werden.

Die Sturmschäden entstanden hauptsächlich an Orten, an denen auch das Modell KAMM aufgrund der Berücksichtigung orographischer Effekte erhöhte Windgeschwindigkeiten simuliert (Abb. 8.5). Die Zusammenhänge zwischen dem KAMM-Windfeld und den Sturmschäden werden ausführlich in Kapitel 9 besprochen.

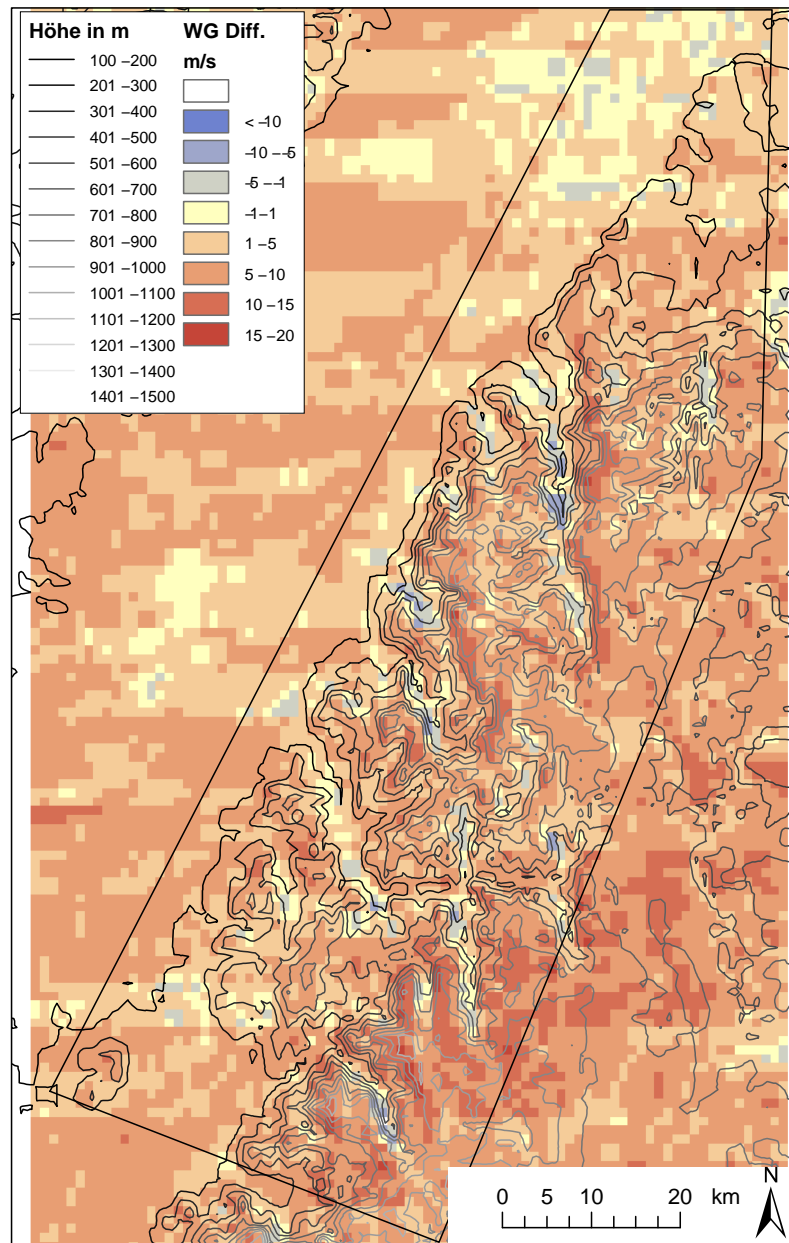


Abbildung 8.6: Differenz des KAMM-Windfeldes und des Windfeldes aus Messdaten für den 26.12.1999. Ist die mit KAMM simulierte Windgeschwindigkeit größer als die aus den Messdaten errechnete, resultieren positive Werte. Die Auflösung des Rasters beträgt 1 km. Die Geländehöhe ist in Isolinien dargestellt, das Untersuchungsgebiet schwarz umrandet.

9 Windfeld und Sturmschadensflächen

9.1 Modellierete Windgeschwindigkeiten und Sturmschadensflächen

Das Modell KAMM simuliert deutlich erhöhte Windgeschwindigkeiten an orographisch exponierten Lagen wie Kuppen, Rücken oder steilen Hängen. Ebenso treten hauptsächlich westlich ausgerichtete Hänge in Höhenlagen um 800 - 900 *m* deutlich hervor, wie z.B. die oberen Lagen der Westhänge des gesamten Murgtals (östlich von Baden-Baden). Auch sind einige der unteren Hänge des Schwarzwaldes, vom Rheintal her gesehen, von hohen Windgeschwindigkeiten betroffen (Abb. 8.4).

Sturmschäden und hohe Windgeschwindigkeiten fallen (qualitativ betrachtet) teilweise räumlich zusammen, an vielen Schadenorten simuliert das Modell jedoch auch relativ niedrige Windgeschwindigkeiten (Abb. 9.1). An vielen Schadenorten erreichen die simulierten Windgeschwindigkeiten mindestens 25 *m/s*, an einigen Schadenorten werden höhere Windgeschwindigkeiten erreicht. Weniger Schäden sind in Regionen entstanden, für die das Modell deutlich niedrigere Windgeschwindigkeiten berechnet (Abb. 9.4). Diese Schadenflächen liegen teilweise in der Ebene aber auch in höheren Lagen.

Eine Interpolation der Sturmschadenflächen auf die Auflösung des KAMM-Gitters (1 *km*) ermöglicht den quantitativen Vergleich zwischen Sturmschäden und Windstärke. Der Waldanteil jedes KAMM-Bildpunktes entspricht 100%, der davon als geschädigt klassifizierte Anteil ermöglicht eine prozentuale Angabe der Sturmschadenfläche. Dies ist beispielhaft in Abbildung 9.2 für die Region um Baden-Baden dargestellt. Die meisten zu Schadenbildpunkten gehörenden Flächen sind zu ca. 10% geschädigt, einige bis zu etwa 30%. Nur einzelne Bildpunkte weisen Schadenanteile um 50% auf (Abb. 9.4).

Abbildung 9.3 zeigt die Häufigkeit der mit KAMM simulierten mittleren Windgeschwindigkeiten über allen bewaldeten Bildpunkten des Untersuchungsgebiets, für welches die Sturmschäden erhoben wurden. Das Modell berechnet für wenige Gebiete Windgeschwindigkeiten unter 20 *m/s* und über 30 *m/s*. Die simulierten Windgeschwindigkeiten sind also insgesamt sehr hoch. Nach den Betrachtungen in Kapitel 2.3.3 reichen bereits mittlere Windgeschwindigkeiten um 16 *m/s* aus, um Sturmwurf in Wäldern zu verursachen (Rottmann, 1986, König, 1995). Am häufigsten treten Windgeschwindigkeiten zwischen 23 und 26 *m/s* auf. Die Normierung der

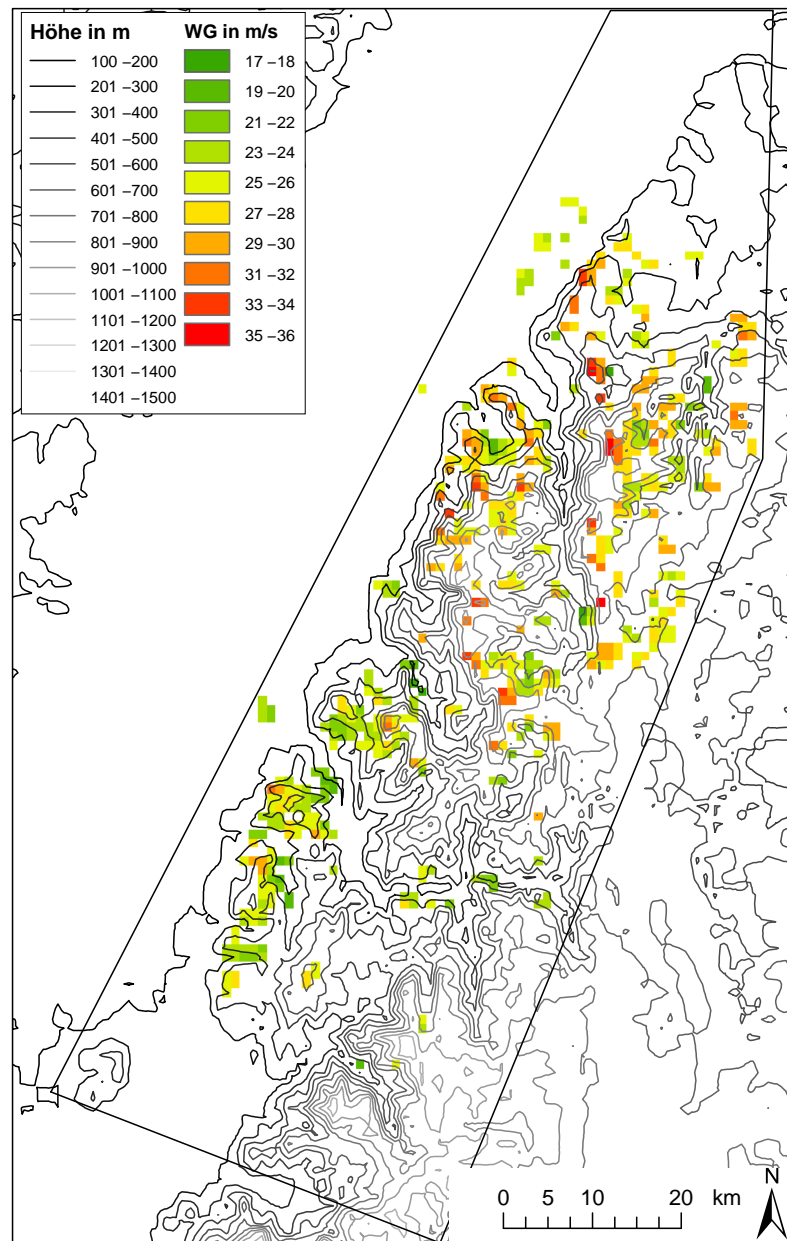


Abbildung 9.1: Windgeschwindigkeiten mit KAMM für den 26.12.1999 simuliert, dargestellt für Sturmschadensflächen. Die Auflösung des Rasters beträgt 1 km.

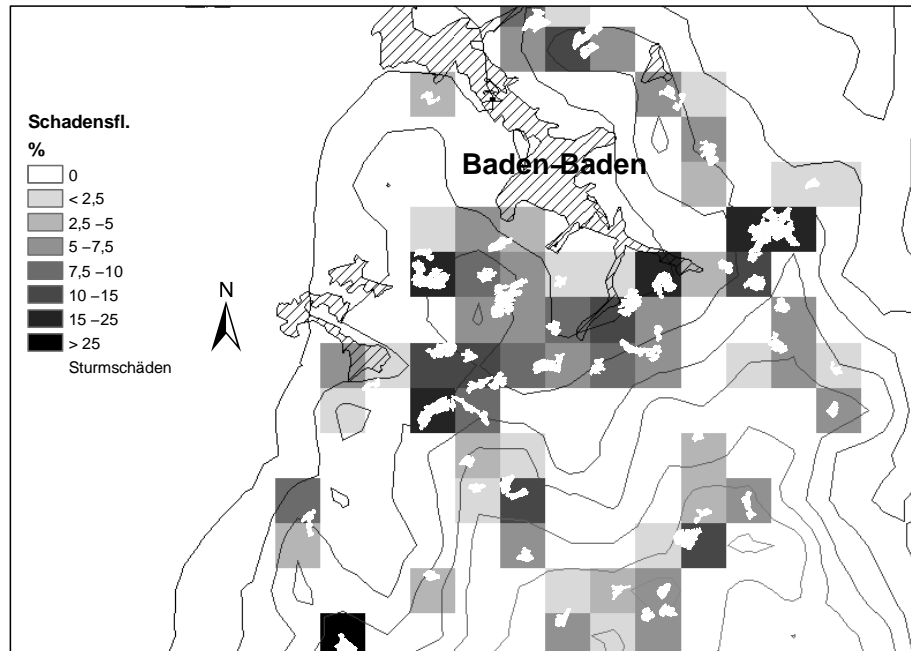


Abbildung 9.2: Sturmschadenflächen (weiß) und daraus abgeleitet der prozentuale Anteil der geschädigten Waldfläche eines „KAMM-Bildpunktes“ (1 km Auflösung).

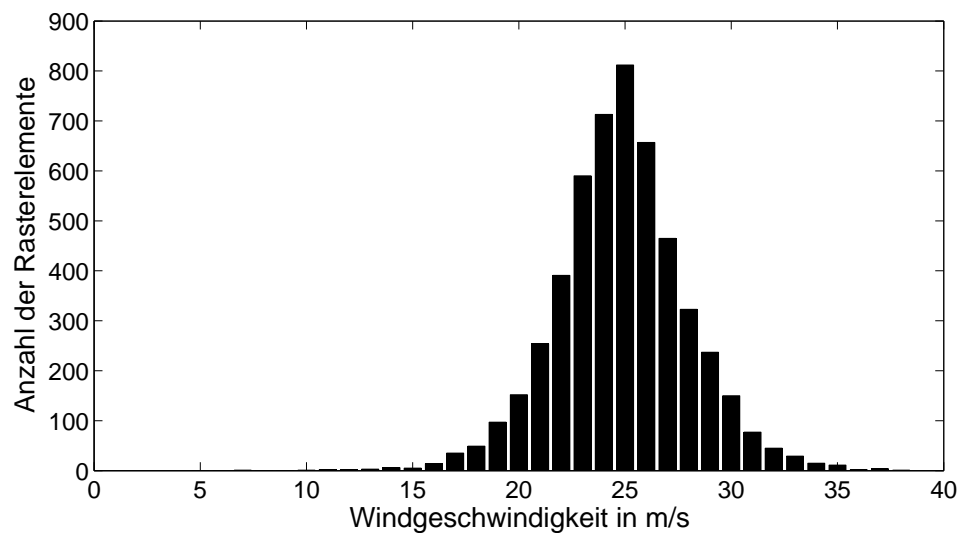


Abbildung 9.3: Häufigkeit der mit KAMM simulierten mittleren Windgeschwindigkeiten bezogen auf alle bewaldeten Bildpunkte.

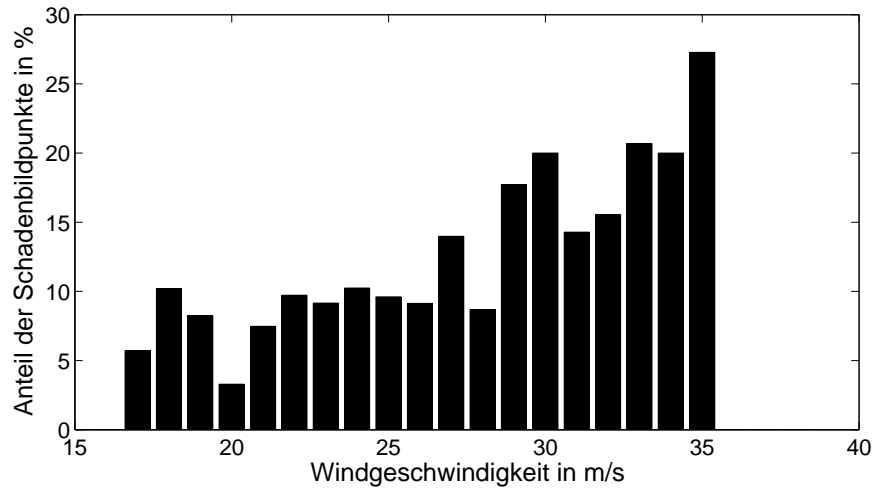


Abbildung 9.4: Häufigkeit der mit KAMM simulierten mittleren Windgeschwindigkeiten bezogen auf Schadenbildpunkte normiert mit der Summe der Waldbildpunkte pro Windgeschwindigkeitsklasse.

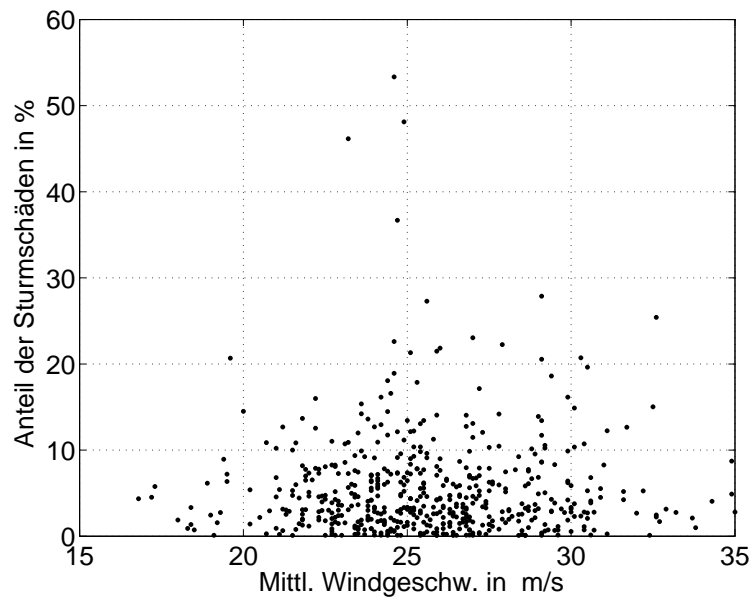


Abbildung 9.5: Zusammenhang zwischen der mit KAMM simulierten Windgeschwindigkeit und den prozentualen Anteilen der sturmgeschädigten Waldbildpunkte.

Anzahl der Sturmschadenbildpunkte mit der Anzahl der Waldbildpunkte pro Windgeschwindigkeitsklasse zeigt, dass mit zunehmender simulierter Windgeschwindigkeit auch der Anteil der Sturmschäden steigt (Abb. 9.4). Jeder Bildpunkt mit einem Schadenanteil $> 0\%$ wird hierbei als Schadenbildpunkt gezählt. Dabei muss berücksichtigt werden, dass in den Geschwindigkeitsklassen $< 20 \text{ m/s}$ und $> 30 \text{ m/s}$ jeweils weniger als 10 Schadenbildpunkte und weniger als 100 Waldbildpunkte vorhanden sind (vgl. Abb. 9.3). Beschränkt man sich daher auf die Windgeschwindigkeitsklassen von 20 m/s bis 30 m/s , so ist mit zunehmender Windgeschwindigkeit eine Zunahme der sturmgeschädigten Waldfläche von $3,3\%$ auf $20,0\%$ zu sehen und somit ein deutlicher Zusammenhang zwischen den von KAMM simulierten Windgeschwindigkeiten und den aufgetretenen Schäden.

Die Verknüpfung der simulierten Windgeschwindigkeiten mit dem Sturmschadenanteil pro Rasterelement zeigt keinen signifikanten Zusammenhang (Abb. 9.5). Bei Windgeschwindigkeiten um 25 m/s sind die größten Schadensanteile zu sehen. Bereits ab 20 m/s wurden bis zu 10% der Waldfläche eines Bildpunktes geschädigt, 20% ($= 20 \text{ ha/km}^2$) und mehr Schadenanteile treten jedoch bis auf eine Ausnahme erst ab Windgeschwindigkeiten von 23 m/s auf. Dabei muss beachtet werden, dass sich die Schadensflächen zum Teil über mehrere Rasterelemente erstrecken und somit aufgeteilt werden können. Dadurch spiegeln sich die größten Schadensflächen in dem $1 \times 1 \text{ km}^2$ Raster nicht unbedingt wieder.

9.2 Großräumige Verteilungsmuster der Sturmschadensflächen

Wie gezeigt wurde, häufen sich die vom Wintersturm „Lothar“ verursachten Sturmschäden im Untersuchungsgebiet am westlichen Rand vom Rheintal zum Schwarzwald (Kap. 7.2.3) und an den exponierten Kuppen zwischen 800 und 950 m Höhe (Kap. 7.2.1). Während sich die Sturmschäden am Schwarzwaldrand auf die gesamte Länge des Untersuchungsgebietes verteilen, treten die Schäden an den exponierten Höhenlagen gehäuft im Norden des überflogenen Areals auf (Abb. 9.6). Darüberhinaus ist ein weiteres großräumiges Muster in der Schadensverteilung im Bereich Offenburg - Freudenstadt erkennbar (Abb. 9.6, Markierung). Die Sturmschäden an den Hängen der Westflanke des Schwarzwaldes und in Höhenlagen des Nordschwarzwaldes wurden vermutlich durch orographische Effekte ausgelöst oder verstärkt. Während für die erstgenannten die Kanalisierungseffekte im Rheintal gemeinsam

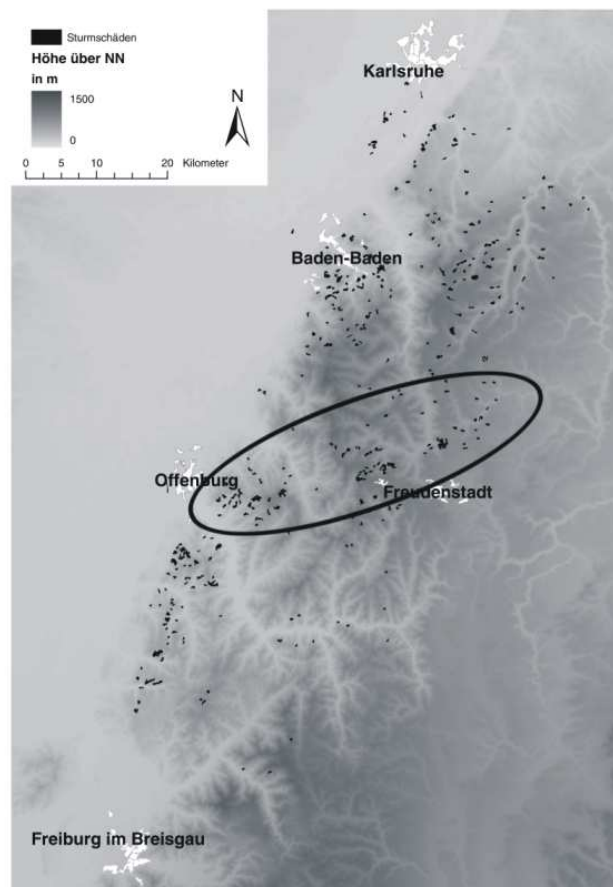


Abbildung 9.6: Verteilung der Sturmschadensflächen (schwarz) im Untersuchungsgebiet. Die Markierung zeigt Schäden entlang einer „Schneise“.

mit orographischen Effekten verantwortlich sind (Kap. 7.2.5), sind die Schäden in den Höhenlagen des Nordschwarzwaldes hauptsächlich durch Bergüberströmung allein zu erklären. Entsprechend wurden orographische Hindernisse recht symmetrisch überströmt, dabei kam es zu Geschwindigkeitserhöhungen auf den Kuppen. Diese Effekte werden auch im simulierten Windfeld sichtbar.

Das dritte angesprochene Muster zieht sich als ein möglicherweise zusammenhängendes Gebiet von Offenburg in ost-nordöstliche Richtung über den Schwarzwald. Es ist nicht allein durch orographische Effekte oder geographische Besonderheiten des Schwarzwaldes zu erklären. Hier ist vermutlich ein anderer Effekt überlagert. Vermutlich tragen mesoskalige Strukturen im Windfeld maßgeblich zu diesen Sturmschäden bei. Die Schichtung war während „Lothar“ neutral bis schwach stabil, örtlich auch leicht labil (Kap. 5.3). Da der Grad der Turbulenz und insbesondere die

einzelnen Komponenten nicht bekannt sind, kann nur anhand des Schadensmusters vermutet werden, dass zeitweise großräumig Luft mit großem horizontalen Impuls zum Erdboden transportiert wurde und dadurch große Sturmschäden verursachte (siehe Kap. 2.4). Die Orientierung der „Schneise“ spricht möglicherweise dafür, dass diese Schäden bereits zu einem frühen Zeitpunkt des Sturmes entstanden, als die vorherrschende Windrichtung noch aus Südwest war. Wurden tatsächlich Luftpakete mit ihren dynamischen Eigenschaften aus höheren Schichten nach unten transportiert, so sollte die Windrichtung der des geostrophischen Windes und somit dem Isobarenverlauf entsprechen. Betrachtet man den Verlauf des Druckfeldes (Abb. 5.2), so entspricht die Orientierung der Isobaren über dem Untersuchungsgebiet zwischen 11 und 12 Uhr jener der Schneise.

Das mit KAMM simulierte Windfeld stellt den mittleren Wind dar. Böen werden nicht berücksichtigt. KAMM ist in der Lage, auch Böen-Windgeschwindigkeiten zu berechnen, diese basieren dann jedoch auf der Multiplikation der mittleren Windgeschwindigkeit mit einem Böenfaktor (siehe Kap. 8.2) und nicht auf der expliziten Berechnung der Turbulenz.

9.3 Diskussion

Prinzipiell kann eine Zunahme der geschädigten Flächen mit der Windgeschwindigkeit ermittelt werden. Die Schäden an exponierten Kuppen und Flanken werden vom Modell konsistent zu den Schadensdaten repräsentiert. Die Schadenflächen häufen sich z. B. in hohen Lagen zwischen 800 und 950 m (vgl. Kap. 7.5) in Übereinstimmung mit dem simulierten Windfeld. Im KAMM-Windfeld kommen besonders hohe Windgeschwindigkeiten an exponierten Lagen wie Kuppen, Rücken oder steilen Hängen vor – auch gibt es vermehrt Sturmschäden auf Kuppen, wie z. B. um Baden-Baden und östlich von Offenburg (Abb. 9.6). Häufig treten hohe Windgeschwindigkeiten an den unteren Hängen der Westkante des Schwarzwaldes auf – auch hier sind viele Sturmschadenflächen entstanden. Offenbar wirkten auch wesentlich andere Einflüsse auf das Muster der Sturmschäden, die durch quasistationäre Modellierung nicht wiedergegeben werden können. Es ist auch anzunehmen, dass das Modell mit einer Auflösung von 1 km^2 die topographischen Strukturen nicht ausreichend auflöst, die lokal zu Winderhöhungen beitragen. Zudem ist es schwierig, Sturmschadenflächen, die kleiner als die Modellauflösung sind, überhaupt mit den Modellausgaben zu vergleichen.

Auch wenn das Modell mit einem Boden-Vegetations-Modell gekoppelt ist und

daher die Landnutzung und damit verbundene unterschiedliche Bodenrauigkeiten berücksichtigt, können subskalige Rauigkeitseinflüsse wie z. B. Rauigkeitssprünge an Waldrändern oder an der Grenze unterschiedlich hohe Waldbestände, nicht wiedergegeben werden. Diese führen jedoch lokal zu Turbulenz, die für das Entstehen von Sturmschäden ausschlaggebend sein können (vgl. Kap. 2.1 und Kap. 6).

10 Zusammenfassung

Die Sturmschäden, die der Orkan „Lothar“ am 26.12.1999 im Schwarzwald verursachte, wurden hinsichtlich bodenkundlicher, topographischer und meteorologischer Einflussfaktoren untersucht. Für die Schadensaufnahme kam ein hochauflösendes flugzeuggetragenes Kamerasystem, der so genannte *Color Line Scanner* (CLS), zum Einsatz. Mit Hilfe von CCD-Sensorelementen wurde die Intensität der vom Erdboden reflektierten Strahlung in den drei Farbkanälen Grün (500–570 nm), Rot (580–680 nm) und nahes Infrarot (720–830 nm) aufgenommen. Aus den Farbkanälen im Roten und im nahen Infrarot berechnet sich der so genannte Normierte Differenz-Vegetationsindex (NDVI), der als Maß für die photosynthetische Aktivität von Vegetation verwendet werden kann. Somit unterscheidet sich anhand des NDVI intakte Vegetation mit hohem Index von geschädigter mit niedrigem Index. Auch bebautes Gebiet, Gewässer, brach liegende Flächen und Wolken sind mit niedrigem NDVI verbunden. Für das Untersuchungsgebiet im Schwarzwald liegen somit NDVI-Daten mit einer Auflösung von $2 \times 2 \text{ m}^2$ vor. Die Programme zur Projizierung der CLS-Daten waren ursprünglich für ebene Gegenden entwickelt worden und wurden im Rahmen dieser Arbeit für topographisch gegliedertes Gelände angepasst.

Das entwickelte Verfahren zur automatischen Detektion von Sturmschäden aus den NDVI-Daten stützt sich auf Landnutzungsdaten, um Gebiete außerhalb der Wälder von vornherein auszuschließen. Innerhalb der Waldgebiete wurden anhand des NDVI die Sturmschadenflächen detektiert. Die dabei geforderte Mindestgröße der Schadenflächen von 1 ha sowie eine vorgegebene Varianz des NDVI innerhalb einer 5×5 -Umgebung von mindestens 500 vermeidet Fehlzuordnungen z. B. von Wolken oder Straßen und Gebäuden, die von den Landnutzungsdaten nicht aufgelöst werden. Dieses Verfahren detektierte für das Untersuchungsgebiet 0,8% der Waldfläche als sturmgeschädigt. Bei einem Vergleich mit Daten von Sturmschadenflächen aus Begehungen zeigt sich, dass etwa 50% der tatsächlich vorhandenen Sturmschadenflächen anhand der CLS-Daten erkannt wurden, darunter jedoch alle großen Flächen.

Die meteorologische Analyse des Sturmes zeigte, dass der Kern des Sturmtiefs „Lothar“ am 26.12.1999 um die Mittagszeit innerhalb weniger Stunden nördlich vom Untersuchungsgebiet vorbeizog. Damit verbunden waren hohe Windgeschwindigkeiten am Boden und eine starke Richtungsänderung des Bodenwindes. Die höchsten mittleren Windgeschwindigkeiten wurden an der Station Freiburg mit 21 m/s um

12 Uhr und in Karlsruhe mit 25 m/s um 14 Uhr MEZ erreicht. Auf dem Feldberg wurden bis zum Geräteausfall maximal 36 m/s um 12 Uhr MEZ gemessen. Die Grenzschicht war während des Sturmes neutral bis leicht stabil geschichtet.

Genaue Informationen über Alter, Art, Zusammensetzung und Durchforstungsgrad von Wäldern enthalten so genannte Altersklassenkarten. Dies sind händisch gezeichnete Karten, die für das Untersuchungsgebiet nicht digital verfügbar sind, somit ist keine flächendeckende Auswertung dieser Parameter möglich. Jedoch wurde anhand einer Fallstudie bei Baden-Baden exemplarisch der Einfluss von Bestandsform und -zustand auf Sturmschäden untersucht. Es ist zu sehen, dass Unterschiede im Alter, und damit in der Höhe, zwischen benachbarten Waldbeständen oder die Art der Durchforstung das Entstehen von Sturmschäden begünstigen können. Dabei wird aber auch deutlich, dass orographische Effekte zu so starken Geschwindigkeitserhöhungen führen können, dass Waldgebiete flächenhaft geschädigt werden, unabhängig von Bestandsgrenzen und den damit verbundenen Eigenschaften der einzelnen Bestände.

Die Sturmschadenflächen häufen sich im Untersuchungsgebiet besonders auf den westlich bis nordwestlich ausgerichteten Hängen entlang der tektonischen Bruchkante des Schwarzwaldes zum Rheintal hin, sowie an exponierten Höhenlagen besonders im Norden des Untersuchungsgebietes. Diese Schäden sind auf orographische Strömungsbeeinflussung zurückzuführen, die eine Erhöhung der Windgeschwindigkeiten auf den Kuppen bewirkt. Zusätzlich bewirkte der Kanalisierungseffekt im Rheintal eine parallele Anströmung der westlich bis nordwestlich ausgerichteten Hänge, was die Entstehung von Sturmschäden begünstigte. Als weiteres Muster in der Verteilung der Sturmschäden zeigt sich eine Art Schneise, die sich von Offenburg in ost-nordöstliche Richtung erstreckt. Da dieses Muster nicht anhand von orographischen Effekten zu erklären ist, wird ein überlagerter Effekt vermutet: Durch den vertikalen turbulenten Transport von horizontalem Impuls wurden Luftmassen mit größeren Windgeschwindigkeiten aus höheren Schichten der Grenzschicht nach unten transportiert, so dass auch bodennah sehr hohe Windgeschwindigkeiten auftraten, die diese Sturmschäden verursachten.

Für eine quantitative Analyse der Sturmschäden im gesamten Untersuchungsgebiet standen für einen großen Teil des Gebietes so genannte Standortdaten digital zur Verfügung. Sie enthalten Informationen über die Bodenart und den Wasserhaushalt der Böden in Wäldern. Die Abhängigkeit der Sturmschäden von den Standortparametern neben der Abhängigkeit von topographischen Parametern, wie Höhe, Hangneigung, Hangausrichtung und Krümmung wurde untersucht. Neben der

Höhenabhängigkeit der Sturmschäden zeigt sich eine Häufung an Hängen mit 10–20° Neigung, auf lehmigem bis sandig-grusigem Untergrund und auf quelligen bis nassen Böden. Die geringsten Sturmschäden traten auf südwestlich bis westlich ausgerichteten Hängen, in mittleren Lagen zwischen 650 und 750m, auf flachen ($< 5^\circ$) und besonders steilen ($> 40^\circ$) Hängen, auf felsig-blockigem Untergrund und auf wechselfeuchten bis vernässenden und frischen bis grundfrischen Böden auf.

Sattellagen weisen mehr Schäden als anders gekrümmte Flächen auf, wenn die Böden dort lehmig oder wechselfeucht bis vernässend oder quellig bis nass sind. Auch Wälder auf sandig-grusig einschichtigen Böden der Wasserhaushaltsklasse quellig bis nass weisen erhöhte Schäden auf. Tiefe Lagen weisen erhöhte Schäden auf, wenn der Wald dort auf lehmigen Böden wächst. In den sonst weniger geschädigten Beständen in mittleren Lagen (750–800 m) wurden Bäume auf quelligen bis nassen Böden vermehrt geschädigt. Andererseits wurden Bäume in konkaven Lagen mit wechselfeuchten bis vernässenden Böden oder felsig-blockigem Untergrund deutlich weniger geschädigt als andere Bestände, ebenso Wälder auf lehmigen Böden mit der Wasserhaushaltsklasse „wechselfeucht bis vernässend“.

Da es nicht möglich ist, aus den punktuell gemessenen Winddaten ein flächen-deckendes Windfeld zu interpolieren, wurde zunächst ein Druckfeld aus den auf NN reduzierten gemessenen Luftdrücken erstellt. Daraus ergab sich der geostrophische Wind in Bodennähe. In Anlehnung an ein Verfahren zur Bestimmung des geotriptischen Windes wurde daraus der Bodenwind abgeleitet. Dabei erschienen die Werte des geostrophischen Windes, der den Bodenwind z. T. um mehr als den Faktor vier übertraf, zunächst sehr hoch. Mit Hilfe der geostrophischen Widerstandsgesetze sind diese Verhältnisse für Sturmsituationen jedoch nachvollziehbar.

Simulationen des Karlsruher Mesoskaligen Modells (KAMM) wurden zum Vergleich mit dem aus dem Druckfeld abgeleiteten Windfeld herangezogen. Wird das letztere als quasi von der Orographie unbeeinflusste bodennahe Strömung angesehen, so wird durch Subtraktion der beiden Windfelder deutlich, wie sich in der Modellphysik der Einfluss der Orographie auf das Strömungsfeld auswirkt. Während sich in exponierten Höhenlagen im Luv und an Kuppen die Geschwindigkeit erhöht, ist in tiefen Taleinschnitten und teilweise im Lee von Bergen eine Geschwindigkeitsreduktion zu sehen.

Ein Vergleich der KAMM-Simulationen mit dem Schadensmuster zeigt, dass die Gebiete mit Sturmschadenflächen und die Regionen, in denen das Modell hohe Windgeschwindigkeiten simuliert, prinzipiell übereinstimmen. Allerdings ist die Auflösung des Modells mit 1 km^2 nicht ausreichend, um kleinräumige topographi-

sche Strukturen aufzulösen. Wie sich anhand der Fallstudie zeigte, sind es häufig (bezüglich des Modells) subskalige Effekte, die Sturmschäden auslösen. Auch die Sturmschäden selbst sind subskalig und machen mit Größen im Bereich weniger *ha* nur Bruchteile (wenige Prozent) einzelner Rasterelemente des Modells aus, womit ein Vergleich mit den simulierten Windgeschwindigkeiten sehr schwierig ist.

Anhand der Analysen der Schadensdaten wird deutlich, dass sowohl orographische Effekte als auch forstspezifische und standortkundliche Parameter das Entstehen von Sturmschäden beeinflussen. Teilweise ist der Durchforstungsgrad der Wälder oder die Nachbarschaft unterschiedlich hoher Bestände, die in sich einheitlich sind, ausschlaggebend für die Initialisierung eines Sturschadens. Schäden in Sattellagen an Kuppen und an Luvhängen über Bestandsgrenzen hinweg weisen jedoch darauf hin, dass die Windgeschwindigkeiten, verstärkt durch orographische Effekte, so hoch waren, dass die Bäume ihnen nicht standhalten konnten, unabhängig von Bestandsform, -art und Standortseigenschaften.

A Anhang

A.1 Koordinatensysteme

Die georeferenzierten Daten, die in der vorliegenden Arbeit verwendet werden, liegen in unterschiedlichen Koordinatensystemen vor. Im Folgenden wird ein kurzer Überblick über Koordinatensysteme im Allgemeinen und das UTM-Koordinatensystem im Besonderen gegeben, in welchem sämtliche Daten in der vorliegenden Arbeit zusammengeführt wurden. Die Ausführungen sind hauptsächlich de Lange (2002) entnommen.

In der Geoinformatik bilden Kartesische Koordinatensysteme die Grundlage für Darstellungen von Geoobjekten im Vektor- bzw. auch im Rastermodell und somit für deren Verarbeitung in Geoinformationssystemen. Daneben spielen Polarkoordinaten eine besondere Rolle. Wird die Erde vereinfacht durch eine Kugel angenähert, lässt sich die Lage jedes Punktes auf der Erde durch lediglich zwei Winkel, die Geographische Breite (φ) und die Geographische Länge (λ) bestimmen.

Für exakte Lagebestimmungen wird die tatsächliche Form der Erde durch ein Ellipsoid angenähert, welches, wie die Erde, an den Polen abgeflacht und am Äquator ausgebuchtet ist. Auch Ellipsoide stellen nur eine Näherung dar, da die Erde weitere Abweichungen von einem Rotationsellipsoid aufweist. Weltweit sind unterschiedliche Referenzellipsoide in Gebrauch, um jeweils lokal die beste Näherung zu erreichen. Die Beziehung zwischen einem lokalen Ellipsoid und einem globalen Bezugssystem kennzeichnet das so genannte „Geodätische Datum“. Dies umfasst Ursprung, Orientierung und Maßstab eines Bezugssystems im Verhältnis zu einem grundlegenden absoluten System und spezifiziert das Ellipsoid. In Deutschland gilt das Potsdam-Datum mit dem Bessel-Ellipsoid. Ein viel verwendetes globales Bezugssystem ist z. B. das *World Geodetic System 84* (WGS 84). Es wurde 1984 festgelegt und basiert auf einem geozentrischen Koordinatensystem mit einem einzigen Referenzellipsoid. Dies liegt beispielsweise der satellitengestützten Positionsbestimmung mit GPS (*Global Positioning System*) zugrunde.

Das UTM-Koordinatensystem (Universales Transversales Mercator Koordinatensystem) basiert auf einer konformen transversalen zylindrischen Abbildung. Es wurde 1947 von der US-Armee zur Kennzeichnung rechtwinkliger Koordinaten in Militärkarten der gesamten Welt eingeführt. Inzwischen setzen es weltweit verschiedene Landesvermessungen und Kartenagenturen ein. Beim UTM-Koordinatensystem er-

folgt eine Einteilung der Erde in 60 Zonen (Meridianstreifen) mit einer Ausdehnung von je sechs Längengraden. Es überdeckt die Erde zwischen 84° nördlicher und 80° südlicher Breite. Die Mittelmeridiane liegen bei 3° , 9° , 15° , usw. Der Mittelmeridian wird dabei nicht längentreu sondern mit dem Faktor 0,9996 abgebildet. Auf jedem Meridianstreifen, also lokal, entsteht ein rechtwinkliges Koordinatensystem mit dem Hauptmeridian als vertikaler Achse. In den Randbereichen der Streifen entsteht eine Verzerrung, die im Dezimeterbereich liegt. Die Angabe der Koordinaten, der Abstand vom Mittelmeridian (Der Hauptmeridian ist mit dem Wert 500.000 *m* belegt) und vom Äquator, erfolgt in Metern. Die Hauptmeridiane werden als Zonen gekennzeichnet. Beispielsweise liegt die Zone 32 zwischen 6° und 12° östlicher Länge, mit dem Mittelmeridian 9° Ost.

A.2 Berechnung der Geländekrümmung

Im Folgenden wird die Berechnung der Krümmung, die in Abschnitt 2.7.2 vorgestellt wird, näher erläutert. Den Berechnungen liegt ein Digitales Geländemodell (DGM) mit einer horizontalen Auflösung von 50 *m* zugrunde. Topographisch exponierte Lagen können nach der Methode von Zevenbergen und Thorne (1987) anhand des DGM ermittelt werden. Dafür wird ein Polynom 2. Ordnung (Gl. A.1) an das DGM angepasst. Dies erfolgt in Teilschritten jeweils für einen 3 x 3 Pixel großen Ausschnitt des DGM (Gl. A.2). Dieses 3 x 3-Fenster wird dann verschoben.

$$Z = Ax^2y^2 + Bx^2y + Cxy^2 + Dx^2 + Ey^2 + Fxy + Gx + Hy + I \quad (\text{A.1})$$

$$\begin{array}{ccc} z7 & z8 & z9 \\ z4 & z5 & z6 \\ z1 & z2 & z3 \end{array} \quad (\text{A.2})$$

Wie schon in Kapitel 2.7.2 beschrieben, liefert diese Methode keine befriedigenden Ergebnisse für das verwendete Geländemodell mit einer Auflösung von 50 *m*. Daher wird das DGM zunächst durch Mittelwertbildung von jeweils 5 x 5 Werten geglättet. Zusätzlich erfolgt die Berechnung des Polynoms (A.1) nicht anhand der direkten Nachbarpixel, sondern im ersten Durchlauf anhand der zweiten und im zweiten Durchlauf anhand der dritten Nachbarn. Die Ergebnisse beider Durchläufe werden anschließend summiert.

Folgendes Beispiel zeigt die Berechnung der Koeffizienten mit dem zweiten Nachbarn. Zunächst werden die neun Werte des Höhenmodellausschnittes in $z1 \dots z9$ gelesen. l und m sind die Indizes des mittleren Wertes an der Stützstelle $z5$:

$$\begin{array}{l} z1 = DGM(l - 2, m - 2) \\ z2 = DGM(l, m - 2) \\ z3 = DGM(l + 2, m - 2) \\ z4 = DGM(l - 2, m) \\ z5 = DGM(l, m) \\ z6 = DGM(l + 2, m) \end{array} \quad (\text{A.3})$$

$$z7 = DGM(l - 2, m + 2)$$

$$z8 = DGM(l, m + 2)$$

$$z9 = DGM(l + 2, m + 2)$$

Anschließend wird aus dem Polynom die Krümmung jeweils in Gradientenrichtung (*SLOPEC*) und senkrecht dazu (*PLANC*) anhand der zweiten Ableitung berechnet. Die Krümmung ist definiert als $1/r$, ($r = \text{Radius}$), je kleiner r , d. h. je größer *SLOPEC* und *PLANC* sind, desto größer ist die Krümmung. Die Einheit der Krümmung ergibt sich damit zu $[1/m]$.

SLOPEC und *PLANC* werden einmal anhand der zweiten und einmal anhand der dritten Nachbarn berechnet und anschließend jeweils addiert. Ist der Betrag der Summe kleiner als $5 \cdot 10^{-5} m^{-1}$, so wird keine markante Krümmung angenommen. Übersteigt der Betrag den Wert $5 \cdot 10^{-5} m^{-1}$ ist das Gelände an der Stützstelle deutlich gekrümmt. Anhand der Vorzeichen von *SLOPEC* und *PLANC* ist die Zuordnung zu konvexem Gelände wie Rücken oder Bergkuppen (beide Vorzeichen positiv), konkavem Gelände wie Täler oder Senken (beide Vorzeichen negativ) und Sattellagen (je ein positives und ein negatives Vorzeichen) möglich. Einzelne Pixel, die innerhalb einer gekrümmten Fläche als nicht gekrümmt klassifiziert sind, werden zur Klasse der umgebenden Pixel hinzugenommen.

A.3 Bodenkundliche Begriffe

Nachfolgend sind Begriffe der Bodenkunde (Scheffer und Schachtschnabel, 1992) erläutert, die im Rahmen dieser Arbeit verwendet werden.

A.3.1 Bodenarten

Bei der Verwitterung von Gestein entstehen u. a. schwer lösliche Bestandteile, die durch Wasser, Wind, Gletschereis oder Selbstbewegung am Hang verfrachtet und als Sedimente abgesetzt werden. Je nach Größe entstehen Kiese, Sande, Schluffe oder Tone. Material mit Korngrößen $< 2 \text{ mm}$ wird häufig als „Feinboden“ bezeichnet, der Begriff „Bodenskelett“ fasst Material mit Korngrößen $> 2 \text{ mm}$ zusammen. Abgerundetes Material wird als Kies ($2\text{--}63 \text{ mm}$)¹ oder Geröll ($63\text{--}200 \text{ mm}$) bezeichnet, eckigkantiges Material als Grus ($2\text{--}6,3 \text{ mm}$), Steine ($6,3\text{--}200 \text{ mm}$) oder Blöcke ($> 200 \text{ mm}$).

Bodenarten bilden den Überbegriff für Gemische von Korngrößenverteilungen. Böden mit vorherrschenden Korngrößenfraktionen sind Sand-, Schluff- und Tonböden:

Sand: nicht formbar, nicht beschmutzend, körnig.

Schluff: wenig formbar, mehlig, zerbröckelnd, nicht beschmutzende, raue Gleitfläche.

Ton: formbar, beschmutzend, glatte und glänzende Gleitfläche.

Die vierte Bodenart sind Lehm Böden. Sie nehmen eine Mittelstellung zwischen den drei anderen Bodenarten ein und haben einen Tongehalt von 15–45%. Eine weitere Unterteilung der Bodenarten erfolgt durch die zusätzlichen Begriffe: sandig, schluffig, lehmig und tonig.

So genannte „Kolluvialböden“ entstehen bei der Erosion durch Wasser. Abgetragene Bodenteilchen lagern sich zum Teil am Hangfuß oder im Tal ab und überdecken häufig vorhandene Bodenprofile.

Bei Mooren handelt es sich um so genannte „organische“ Böden. Moore weisen eine Torfaufgabe von mindestens 30 cm Stärke auf, häufig sind die Humushorizonte mehrere Meter mächtig. Sie enthalten mindestens 30%, meist aber wesentlich mehr, organische Substanz.

¹Kies wird noch in Feinkies: $2\text{--}6,3 \text{ mm}$ und Grobkies: $6,3\text{--}200 \text{ mm}$ unterschieden

A.3.2 Wasserhaushaltsgrößen

Der Wasserhaushalt von Böden hängt von Witterungsbedingungen und hierdurch bedingten Schwankungen in der Stoffwechselintensität der Pflanzen ab. Diese Faktoren führen zu einem mehr oder weniger stark ausgeprägten charakteristischen Verlauf von Wasserzufuhr zum Boden und Wasserverlusten aus dem Boden. Zusätzlich beeinflussen die Bodeneigenschaften sowie die hydrologische Situation den Wasserhaushalt. Dabei spielen vor allem die Wasserleitfähigkeit der Böden bei unterschiedlichen Sättigungszuständen und damit die Eigenschaften des Porensystems eine Rolle. Kurzfristige Witterungseinflüsse sind für die Einstufung des Wasserhaushalts nicht maßgeblich. Die nähere Beschreibung der Wasserhaushaltsklassen geben Schieler und Hauk (2001):

trocken: Trockene Standorte auf Rücken und Oberhängen mit wasserdurchlässigen Böden auf sonnenseitigen Lagen. Im Jahresdurchschnitt herrscht Wassermangel.

frisch: Frische Standorte umfassen die meisten Hanglagen, in wärmeren Wuchsräumen bzw. in tieferen Lagen vornehmlich Schattenhänge, in höheren Lagen auch Sonnenhänge. Auch ebene Talböden und Schuttkegel. Im Jahresdurchschnitt ist die Wasserversorgung normal, höchstens kurzzeitig kann Wasserknappheit auftreten. Der Boden ist die meiste Zeit des Jahres ausreichend durchfeuchtet, nur nach der Schneeschmelze oder längeren Regenperioden ist eine Vernässung des Bodens zu erwarten.

feucht bis nass: Feuchte bis nasse Standorte kommen hauptsächlich an Unterhängen und im Bereich fließenden und stauenden Grund- und Hangwassers vor. Im Jahresdurchschnitt herrscht Wasserüberschuss, Trockenperioden kommen nicht vor.

A.4 Abbildung: Druckfeld während des Orkans „Lothar“

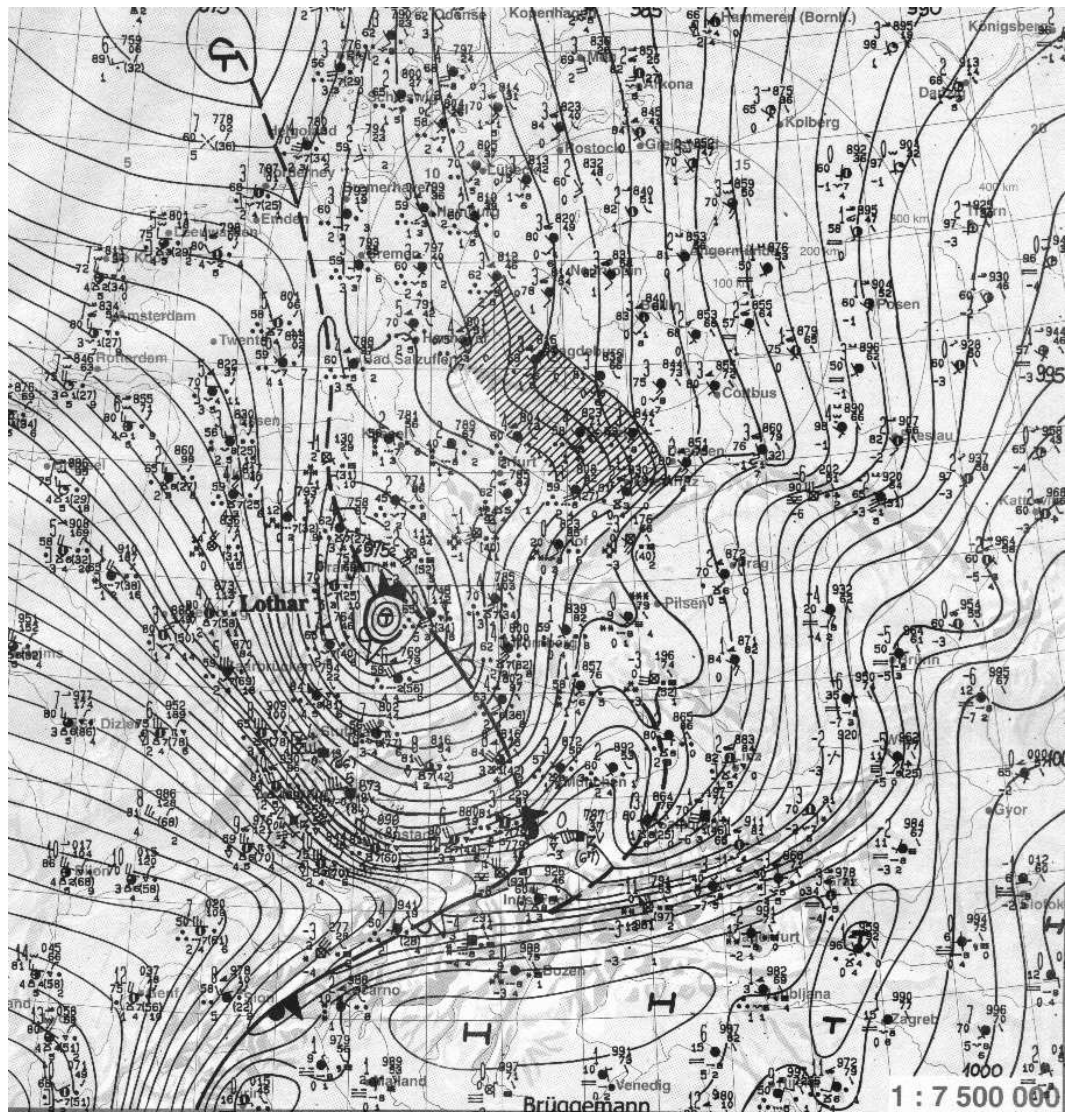


Abbildung A.1: Berliner Wetterkarte, Bodendruckfeld am 26.12.1999, 12 UTC.

A.5 Abbildungen zur Schadenerkennung

Wie in Kapitel 4 angesprochen erkennt die automatische Klassifizierung der Sturmschadenflächen nicht alle Flächen. Dies wird deutlich bei Vergleichen der automatischen Detektion mit Ergebnissen von Begehungen, welche für Teile des Untersuchungsgebietes in digitaler Form vorliegen. Sturmschadenflächen mit den folgenden Eigenschaften werden von dem automatischen Detektionsverfahren nicht erfasst:

- Besonders kleine Flächen (kleiner als 1 *ha*, Abb. A.2 oben rechts).
- Flächen, die mit intakten Bäumen durchsetzt sind (Abb. A.2 unten rechts).
- Flächen, die insgesamt, etwa durch intaktes Unterholz, einen hohen NDVI aufweisen (Abb. A.2 oben).

Einige Schadenflächen aus der Begehung sind in den NDVI-Daten nicht von intaktem Wald in der nahen Umgebung zu unterscheiden (Abb. A.2 oben). Ein weiteres Problem stellen Datenlücken wie z. B. zwischen zwei Flugstreifen dar. Sind die Teilstücke aufgrund dieser Datenlücken zu klein, werden sie ebenfalls nicht als Schadenfläche erkannt. Ein kleiner Teil der Schadenflächen war zum Zeitpunkt der Aufnahme auch durch Wolken verdeckt und somit nicht oder nur teilweise sichtbar (Abb. A.3).

Schadenflächen, die mit dem automatischen Verfahren erkannt wurden, stimmen jedoch zu großen Teilen mit den Schadenflächen überein, die bei Begehungen ermittelt wurden (Abb. A.4 und Abb. A.5).

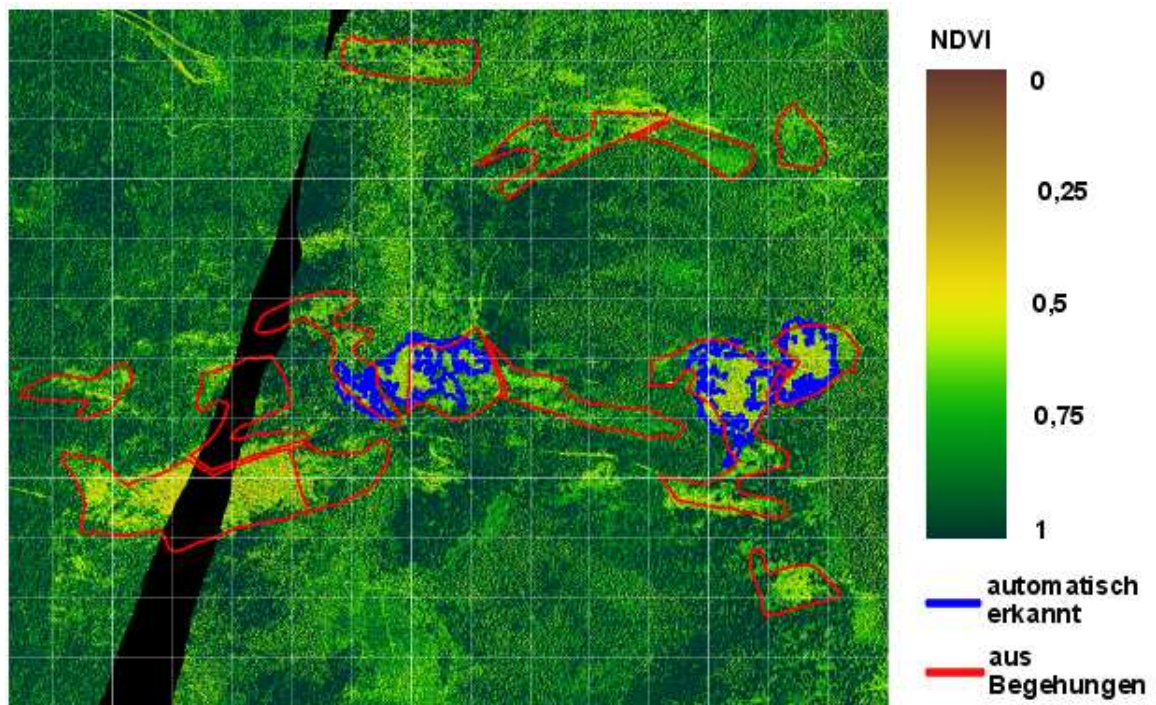


Abbildung A.2: NDVI aus CLS-Daten und daraus automatisch erkannte Schadenflächen (blau umrandet). Bei Begehungen der FVA identifizierte Sturmschadenflächen sind rot umrandet. Der Abstand des Gitters beträgt ca. 130 m.

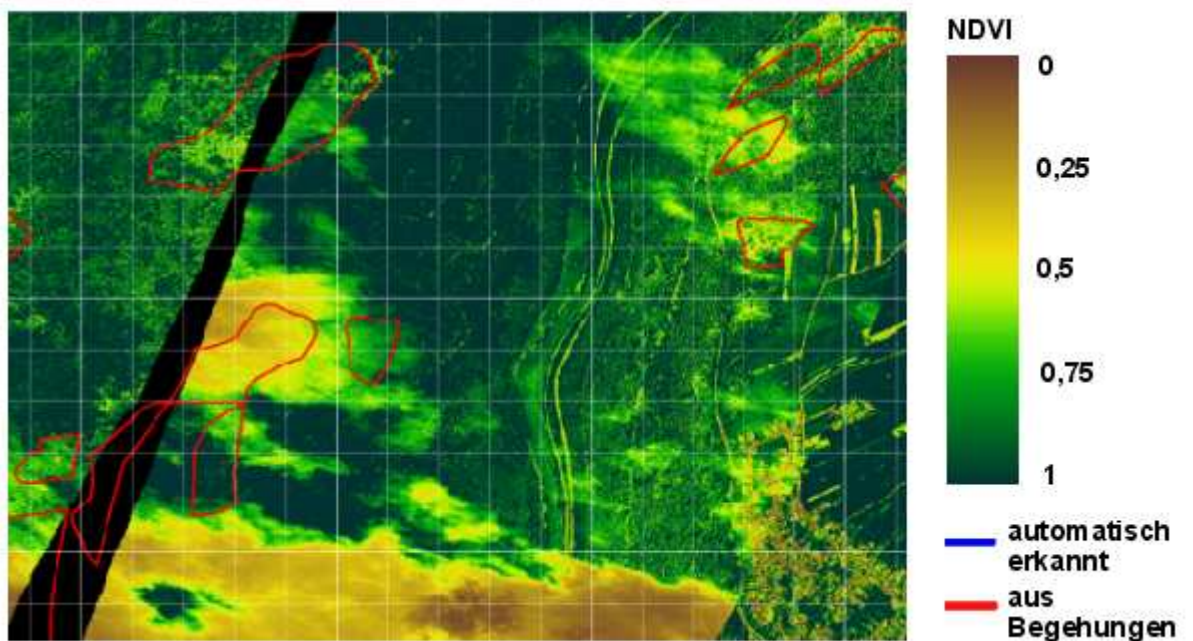


Abbildung A.3: NDVI aus CLS-Daten. Wolken erscheinen mit niedrigem NDVI. Markierung und Gitterabstand wie in A.2

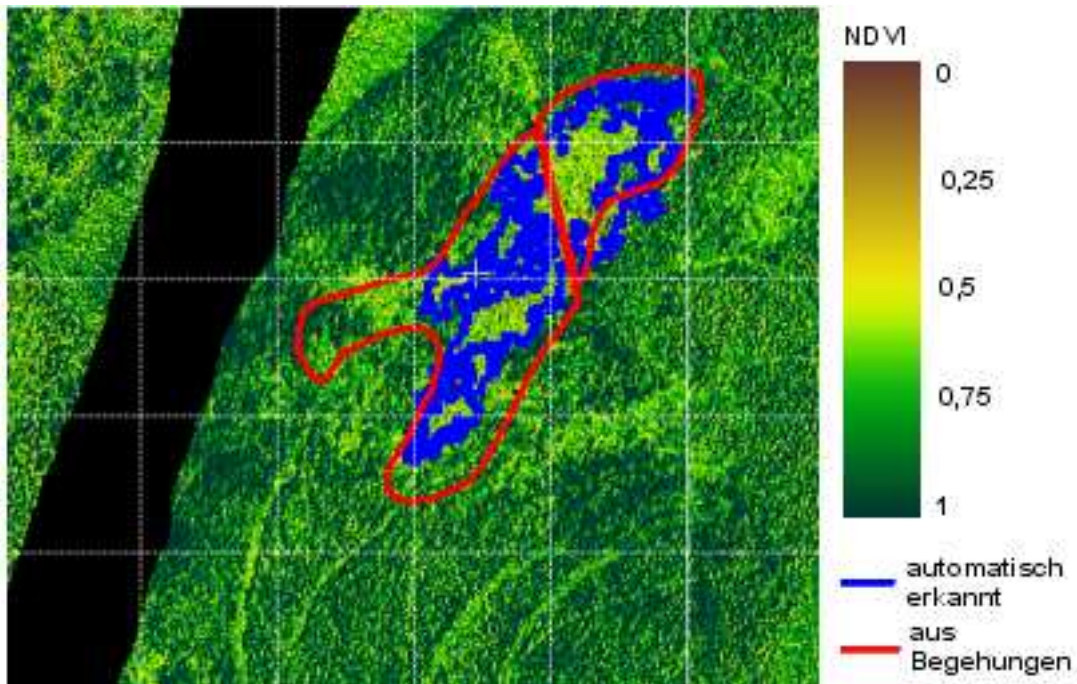


Abbildung A.4: Markierung und Gitterabstand wie in A.2

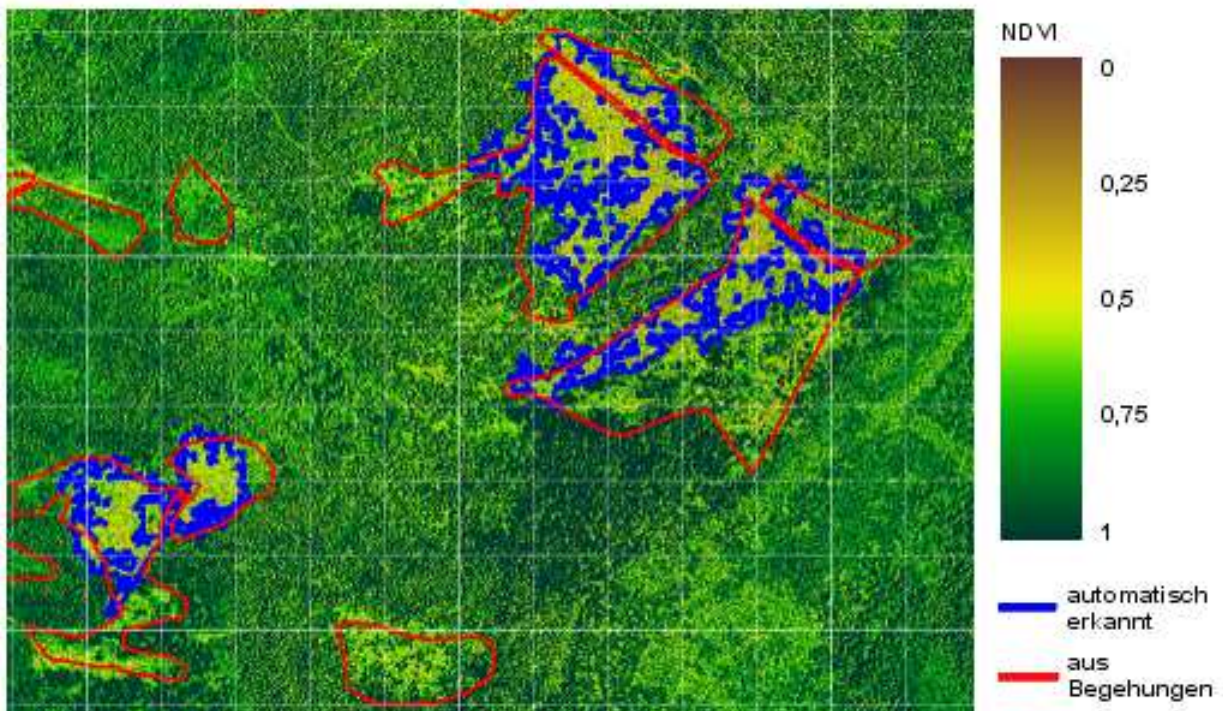


Abbildung A.5: Markierung und Gitterabstand wie in A.2

A.6 Der isallobarische Wind

Oberhalb der Grenzschicht ist das geostrophische Gleichgewicht im Mittel gut erfüllt (Kurz, 1990). Abweichungen vom Gleichgewicht führen zum so genannten ageostrophischen Wind \vec{v}_a , der im Normalfall relativ klein ist.

$$\vec{v}_a = \vec{v} - \vec{v}_g. \quad (\text{A.4})$$

Dabei ist \vec{v} der tatsächliche Wind und \vec{v}_g der geostrophische Wind. Ersetzt man in der horizontalen Bewegungsgleichung:

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = -\frac{1}{\rho}\vec{\nabla}p - f\vec{k} \times \vec{v} \quad (\text{A.5})$$

den Druckgradient $\vec{\nabla}p$ durch den geostrophischen Wind $\vec{v}_g \rho f \times \vec{k}$, so folgt

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = f(\vec{v} - \vec{v}_g) \times \vec{k} = f\vec{v}_a \times \vec{k}. \quad (\text{A.6})$$

In der reibungsfreien der Atmosphäre ist nicht nur der ageostrophische Windanteil, sondern auch seine zeitliche Änderung gering. In erster Näherung kann daher die tatsächliche Beschleunigung $d\vec{v}/dt$ durch die Änderung des geostrophischen Windes $d\vec{v}_g/dt$ ersetzt werden. Somit folgt für den ageostrophischen Wind:

$$\vec{v}_a = \frac{1}{f}\vec{k} \times \frac{d\vec{v}_g}{dt}. \quad (\text{A.7})$$

Die totale zeitliche Änderung des geostrophischen Windes lässt sich entsprechend der so genannten Eulerschen Zerlegung in eine lokale und eine advective Änderung aufspalten:

$$\frac{d\vec{v}_g}{dt} = \frac{\partial\vec{v}_g}{\partial t} + u\frac{\partial\vec{v}_g}{\partial x} + v\frac{\partial\vec{v}_g}{\partial y} + w\frac{\partial\vec{v}_g}{\partial z}, \quad (\text{A.8})$$

Dabei sind u und v die horizontalen und w die vertikale Komponente der Windgeschwindigkeit. Werden Dichteänderungen vernachlässigt, gilt damit für die lokale Änderung von \vec{v}_g :

$$\frac{\partial\vec{v}_g}{\partial t} = -\frac{1}{\rho f}\vec{\nabla}\left(\frac{\partial p}{\partial t}\right) \times \vec{k}. \quad (\text{A.9})$$

Und somit nach Gl. A.7 für die ageostrophische Windkomponente:

$$\vec{v}_a = -\frac{1}{\rho f^2} \vec{\nabla} \left(\frac{\partial p}{\partial t} \right). \quad (\text{A.10})$$

Der Vektor der lokalen Änderung des geostrophischen Windes verläuft nach Gleichung A.9 parallel zu den Isallobaren (Linien gleicher Drucktendenz) mit den niedrigen Tendenzwerten zur Linken. Die mit der lokalen Änderung verbundene ageostrophische Komponente heißt isallobarischer Wind und verläuft senkrecht dazu und weist vom Steiggebiet ins Fallgebiet.

Wie in Kapitel 8.1 angesprochen, ist der isallobarische Wind während dem Sturm „Lothar“ klein gegenüber dem geostrophischen Wind. Der Gradient der zeitlichen Druckänderung beträgt während der stärksten Windgeschwindigkeiten am Boden etwa bei 1 hPa pro h und pro 10 km . Dies sind etwa $2 \cdot 10^{-7} \text{ Pa}/(\text{m s})$. Das Reziproke aus dem Produkt von Dichte ρ und dem Quadrat des Coriolisparameters f ergibt etwa $6,6 \cdot 10^7 \text{ m}^3 \text{ s}^2/\text{kg}$. Damit ergibt sich der Betrag des isallobarischen Windes zu ungefähr $1,3 \text{ m/s}$. Bei geostrophischen Windgeschwindigkeiten von über 80 m/s macht dies eine Änderung des geostrophischen Windes um weniger als 2% aus.

A.7 Berechnung der Schubspannungsgeschwindigkeit

Der vertikale turbulente Transport von Impuls wird durch die Kovarianz der Windgeschwindigkeitskomponenten beschrieben (z. B. Stull, 1988). Die Kovarianz des vertikalen turbulenten Transportes der u -Komponente des Impulses berechnet sich zu:

$$\overline{u'w'} = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n (u_i - \bar{u}) \cdot (w_i - \bar{w}), \quad (\text{A.11})$$

wobei u_i die u -Komponente der Windgeschwindigkeit zu einem bestimmten Zeitpunkt und \bar{u} der zeitliche Mittelwert dieser Komponente ist. Analoges gilt für die vertikale Windgeschwindigkeitskomponente w . Der vertikale Fluss des horizontalen Impulses ergibt sich nach Reynolds zu:

$$\begin{aligned} \tau_{xz} &= -\overline{\rho u'w'} \quad \text{und} \quad \tau_{yz} = -\overline{\rho v'w'} \\ |\tau_{Reynolds}| &= \sqrt{\tau_{xz}^2 + \tau_{yz}^2} \end{aligned} \quad (\text{A.12})$$

$\tau_{Reynolds}$ wird als turbulente Schubspannung bezeichnet. Der Index xz steht für die x -Richtung und yz für die y -Richtung eines kartesischen Koordinatensystems. Basierend auf der turbulenten Schubspannung ist die Schubspannungsgeschwindigkeit u_* definiert:

$$u_* = \sqrt{\overline{u'w'} + \overline{v'w'}}. \quad (\text{A.13})$$

Die Fluktuationen der Windgeschwindigkeit werden mit zeitlich hochauflösenden Messgeräten (Ultraschallanemometern) am 200-Meter-Mast des Forschungszentrums Karlsruhe in verschiedenen Höhen gemessen. Daraus werden automatisiert für Mittelungszeiträume von jeweils 10 Minuten die Kovarianzen der horizontalen Windgeschwindigkeitskomponenten jeweils mit der vertikalen Windgeschwindigkeitskomponente bestimmt.

Diese Daten wurden für den 26.12.1999 herangezogen, um die Schubspannungsgeschwindigkeit während des Sturmes zu berechnen. Die Messhöhen für die zeitlich hochaufgelösten Fluktuationen sind 4 m, 40 m, 100 m und 200 m. Das Messgelände befindet sich am Rand des Forschungszentrums und ist auf der einen Seite von Gebäuden und auf der anderen von Wald umgeben, so dass die unterste Messhöhe windgeschützt liegt. Die zweitunterste Messhöhe liegt bereits oberhalb der Bäume. In der vierten Messhöhe kam es während des Sturms zu einem Ausfall des Mess-

gerätes. Die Schubspannungsgeschwindigkeiten, die sich für den Sturmtag zwischen 11 und 14 Uhr in 40 und 100 m Höhe ergeben, liegen zwischen 1,4 und 6,6 m/s (Abb. A.6). Der Mittelwert ergibt sich in 40 m Höhe zu 4,1 m/s und in 100 m Höhe zu 3,3 m/s.

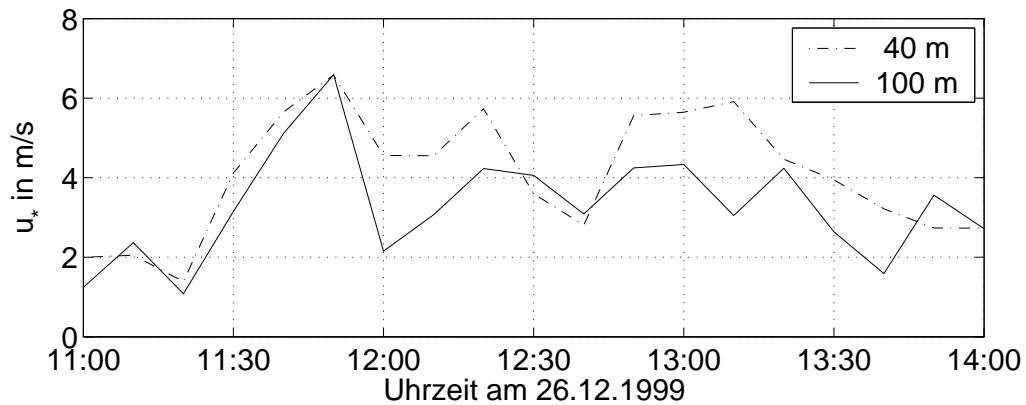


Abbildung A.6: u_* aus den Kovarianzen am 200-Meter Mast im Forschungszentrum Karlsruhe berechnet.

Literatur

- Adrian, G. und F. Fiedler (1991). Simulation of Unstationary Wind and Temperature Fields over Complex Terrain and Comparison with Observations. *Beitr. Phys. Atmosph. Februar*, 27–48.
- Agster, W. und B. Ruck (2003). The Influence of Aerodynamic Properties of Forest Edges and Stands on the Pressure Pattern within a Forest. In B. Ruck, C. Kottmeier, C. Mattheck, C. Quine und G. Wilhelm (Hrsg.), *Proceedings of the International Conference Wind Effects on Trees*, 25–32.
- Aldinger, E., D. Seemann und V. Konnert (1996). Wurzeluntersuchungen auf Sturmwurfllächen 1990 in Baden-Württemberg. *Mitt. Ver. Forstl. Standortskde. u. Forstpflanzenzüchtg.* 38, 11–25.
- Baines, P. G. (1995). *Topographic Effects in Stratified Flows*. Cambridge University Press.
- Blackadar, A. K. und H. A. Panofsky (1969). Wind profiles, Spectra and Cross-spectra over Homogeneous Terrain. US Army ECOM. Final Report DA-28-043-AMC-01388 (E).
- Blackall, R. M., R. Brown und C. G. Collier (1990). Real-Time Analysis of Surface Wind Gusts Using Radar Data: 25th January 1990. *Meteorol. Mag.* 119, 121–125.
- Böllmann, G. und G. Jurksch (1984). Ein Beitrag zur Festlegung der Grundwind- und Nennböengeschwindigkeit im Binnenland der Bundesrepublik Deutschland für die DIN-Norm 1055, Teil 4. *Meteorol. Rdsch.* 37, 1–10.
- Bochert, A., J. M. Hacker und K. Ohm (2000). Color Line Scanner as imaging NDVI Sensor. In *Second EARSeL Workshop on Imaging Spectroscopy, Enschede, 11–13 July 2000*.
- Bond, J. E., A. Browning und C. G. Collier (1981). Estimates of Surface Gust Speeds using Radar Observations of Showers. *Meteorol. Mag.* 110, 29–40.
- Brasseur, O. (2001). Development and Application of a Physical Approach to Estimating Wind Gusts. *Mon. Weather Rev.* 129, 5–25.
- Carruthers, D. J. und J. C. R. Hunt (1990). Fluid Mechanics of Airflow over Hills: Turbulence, Fluxes, and Waves in the Boundary Layer. In W. Blumen (Hrsg.),

- Atmospheric Processes over Complex Terrain*, Nr. 45 der Reihe Meteorological Monographs, 83–103. American Meteorol. Soc., Boston.
- de Lange, N. (2002). *Geoinformatik in Theorie und Praxis*. Springer, Berlin.
- Doms, G. und U. Schättler (1999). The Nonhydrostatic Limited-Area Model LM (Lokal-Modell) of DWD. Part I: Scientific Documentation. Technischer Bericht, Deutscher Wetterdienst, Geschäftsbereich Forschung und Entwicklung, Postfach 100465, D-63004 Offenbach.
- Drimmel, J. (1974). Die Abschätzung maximaler Sturmböen über aerodynamisch unterschiedlichen Landschaften. *Wetter und Leben*, 71–74.
- DWD (1999a). Bewertung der Orkanwetterlage am 26.12.1999 aus klimatologischer Sicht. Internet: <http://www.dwd.de/de/FundE/Klima/KLIS/prod/spezial/sturm/index.htm>. Deutscher Wetterdienst, Abteilung Klima und Umwelt.
- DWD (1999b). Witterungsreport (Express), Deutscher Wetterdienst. ISSN 1436–6789.
- Fiedler, F. (1983). Einige Charakteristika der Strömung im Oberrheingraben. In *Wiss. Berichte d. Instituts für Meteorologie und Klimaforschung der Universität Karlsruhe*, Nr. 4, 113–123.
- Fiedler, F. und H. A. Panofsky (1972). The Geostrophic Drag Coefficient and the „Effective“ Roughness Length. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 98, 213–220.
- Filella, I. und J. Peñuelas (1994). The Red Edge Position and Shape as Indicators of Plant Chlorophyll Content, Biomass and Hydric Status. *Int. J. Rem. Sens.* 15(7), 1459–1470.
- Flury, P. (1895). Untersuchungen über die Entwicklung der Pflanzen in der frühesten Jugendperiode. In *Mitteilungen der Schweiz. Centralanst. für das forstl. Versuchswes.*, Band IV.
- Geiger, R. (1950). Die meteorologischen Voraussetzungen für Sturmgefährdung. *Forstwiss. Centr.*, 71–81.
- Gross, G. (1991). Anwendungsmöglichkeiten mesoskaliger Simulationsmodelle dargestellt am Beispiel Darmstadt. Teil 1: Wind- und Temperaturfelder. *Meteorol. Rdsch.* 43, 97–112.
- Gross, G., J. Graf und D. Heimann (1992). Numerische meteorologische Modelle in der Regional und Luftreinhalteplanung. Technischer Bericht,

- München, Selbstverlag.
- Hau, E. (1996). *Windkraftanlagen*. Springer, Berlin.
- Heneka, P., T. Hofherr, B. Ruck und C. Kottmeier (voraus. 2006). Development of a Storm Damage Risk Assessment Method and Application to the German State of Baden-Württemberg. *Natural Hazards and Earth System Sciences, Special issue „Methods for risk assessment and mapping in Germany“*. Eingereicht 2005.
- Heneka, P. und B. Ruck (2004). Development of a Storm Damage Risk Map of Germany - A Review of Storm Damage Functions. In D. Malzahn und T. Plapp (Hrsg.), *Disasters and Society - From Hazard Assessment to Risk Reduction*, 129–135. Universität Karlsruhe.
- Hildebrandt, G. (1996). *Fernerkundung und Luftbildmessung für Forstwirtschaft, Vegetationskartierung und Landschaftsökologie*. Herbert Wichmann Verlag, Hüthig GmbH, Heidelberg.
- Hofherr, T., P. Heneka, C. Kottmeier und B. Ruck (2004). Storm Damage Risk Map of Germany. Rechenschaftsbericht 2004, CEDIM.
- Hütte, P. (1964). *Untersuchungen über den Einfluss des Geländereiefs auf Richtung, Geschwindigkeit und Struktur des Sturmes im Hinblick auf die Gefährdung der Fichte*. Dissertation, Georg-August-Universität zu Göttingen.
- Hubrig, M. (2004). Analyse von Tornado- und Downburst-Windschäden an Bäumen. *Forst und Holz* 59, 78–84.
- Huschke, R. E. (Ed.) (1959). *Glossary of Meteorology*. American Meteorol. Soc.
- Huttenlocher, F. (1955). *Handbuch der Naturräumlichen Gliederung Deutschlands*, Chapter 15, 243–258. Selbstverlag, Remagen.
- Justice, C. O., T. F. Eck, D. Tanre und B. N. Holben (1991). The Effect of Water Vapour on the Normalized Difference Vegetation Index derived for Sahelian Region from NOAA AVHRR Data. *Int. J. Rem. Sens.* 12, 1165–1187.
- Kahabka, H. (2000). *Erfassung von neuartigen Waldschäden mit Landsat TM Satellitenbilddaten auf Basis eines bestehenden Stichprobennetzes*. Dissertation, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg im Breisgau.
- Kahabka, H., M. Dees, B. Koch und N. Saidani (2002). Sturm Lothar: Schadens erfassung mit optischen Fernerkundungsdaten aus forstlicher Sicht. In

- G. Tetzlaff, T. Trautmann und K. S. Radtke (Hrsg.), *Zweites Forum Katastrophenvorsorge*, 421–427. Institut für Meteorologie, Universität Leipzig.
- Kalthoff, N., I. Bischoff-Gauß und F. Fiedler (2003). Regional Effects of Large-Scale Extreme Wind Events over Orographically Structured Terrain. *Theor. Appl. Climatol.* 74, 53–67.
- Karius, K., H. Stiefvater und W. Schöpfer (1992). Baden-Württemberg im Spiegel der Bundeswaldinventur. *Forst und Holz* (13), 371–395.
- Kiefer, W. und G. Fischer (1971). Statistische Untersuchungen über ageostrophische Windkomponenten in der freien Atmosphäre. *Meteorol. Rdsch.* 24, 97–103.
- Klose, B. (1979). Aspekte zur Bestimmung des geotriptischen Windes aus dem Bodendruckfeld. *Zeitschr. f. Meteor.*, 31–39.
- König, A. (1995). *Sturmgefährdung von Beständen im Altersklassenwald: ein Erklärungs- und Prognosemodell*. Dissertation, Ludwig-Maximilians-Universität München.
- Kramer, H. J. (1996). *Observation of the Earth and its Environment*. Berlin, Heidelberg: Springer.
- Kunz, M. (2003). *Simulation von Starkniederschlägen mit langer Andauer über Mittelgebirgen*. Dissertation, Universität Karlsruhe.
- Kurz, M. (1990). Synoptische Meteorologie. Leitfäden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst, Nr. 8.
- Kurz, M. (2000). Die Dezemberstürme 1999. Unveröffentlicht.
- Lenz, C.-J. (1996). *Energieumsetzungen an der Erdoberfläche in gegliedertem Gelände*. Dissertation, Universität Karlsruhe.
- Lux, R. und F. Fiedler (2005). Application of a Mesoscale Meteorological Model to Investigate General Flow Structures caused by Topographic Structures in Storm Situations. European Geosciences Union, General Assembly. Poster. Vienna, 24–29 April 2005.
- Mattheck, C. (1997). *Design in der Natur – Der Baum als Lehrmeister*. Rombach Ökologie, Freiburg i. B.
- Mattheck, C., K. Bethge, I. Tesari und R. Kappel (2001). Ein neues Versagenskriterium für nicht fäulegeschädigte solitäre Bäume. *Wiss. Berichte d. Forschungszentrums Karlsruhe*. FZKA 6666.

- McCallum, E. und W. J. T. Norris (1990). The Storms of January and February 1990. *Meteorol. Mag.* 119, 201–219.
- Miyakoda, K. (1960). Numerical Calculation of Laplacian and Jacobian Using 9 and 25 Gridpoint Systems. *J. Meteorol. Soc. Jap.* 38, 94–106.
- MLR (1999). Jahresbericht 1998. Technischer Bericht, Landesforstverwaltung Baden-Württemberg, Ministerium Ländlicher Raum.
- Palmer, T. N., G. J. Shutts und R. Swinbank (1986). Alleviation of a Systematic Westerly Bias in General Circulation and Numerical Prediction Models through an Orographic Gravity Wave Drag Parametrisation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 112, 1011–1039.
- Quine, C. P. und I. M. S. White (1998). The Potential of Distance-Limited Topex in the Prediction of Site Windiness. *Forestry* 71(4), 326–332.
- Ramminger, G., M. Dees und B. Koch (2002). STURMMON Schadenserfassung mit Radardaten aus forstlicher Sicht - Erste Ergebnisse. In K. S. R. G. Tetzlaff, T. Trautmann (Hrsg.), *Zweites Forum Katastrophenvorsorge*, 421–427. Institut für Meteorologie, Universität Leipzig.
- Rottmann, M. (1986). *Wind- und Sturmschäden im Wald*. J. D. Sauerländers Verlag, Frankfurt am Main.
- Ruck, B. und E. Adams (1991). Fluid Mechanical Aspects of the Pollutant Transport to Coniferous Trees. *Bound. Layer Meteor.* 56, 163–195.
- Scheffer, F. und P. Schachtschnabel (1992). *Lehrbuch der Bodenkunde* (13. Aufl.). Ferdinand Enke Verlag Stuttgart.
- Schieler, K. und E. Hauk (2001). Instruktion für die Feldarbeit – Österreichische Waldinventur 2000/2002. Forstliche Bundesversuchsanstalt Wien, Waldforschungszentrum. ISBN 3-901347-29-1.
- Schroers, H., H. Lösslein und K. Zilch (1990). Untersuchung der Windstruktur bei Starkwind und Sturm. *Meteorol. Rdsch. Bd.* 42, Heft 2, 202–212.
- Smith, R. B. (1979). The Influence of Mountains on the Atmosphere. In B. Saltzman (Hrsg.), *Adv. Geophys.*, Band 21, 87–217.
- Smith, R. B. (1988). Linear Theory of Stratified Flow past an Isolated Mountain in Isosteric Coordinates. *J. Atmos. Sci.* 45(45), 3889–3896.
- Smith, R. B. (1989). Hydrostatic Airflow over Mountains. *Adv. Geophys.* 45(31), 1–41.

- Stathers, R. J., T. P. Rollerson und S. J. Mitchell (1994). Windthrow Handbook for British Columbia Forests. Technischer Bericht, B.C. Min. For., Victoria, B.C. Working Paper 9401.
- Steinacker, R., C. Häberli und W. Pöttschacher (2000). A Transparent Methode for the Analysis and Quality Evaluation of Irregularly Distributed and Noisy Observational Data. *Mon. Weather Rev.* 128, 2303–2316.
- Steyrer, G. (2000). Bruch- und Wurfgefahr bei Wurzelfäule. Ergebnisse eines Umziehversuches an Fichten. Internet: <http://bfw.ac.at/400/1253.html>.
- Stull, R. B. (1988). *An Introduction to Boundary Layer Meteorologie*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht/Boston/London.
- Wernli, H., S. Dirren, M. A. Liniger und M. Zillig (2002). Dynamical Aspects of the Life Cycle of the Winter Storm “Lothar“. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 128, 405–429.
- Whiteman, C. D. und J. C. Doran (1993). The Relationship between Overlying Synoptic-Scale Flows and Winds within a Valley. *J. Appl. Meteorol.* 32, 1669–1682.
- Wieringa, J. (1973). Gust Factors over Open Water and Built-Up Country. *Bound. Layer Meteor.*, 424–441.
- Zevenbergen, L. W. und C. R. Thorne (1987). Quantitative Analysis of Land Surface Topography. *Earth Surf. Proc. Land.* 12, 47–56.

Danksagung

Diese Arbeit wurde im Rahmen des DFG-geförderten interdisziplinären Graduiertenkollegs „Naturkatastrophen“ am Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK) der Universität Karlsruhe (TH) und des Forschungszentrums Karlsruhe erstellt.

Besonders bedanke ich mich bei Herrn Prof. Dr. Ch. Kottmeier für die interessante Themenstellung und die Betreuung dieser Arbeit sowie für die zahlreichen Anregungen und die kritische Korrektur meiner Texte. Bei Frau Prof. Dr. S. Jones möchte ich mich für die Übernahme des Korreferates bedanken.

Die Überfliegung zur Aufnahme der Sturmschadensdaten wurde im Auftrag des Forschungszentrums Karlsruhe vom Institut für Flugführung Braunschweig durchgeführt. Standortdaten wurden mir von der Forstlichen Versuchs- und Forschungsanstalt Baden-Württemberg in Freiburg zur Verfügung gestellt. Ich möchte mich für den Einblick in die Forstwissenschaft und die Diskussionen zur Bewertung der Daten bei Herrn Dr. E. Aldinger und seinen Mitarbeitern bedanken. Thomas Hofherr (IMK) danke ich für die Durchführung der Simulationen mit KAMM und Dr. Frank Braun (ehemals IMK) für die LM-Simulationen. Die Nutzung des Geoinformationssystems PCI wurde mir von der Arbeitsgruppe MSA des IMK am Forschungszentrum Karlsruhe ermöglicht, dafür bedanke ich mich bei Folke Olesen, Walter Fiebig und Herrn Prof. Dr. H. Fischer. Bei Herrn Prof. Dr.-Ing. Dr. h.c. B. Ruck möchte ich mich für die Gespräche und Anregungen zu meiner Arbeit bedanken.

Ein besonderer Dank gilt meinen Zimmerkolleginnen Stefanie Wassermann und Carolin Schmitt für die angeregten Diskussionen, die ehrlichen Meinungen und die fröhliche Atmosphäre.

Natürlich möchte ich mich auch bei sämtlichen Kollegen des IMK bedanken, besonders beim „13. Stock“, für die Unterstützung, die fachlichen und sonstigen Diskussionen und die angenehme Arbeitsatmosphäre. Auch den Administratoren und Sekretärinnen danke ich für ihre Unterstützung. Den Kollegen im Graduiertenkolleg danke ich für die vielen interdisziplinären Einblicke und Anregungen.

Vielen Dank auch an meine Familie und Freunde, besonders an meine Eltern, die mich stets unterstützten und da waren wenn ich sie brauchte.

Allen voran danke ich Ferdinand, der alle Höhen und Tiefen während der Arbeit mitgetragen hat, für seine stete Ermutigung und Unterstützung.