## INSTITUT FÜR NATURSPORT UND ÖKOLOGIE

Institute of Outdoor Sports and Environment









Im Auftrag der Stiftung Sicherheit im Skisport und des Umweltbeirats Christoph Schneider Johannes Schönbein

## Deutsche Sporthochschule Köln



## Schriftenreihe Natursport und Ökologie

Herausgegeben vom Institut für Natursport und Ökologie Deutsche Sporthochschule Köln

Band 19

#### Impressum

Herausgeber Institut für Natursport und Ökologie (INÖK) Deutsche Sporthochschule Köln

#### Autoren

Christoph Schneider Geographisches Institut, Rheinisch-Westfälische Technische Hochschule Aachen Templergraben 55, 52056 Aachen Tel. +49 (0)241-80-96048, Fax. +49 (0)241-80-92157 christoph.schneider@geo.rwth-aachen.de, http://www.klimageo.rwth-aachen.de

Johannes Schönbein Institut für Physische Geographie (IPG), Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br. Werderring 4, 79085 Freiburg Tel. +49 (0)761 203-3541, Fax +49 (0)761 203-3596 Johannes.schoenbein@geographie.uni-freiburg.de, http://www.geographie.uni-freiburg.de

Redaktionelle Bearbeitung XXX

Satz/Layout Cirsten Maas, Geographisches Institut, RWTH Aachen; Gregor Klos, INÖK

Druck Sikora, Offenburg

Bildnachweis Deckblatt, S. 2: Geographisches Institut, RWTH Aachen

Die Ausführungen der Autoren müssen nicht mit der Meinung der Herausgeber übereinstimmen.

ISSN 1612-2437

© 2005 – Alle Rechte vorbehalten

Nachdruck – auch auszugsweise – nur mit Zustimmung des Herausgebers

Vorwort



Prof. Dr. Ralf Roth

Köln, im Juni 2005

## Zum Geleit

Die vorliegende Studie basiert auf methodischen Vorarbeiten im Rahmen einer Studie zur klimatologischen Analyse der Schneesporteignung in Baden-Württemberg (Schneider und Schönbein 2002, 2005), die von den Autoren als Fachbeitrag für das Institut für Natursport und Ökologie an der Deutschen Sporthochschule Köln und im Auftrag des Wirtschaftsministeriums von Baden-Württemberg angefertigt worden war (Wirtschaftsministeriums von Baden-Württemberg 2005). Ebenso konnte auf Arbeiten für eine Atlaskarte zur mittleren Schneedeckenandauer in Deutschland für den Nationalatlas der Bundesrepublik Deutschland aufgebaut werden (Schneider und Schönbein 2003).

Die Stiftung Sicherheit im Skisport (SIS) des Deutschen Skiverbandes (DSV) hat uns durch Erteilung eines entsprechenden Auftrages die Möglichkeit gegeben, das Untersuchungskonzept auf alle bedeutenden Schneesportstandorte in Deutschland zu übertragen. Auf diese Weise ist es gelungen, einen räumlich differenzierenden Überblick über die klimatologischen Randbedingungen für den Schneesport in Deutschland in den kommenden beiden Jahrzehnten zu schaffen. Gleichwohl verstehen wir die vorliegende Untersuchung nur als Einstieg in eine weit differenzierende Betrachtung. Letztendlich gilt es zukünftig durch Klimamodellierung und Klimastatistik die Unsicherheiten der zukünftigen Entwicklung der Schneeklimatologie in deutschen Mittelgebirgen weiter zu reduzieren und durch entsprechende Prognosetechniken, die genauere flächenscharfe Aussagen zulassen, über die allgemeinen Einschätzungen für ganze Mittelgebirgsregionen hinaus, auch Handlungsempfehlungen für einzelne Schneesport-Infrastruktureinrichtungen zu ermöglichen.

Unser Dank für die finanzielle Unterstützung des Forschungsvorhabens gilt der Stiftung Sicherheit im Skisport, dem Umweltbeirat des Deutschen Skiverbandes und Herrn Prof. Dr. Ralf Roth (Institut für Natursport und Ökologie der Deutschen Sporthochschule Köln) für die fruchtbare Zusammenarbeit und die Möglichkeit die Studie im Rahmen der dortigen Publikationsreihe zu veröffentlichen.

lif le 2. Schak.

Christoph Schneider und Johannes Schönbein,

Aachen und Freiburg i. Br., im Juni 2005

		Vorwort			
		Zum Geleit			
1		Einleitung		5	
2		Zielsetzung	und Vorgehen	7	
3		Der Winter	in Mitteleuropa und die Möglichkeit von Prognosen	9	
4		Methodik		12	
	4.1	Bestimmung	des Ist-Zustandes	12	
	4.1.1	Bestimmung	der Schneedeckentage	12	
	4.1.2	Bestimmung	des Beschneiungspotentials	13	
	4.2	Ableitung vo	on Temperaturtrends	16	
	4.3	Regressionsa	analyse des Trends der Anzahl der Schneedeckentage	19	
	4.3.1	Veränderung	g der Schneedeckentage des mittleren Szenarios	19	
	4.3.2	Zahl der Sch	needeckentage bei "schwachem" und "starkem" Szenario	19	
	4.4	Temperaturabhängigkeit von Schneedecke und Beschneiungspotential			
	4.5	Zahl der Tage	e mit Schneedecke bzw. Beschneiungsmöglichkeit für zwei		
		Zeitschnitte	und drei Szenarien	21	
	4.6	Bestimmuun	g des Winterpotentials	23	
5		Interpretati	ion	24	
	5.1	Interpretatio	n von Kenngrößen der Gebirgsräume im Vergleich	24	
	5.2	Die flächenh	afte Darstellung des klimatischen Skisportpotentials	25	
	5.3	Zusammenfa	assende Gesamteinschätzung	28	
6		Literaturna	chweis	29	
		Anhänge		32	
		Anhang I:	Alpensaum	32	
		Anhang II:	Bayerischer Wald	42	
		Anhang III:	Erzgebirge/Fichtelgebirge	52	
		Anhang IV:	Harz	62	
		Anhang V:	Rhön	72	
		Anhang VI:	Sauerland/Rothaargebirge/Westerwald	80	
		Anhnag VII:	Südschwarzwald	90	
		Anhang VIII:	Thüringer Wald	100	

4

## 1 Einleitung

Die Winter in den letzten beiden Jahrzehnten waren in Mitteleuropa durch ansteigende Lufttemperaturen und, dadurch bedingt, relative Schneearmut in den Mittelgebirgen geprägt. Der jüngste Report des Intergovernmental Panel on Climatic Change (IPCC, www.ipcc.ch/) der UNO weist die vergangene Dekade sogar als die wärmste der letzten 1000 Jahre aus (Houghton et al. 2001). Der diesem Sachverhalt zu Grunde liegende Erwärmungstrend aufgrund anthropogener Emission von Treibhausgasen - vor allem CO<sub>2</sub> und Methan - gilt inzwischen als wissenschaftlich gesichert (Houghton 1996, Rapp und Schönwiese 1996, Houghton et al. 2001). Sehr wahrscheinlich ist eine weitere Verstärkung dieses Erwärmungstrends. Der IPCC Report prognostiziert in diesem Zusammenhang eine globale Erwärmung von 3 K bis 5 K bis zum Jahr 2100. Selbst während eines Zeithorizontes von nur 10 bis 20 Jahren, der für die Rentabilität von Skisportanlagen in Betracht gezogen werden kann, ist bereits mit spürbar milderen Wintertemperaturen zu rechnen (McCarthy et al. 2001). Wesentlich unsicherer sind die Prognosen für die Entwicklung des Niederschlages in den Wintermonaten. Hier sind noch keine verlässlichen Langzeitprognosen möglich (Houghton et al. 2001, Schönwiese und Rapp 1997). Wahrscheinlich ist jedoch, dass im Zuge der Klimaerwärmung sich auch die Menge des fallenden Niederschlages im Winter im europäischen Raum geringfügig erhöhen wird. Diese Aussagen sind jedoch mit Unsicherheiten behaftet (Jäger 2005).

Die vorliegenden, bis in die 1960er Jahre zurück reichenden, Klimareihen deutscher Mittelgebirge weisen im Vergleich der einzelnen Jahrzehnte die vergangene Dekade der 1990er Jahre als die wärmste und auch als die schneedeckenärmste des Beobachtungszeitraumes aus (vgl. Abb. 1).



Abbildung 1: Verlauf der mittleren Lufttemperatur und der mittleren Schneehöhe im Februar an den Mittelgebirgsgipfelstationen Brocken (Harz), Feldberg (Schwarzwald), Fichtelberg (Erzgebirge) und Großer Arber (Bayerischer Wald) 1950 bis 1999 (Datenquelle: DWD). Die Ergebnisse des IPCC (Houghton et al. 2001) legen die Interpretation nahe, dass die sehr warmen Winter der letzten 15 Jahre bereits Vorboten eines weltweit im Mittel wärmeren Klimas sind, da die Modellrechnungen eine befriedigende Übereinstimmung zwischen Modell und Beobachtungen nur dann ergeben, wenn ein anthropogenes Treibhaussignal mit in die Modellierungen eingeht. Als Ausgangsbasis für die Darstellung des Istzustandes wurde die mittlere Schneedeckensituation der Jahre 1980 bis 2002 verwendet. Dies umfasst den Zeitraum, in dem sich die Veränderungen der atmosphärischen Ausgangsparameter deutlich manifestierten (Gribi und Bümplitz 1995, Hurrell und van Loon 1997, Paeth 2000). Damit zeichnen die Darstellungen, die die aktuelle Schneedeckensituation wiedergeben (mit der Jahreszahl 2000 bezeichnet) ein eher positiveres Bild, als es in den schneearmen Wintern der 1990er Jahre bisweilen zu beobachten war.

## 2 Zielsetzung und Vorgehen

Zielsetzung der Untersuchung ist es, die zeitlichen Veränderungen in der Eignung deutscher Mittelgebirge für den Wintersport zu erkennen und aufzuzeigen. Um den verschiedenen Anforderungen von Skilanglauf und alpinem Skilauf Rechnung zu tragen und moderne Entwicklungsmöglichkeiten für den Wintersport zu berücksichtigen, kann die summierte Schneedeckenandauer nicht als einziger Parameter für die Bewertung des Wintersportpotentials einer Region dienen.

Um das Wintersportpotential eines Raumes voll ausnutzen zu können, nimmt die technische Beschneiung von Skigebieten zur Sicherung der Saison einen immer wichtiger werdenden Stellenwert ein (Abegg 1996, Roth 2000). In diesem Zusammenhang werden hier nicht ökologische oder ästhetische Fragen im Kontext der Erzeugung von Kunstschnee diskutiert (vgl. Newesely & Cernusca 1999, Rixen 2002). Lediglich die klimatologischen Rahmenbedingungen für die Beschneiung sollen in ihrer räumlichen und zeitlichen Verteilung betrachtet werden. Bei dieser Analyse kann ebenso wenig einfließen ob und wie mögliche Beschneiungsanlagen raumordnerisch und ökonomisch je nach Region zu bewerten sind. Die erstellten räumlichen Abschätzungen des Istzustandes und der Progosen zeigen somit die potentielle Beschneibarkeit als Anzahl der Tage pro Saison, in denen im Mittel die klimatischen Voraussetzungen zur Erzeugung technischen Schnees gegeben sind.

Die Kombination von natürlicher Schneedecke und der Möglichkeit zur technischen Beschneiung ergeben die Eignung eines Gebietes für den Wintersport. Hier ist jedoch zu berücksichtigen, dass durch künstlich erzeugten Schnee und Präparation der Schneedecke deren Widerstandsfähigkeit gegenüber Auftauphasen deutlich gesteigert wird (Schneider et al. 2002, Fauve et al. 2002). Bei entsprechenden Beschneiungsmöglichkeiten und behutsamer Präparation der Schneedecke ist es möglich, dass sich die Wintersporteignung eines Gebietes durch die zusätzlich gewonnene Menge an Schnee und dadurch verzögerte Ausaperung verbessert.

Die Synthese aus natürlicher Schneebedeckung und Beschneibarkeit wird in Form einer Verschneidung der zuvor klassifizierten Teilergebnisse ermittelt. Die Klassengrenzen der hierfür notwendigen Kategorisierung sind letztlich subjektiv, orientieren sich aber an wirtschaftlichen Erwägungen bezüglich des minimalen Zeitraumes, der für den ökonomischen Betrieb einer Liftanlage notwendig ist. Dieser Zeitraum ist freilich je nach Gebiet, Struktur des Tourismus, Einzugsgebiet der Wintersportler etc. sehr unterschiedlich. Deshalb wurde eine Einteilung in neun Klassen vorgenommen, die von gar nicht bis sehr gut für den Skisport geeignet reichen. Wo die entsprechende Grenze zwischen möglicher und nicht möglicher Skisportnutzung gezogen wird hängt im Detail von den oben genannten Parametern, aber auch von der Betriebsanlage, von der Sportart und von den zu tätigenden Investitionen ab.

Darüber hinaus können lokale Klimavariationen z. B. durch die Exposition und die Neigung eines Hanges oder durch die Ausbildung einer Kaltluftsenke zu einer erheblichen Modifikation des hier vorgestellten Ergebnisses für die einzelnen Mittelgebirgslagen führen.

Methodisch baut die vorliegende Studie auf die Untersuchung der Schneesicherheit und Beschneibarkeit von Wintersportgebieten in Baden-Württemberg auf (Schneider u. Schönbein 2002, Schneider u. Schönbein 2005). Gegenüber diesen Studien wurde bei der vorliegenden 7

Untersuchung allerdings der Winter als Schneesportsaison von Dezember bis inklusive März definiert, was von der gängigen meteorologischen Definition abweicht (vgl. Kap. 4). Außerdem wurden zur Beschreibung des Istzustandes anders als bei Schneider u. Schönbein (2002) die Daten aus zwei Jahrzehnten (1980-2002) zugrunde gelegt, um eine verlässlichere Datenbasis zu erhalten. Die verwendeten Klimastationen des Deutschen Wetterdienstes (DWD) sind im Anhang tabellarisch für alle untersuchten Mittelgebirge gelistet.

## 3 Der Winter in Mitteleuropa und die Möglichkeit von Prognosen

Die Prognose der künftigen Klimaentwicklung ist immer mit einer Reihe von Unsicherheiten behaftet. Größte Schwierigkeiten bereitet dabei die ausgeprägte natürliche Variabilität des Klimas, sowie das komplexe Zusammenwirken unterschiedlicher Antriebsfaktoren. Vornehmlich wird das winterliche Witterungsgeschehen Mitteleuropas durch die relative Nähe zu den Wassermassen des Nordatlantiks geprägt. Luftströmungen aus westlichen Richtungen transportieren dabei in den Wintermonaten vergleichsweise warme und feuchte Luftmassen nach Mitteleuropa. Dem Zustand der Atmosphäre in der "Wetterküche" des Nordatlantiks kommt deshalb für die klimatische Ausgestaltung des mitteleuropäischen Winters große Bedeutung zu.

Als Maß für den Druckgegensatz zwischen der Island-Zyklone im Norden und der Azoren-Antizyklone im Süden beschreibt die NAO dabei die Intensität der zonalen Luftbewegung, durch die (in den Wintermonaten) temperierte Luftmassen nach Mitteleuropa transportiert werden.

Seit längerem wird die Beeinflussung des mitteleuropäischen Raumes durch dieses überregionale Zirkulationsmuster diskutiert (vgl. Hurrell und van Loon 1997, Clark et al. 1999, Wanner et al. 2000) und kann für die Verbindung von NAO und der klimatischen Charakteristik der Winter über Europa mittlerweile als gesichert angesehen werden. Einen signifikanten Zusammenhang der NAO mit der Veränderung der Schneedecke sieht Bednorz (2004) und weist ausdrücklich auf den starken Zusammenhang von NAO, Lufttemperatur und Schneedeckenvariabilität hin. Während in Skandinavien die beobachtete Steigerung der Niederschlagssummen während der vergangenen Winter mit positivem Index der Nord Atlantischen Oszillation (NAO), dem Maß für Zonalität im Nordatlantischen Raum, für eine positive Bilanz der dortigen Gletscher führte, bedeuten die gleichzeitig herrschenden, milderen Lufttemperaturen für Deutschland, dass die Gefahr von winterlichen Tauperioden steigt, in denen Niederschläge als Regen fallen und die Schneedecke angreifen können (Abb. 2).



Die in Abb. 3 dargestellte Zeitreihe der NAO weist für die vergangenen 15 Jahre eine deutliche Dominanz positiver Zirkulationsindizes auf. Zur übersichtlichen Gestaltung der Graphik wur-

> Abbildung 2: Konzeptionelle Darstellung der Auswirkungen der NAO auf die Zirkulation im Winter in Europa. Je größer der NAOI (NAO+) um so ausgeprägter ist die Zonalität der Strömung über Mitteleuropa mit einem höheren Risiko von Tauperioden mitten im Winter und Regenniederschlägen, die die Schneedecke angreifen können; vereinfacht aus: Wanner et al. (2000).

Abbildung 3: Zeitreihe des NÃO-Index im Mittel der Wintermonate Dezember bis März von 1900/01-2003/04, berechnet in Form der normalisierten Druckdifferenz zwischen den Stationen Reykjavik auf Island und Gibraltar (Jones et al. 1997); Datenquelle: Climate Research Unit University of East Anglia, http:// www.cru.uea. ac.uk/cru/data/pci hṫm



de eine tiefpassgefilterte Zeitreihe hinzugefügt. Seit Ende der 1960er Jahre ist eine tendenzielle Verstärkung der Luftdruckgegensätze über dem Nordatlantik - also ein Trend hin zu positiven NAO-Indizes - zu beobachten, der sich noch fortzusetzen scheint. Eine solche Verstärkung der Zonalität im Nordatlantischen Raum lässt sich auch in unterschiedlichen Simulationsläufen, in denen ein anthropogenes Treibhaussignal, sowie eine Kopplung mit der Stratosphäre enthalten ist, nachvollziehen (Paeth 2000). Je nach Modell beeinflusst der anthropogene Treibhausantrieb dabei die natürliche Variation im NAO-Signal hin zu anhaltend positiven Indexwerten bis in die zweite Hälfte dieses Jahrhunderts (Paeth 2000), oder verharrt für unbestimmte Zeit in der positiven Phase (Visbeck et al. 2001).

Zu ähnlichen Ergebnissen gelangen auch Shindel et al. (1999), deren Modellsimulationen unter Berücksichtigung der Stratosphäre für den nördlichen Nordatlantik sinkende und für den südlichen Nordatlantik eher steigende Luftdruckentwicklungen beschreiben. Dies würde in der Konsequenz zu höheren Werten des NAO-Index führen. Auch sprächen die beobachtbaren Steigerungen der Meeresoberflächentemperaturen (s.u.) im westlichen Nordatlantik für eine andauernd positive Prägung der NAO.

Da die Zusammenhänge zwischen Ozean und Atmosphäre im nordatlantischen Raum jedoch noch nicht voll verstanden sind (Langenberg 2000), ist bei allen Modellrechnungen eine gewisse Vorsicht geboten. So merken Corti et al. (1999) an, dass die beobachteten Veränderungen im nordatlantischen Zirkulationsregime auch mit natürlichen, systeminhärenten Frequenzänderungen erklärbar seien und Wanner et al. (2000) erwähnen angesichts vereinzelter Winter mit negativen NAO-Indizes in den späten 1990er Jahren (z. B. 1995/96) die theoretische Möglichkeit, dass es sich hierbei um die Vorboten eines wieder vermehrt meridionalen Zirkulationsgeschehens über dem Nordatlantik handeln könne.

Die Auswirkungen einer anhaltenden Veränderung der NAO für das winterliche Mitteleuropa sind bedeutend. Clark et al. (1999) beziffern die von extremen NAO-Ereignissen mit positivem Index herrührende Erwärmung für das winterliche Mitteleuropa mit rund 1 K bis hin zum nordeurasischen Raum mit über 2 K. Andererseits könnte die Abkühlung in Wintern mit extrem meridional geprägter Zirkulation über Mitteleuropa bis zu 2 K und über dem östlichen Skandinavien bis zu 4 K betragen. Beim Eintreten solcher, meridional geprägter Wetterlagen ist neben einer Abkühlung der Lufttemperatur auch ein deutlicher Rückgang des Niederschlags über dem nördlichen Mitteleuropa zu erwarten, so dass durch Mangel an Schneeniederschlag ein Teil des zu erwartenden Schneedeckenwachstums kompensiert würde. In der momentan anhaltenden Phase positiver NAO-Indizes herrschen im winterlichen Europa vergleichsweise milde Temperaturen mit verstärkter Frontenaktivität und erhöhten Niederschlagssummen vor. Gleichzeitig ist vermehrt zu beobachten, dass in früheren Jahren als "kalt" klassifizierte Wetterlagen, entgegen der früheren Bewertung mittlerweile milde Luftmassen nach Europa leiten (Wanner et el. 2000). Eine mögliche Ursache ist auch hier in der beobachteten Erwärmung der Meeresoberflächentemperatur im Herkunftsgebiet dieser Luftmassen über dem westlichen Nordatlantik zu suchen.

Neuere Erkenntnisse (Rodwell et al. 1999, Kushnir 1999) zeigen eine ausgeprägte Abhängigkeit des Zustandes der NAO von den jeweils herrschenden Meeresoberflächentemperaturen im westlichen Nordatlantik. Die routinemäßige Erfassung der Meeresoberflächentemperaturen per Satellit soll damit zukünftig die saisonale Vorhersage der Charakteristik eines Winters über Europa mit einigen Monaten an Vorlauf ermöglichen. Hierzu merken Paeth et al. (2003) jedoch kritisch an, dass sich Meeresoberflächentemperatur und Atmosphärische Zirkulation in komplizierter Weise gegenseitig und auf unterschiedlichen Zeitskalen beeinflussen. Eine direkte und vergleichsweise kurzfristige Herleitung der Zirkulationscharakteristik eines Jahres aus den Meeresoberflächentemperaturen ist vermutlich nicht möglich. Eine Beeinflussung der Atmosphärischen Zirkulation durch Meeresoberflächentemperaturen ist jedoch für einen Zeithorizont von Dekaden nachweisbar (Paeth et al. 2003). Aufgrund der hohen Wärmekapazität der Ozeane erscheint es unwahrscheinlich, dass sich innerhalb kurzer Zeiträume bedeutende Änderungen in der Temperaturverteilung der Meeresoberfläche – und damit in der Ausprägung der NAO - ergeben werden. Mittelfristig lässt die Auswertung verschiedener Zirkulationsmodelle eher eine Verstärkung der Zonalität über dem Nordatlantischen Raum erwarten (Wanner et al. 2000, Paeth 2000, Visbeck et al. 2001, Paeth et al. 2003).

Im Rahmen der Erstellung einer mittelfristigen Prognose der winterlichen Klimacharakteristik scheint es also vertretbar, den Zirkulationsmustern im Nordatlantischen Raum eine geringe Variationsbreite einzuräumen und eine Fortschreibung des derzeit beobachteten Zustandes anzunehmen.

## 4 Methodik

Den abgeleiteten flächenhaften Datensätzen für 7 verschiedene Mittelgebirgsregionen in Deutschland und den Alpensaum liegt ein nach Tagesmittelwerten von Lufttemperatur, Relativer Luftfeuchte und Schneehöhe auflösender Datensatz des Deutschen Wetterdienstes (DWD) für die Teilräume zugrunde. Die Fragestellung nach der Gebietseignung für den Wintersport ermöglicht weitere Eingrenzungen. So brauchten sämtliche Gebiete unterhalb 500 m Meereshöhe nicht in die nähere Betrachtung einbezogen zu werden, da in diesen Höhenlagen eine Andauer von nur wenigen Tagen Schneedecke zu erwarten ist und dementsprechend diese Gebiete für eine kommerzielle Nutzung durch Schneesport ausscheiden. Letztlich grenzt die natürliche Schneesaison den Untersuchungszeitraum zusätzlich ein, so dass der Zeitraum vom 15. Dezember bis 31. März als Untersuchungszeitraum festgelegt wurde.

#### 4.1 Bestimmung des Ist-Zustandes

Die Frage nach der raumzeitlichen Variabilität der Schneedecke im Zusammenhang mit Klimawandelszenarien erfordert eine möglichst präzise Darstellung des Istzustandes. Dementsprechend ist die sinnvolle Auswahl des untersuchten Vergleichszeitraumes von großer Bedeutung. Für die Darstellung des Istzustandes wurde das Mittel der Jahre 1980 bis 2002 benutzt. Damit verlieren die dargestellten Werte zwar an Aktualität, die Mittelung über die vergangenen 22 Jahre sorgt jedoch dafür, dass die schlechte Schneedeckensituation der 1990er Jahre nicht überbewertet wird.

#### 4.1.1 Bestimmung der Schneedeckentage

Aus den Tageswerten der Schneedeckenhöhe der vergangenen 22 Jahre wurden alle die Tage herausgefiltert, in denen die Schneedecke eine Höhe von 9 cm überschritten hatte (Schneetage). Die Anzahl der Schneetage wurden auf der Basis der Einzelstationen pro Jahr ausgezählt und die jeweiligen Werte für den Untersuchungszeitraum gemittelt. Die Ergebnisse aller Stationen jeder Region wurden in einer linearen Regression gegen die Stationshöhe (h) ausgewertet, so dass sich für die mittlere Anzahl der Schneetage (SD) einer Region folgende Abhängigkeit

$$SD_i = c_i h + d_i \tag{1}$$

mit c, und d, als den Koeffizienten der Regression ergibt.

Dabei sind vor allem für die Region Bayerischer Wald wegen der geringen Anzahl der zur Verfügung stehenden Stationen, sowie für den Alpensaum, wegen der dort sehr hohen Diversifizierung des Geländes die Ergebnisse mit vergleichsweise hoher Unsicherheit behaftet. Tab. 1 fasst die Ergebnisse der Regressionsanalyse für alle Teilräume zusammen.

Region	Anzahl der Schneetage (h: Geländehöhe)
Alpensaum	0,0669 h + 9,2344
Bayerischer Wald	0,1388 h - 36,549
Erzgebirge/Fichtelgebirge	0,1033 h - 18,924
Harz	0,0974 h - 8,0329
Rhön	0,1700 h - 71,286
Rothaargebirge/Sauerland	0,1148 h - 32,055
Südschwarzwald	0,0836 h - 28,450
Thüringer Wald	0,0840 h - 0,5021

Tabelle1: Höhengradienten der Anzahl der Schneetage der untersuchten Mittelgebirge

#### 4.1.2 Bestimmung des Beschneiungspotentials

Um die potentielle Beschneibarkeit eines Raumes aus den vorhandenen Klimadaten bestimmen zu können, gilt es als erstes einen Schwellenwert zu definieren, ab dem die Beschneiung unter vertretbarem finanziellem und zeitlichem Aufwand durchführbar ist.

Derzeit vermögen Beschneiungsanlagen ohne kristallisationsfördernde Zusätze ab einer Taupunkttemperatur (Feuchtkugeltemperatur) von etwa -4° C und einer gleichzeitig herrschenden Lufttemperatur, die nicht deutlich über dem Gefrierpunkt liegen sollte, gute Ergebnisse zu erzielen. Die sich auf dem Weg von der Schneekanone bis zum Boden bildenden Eiskügelchen sind in der Regel noch nicht vollständig durchgefroren. Deshalb ist es notwendig, dass die Eiskügelchen noch einige Stunden bei Minustemperaturen auf der Schneeoberfläche ausfrieren können, um eine gutes Beschneiungsergebnis zu erreichen (Fauve et al. 2002). Hierfür sind Lufttemperaturen nahe des Gefrierpunktes erforderlich.



Abbildung 4: Abhängigkeit des Wasserdurchsatzes (der Schneileistung) von der Feuchtkugeltemperatur bei verschiedenen Schneekanonen, aus: Information der TECHNO AL-PIN Deutschland GmbH. Die Hersteller technischer Beschneiungsanlagen geben noch weit höhere Taupunkttemperaturen als Grenzwert für die Beschneiung an. Es gilt dabei aber zu berücksichtigen, dass mit steigender Taupunkttemperatur die Menge des produzierbaren Schnees rasch abnimmt (vgl. Abb. 4). Die Beschneiungssysteme müssen bei höherer Lufttemperatur mit höherer elektrischer Leistung höhere Wasserdrücke erzeugen, um die Wassertröpfchen fein zerstäuben zu können, wohingegen das zur Beschneiung genutzte Wasser durch Kühlaggregate von den in den Bodentanks herrschenden +3°C bis +5°C auf Temperaturen möglichst nahe dem Gefrierpunkt abgekühlt werden muss. Unterhalb einer Taupunkttemperatur von -4°C können auch ohne hohen technischen Aufwand bei der Beschneiung akzeptable Ergebnisse bei der technischen Schneeerzeugung erzielt werden.

Zur Berechnung der Anzahl der Tage mit Beschneiungsmöglichkeit (Beschneiungstage) wurde für den Untersuchungszeitraum aus Lufttemperatur (T) und relativer Luftfeuchtigkeit (rF) die Taupunkttemperatur (DT) für jeden Tag entsprechend

$$DT = \frac{234,67 \cdot \log(DD) - 184,2}{8,233 - \log(DD)}$$
(2)

bestimmt (Ochs 2005), wobei sich die Werte für den Dampfdruck (DD) aus

$$DD = SDD \frac{rF}{100} \tag{3}$$

herleiten lassen (Ochs 2005). Der Sättigungsdampfdruck (SDD) berechnet sich aus T und rF unter Berücksichtigung der für Lufttemperaturen unter dem Gefrierpunkt geltenden Konstanten

$$a = 7,6$$
 und  $b = 240,7$  (4,5)

ZU

$$SDD = 6,1078 \cdot 10 \cdot e^{\frac{a \cdot T}{b + T}}$$
 (Ochs 2005). (6)

Um einen Tag als für die technische Schneeerzeugung günstig zu klassifizieren, sollte die Taupunkttemperatur dabei während mindestens 12 Stunden unter dem Schwellenwert von -4°C liegen. Da die Werte jedoch nur als Tagesmittel vorlagen, war es nötig aus einem nach Stunden auflösenden Datensatz einen neuen Schwellenwert zu ermitteln, mit dessen Hilfe gewährleistet werden kann, dass tatsächlich mindestens 12 Stunden für die Beschneiung genutzt werden können.

Hierfür wurde ein vom Institut für Physische Geographie der Universität Freiburg im Winter 2001/2002 mit Hilfe einer automatischen Messstation auf der Skipiste Haldenköpfle (1100 m N. N., in der Nähe des Schauinsland (Südschwarzwald) in Stundenauflösung aufgenommener Datensatz verwendet (Schneider et al. 2002). Die Auswertung bezüglich des Kriteriums von



Abbildung 5: Zusammenhang zwischen der Anzahl der Stunden pro Tag mit einer Taupunkttemperatur von weniger als –4°C zur Tagesmitteltemperatur des Taupunktes an der automatischen Messstation Skilift Haldenköpfle während des Winters 2001/2002.

mindestens 12 Stunden unterhalb einer Taupunkttemperatur von -4°C ergab als Näherungswert eine Schwelle für das Tagesmittel der Taupunkttemperatur von -4,35°C (vgl. Abb. 5).

Die berechneten Datenreihen der Taupunkttemperatur jeder Station wurden nach Unterschreitung des Schwellenwertes gefiltert und die Anzahl der Tage, an denen dieser Wert unterschritten wurde, wurde für jeden Winter ausgezählt. Die Mittelung aller saisonaler Werte aller Stationen über den Untersuchungszeitraum wurde wiederum für jedes Mittelgebirge separat einer Regression gegen die Stationshöhen unterzogen (vgl. Glg. 1). Tab. 2 führt die so erhaltenen Regressionsgleichungen für die Anzahl der Tage mit Beschneiungsmöglichkeit für alle Mittelgebirge auf.

Mit Hilfe eines digitalen Geländemodells von Deutschland wurden auf der Basis der in Tab. 1 und Tab. 2 niedergelegten Regressionsgleichungen die Anzahl der Schneetage und der Beschneiungstage für alle untersuchten Mittelgebirge flächenhaft dargestellt. Die Ergebnisse sind im Kartenanhang niedergelegt.

Region	Anzahl der Beschneiungstage (h: Geländehöhe)
Alpensaum	0,0452 h + 0,4755
Bayerischer Wald	0,032 h + 16,423
Erzgebirge/Fichtelgebirge	0,037 h + 10,635
Harz	0,0322 h + 10,948
Rhön	0,0277 h + 11,776
Rothaargebirge/Sauerland	0,0311 h + 6,145
Südschwarzwald	0,038 h - 2,1022
Thüringer Wald	0,0168 h + 19,995

#### 4.2 Ableitung von Temperaturtrends

Aufbauend auf die Darstellungen des Istzustandes wurde die zukünftige Entwicklung der Zahl der Schneedeckentage und der Zahl der Beschneiungstage auf der Basis linearer Extrapolation des Trends der Lufttemperatur abgeschätzt. Die vergleichsweise einfache Handhabbarkeit dieser Methode geht mit einigen prinzipiellen Unsicherheiten einher. Das gewählte Vorgehen kann nur vor dem Hintergrund einer klar erkennbaren anthropogen verursachten Erwärmung Gültigkeit besitzen und unterstellt darüber hinaus, dass die Fortsetzung der Temperaturtrends in den nächsten beiden Jahrzehnten entsprechend der Ergebnisse weltweiter Klimamodellierung auch eintritt.

Auf eine mögliche Veränderung der für das mitteleuropäische Witterungsgeschehen bestimmenden Zirkulationsmechanismen wurde bereits hingewiesen (vgl. Kap. 3). Zudem sind die Trendwerte immer stark vom betrachteten Untersuchungszeitraum abhängig. Wird dieser zu klein gewählt, steigt die Gefahr, singuläre Ereignisse zu überschätzen. Bei einer zu langen Zeitreihe werden mögliche aktuelle Trendentwicklungen durch Mittelung unterschätzt, oder gänzlich maskiert. Für den mittelfristigen Untersuchungszeitraum von 23 Jahren (2002 bis 2025) wurde dennoch ein lineares Trendextrapolationsverfahren angewendet.

Dementsprechend kommt der Auswahl des betrachteten Untersuchungszeitraumes eine entscheidende Bedeutung zu. Wanner et al. (2000) klassifizieren den Zeitraum zwischen 1965 und 1980 als den Übergang von einem eher meridional geprägten Zirkulationsgeschehen während der vorangegangenen Jahre zu einer stark zonal geprägten Zirkulation seitdem (vgl. Kap. 3). Dieser Umschwung zeichnet sich in der Zeitreihe der mittleren Temperatur im Winter deutlich ab. Der beobachtbare Anstieg der Wintertemperaturen zeigt zweifelsfrei neben den beschriebenen Veränderungen der Zirkulation ein deutliches Signal anthropogen verursachter Erwärmung der Lufttemperatur (Houghton et al. 2001). Verschiedene Hinweise deuten zudem darauf hin, dass der Umschwung im Zirkulationsgeschehen des Nordatlantiks mit Veränderungen des Salzgehaltes im Nordatlantik einher ging (Dickson et al. 1988), wofür letztlich wiederum steigende Lufttemperaturen verantwortlich gemacht werden.

Die Auswahl des Betrachtungszeitraumes von 1960 bis 2002 umfasst damit sowohl die letzte Phase niedriger Wintertemperaturen während der eher meridional geprägte Zirkulationsformen vorherrschten, als auch die aktuelle Entwicklung hin zu wärmeren Wintern mit dominierend zonalem Witterungsgeschehen, wie sie in den vergangenen zwei Jahrzehnten beobachtet werden konnte. Mit dieser Auswahl soll eine gleichmäßige Gewichtung der vergangenen Klimaveränderungen gewährleistet werden. Die klimatischen Trends im Hinblick auf die Lufttemperatur sind für die betrachteten Mittelgebirge in Tab. 3 zusammengestellt.

Um die, aus der Extrapolation der beobachteten Lufttemperaturgradienten abgeleiteten Prognosen abzusichern, wurden die Ergebnisse der Trendextrapolation mit den Modellanalysen des IPCC Data Distribution Center (IPCC DDC [http://ipcc-ddc.cru.uea.-ac.uk /cru\_data/visualisation/visual\_index.html]) verglichen. Da die Simulationsläufe des IPCC die potentielle Temperaturentwicklung der gesamten Nordhemisphäre im Jahresmittel darstellen, ist es notwendig, diese entsprechend dem Verhältnis zwischen mittlerem globalem Trend und mittlerem Trend aller betrachteter Mittelgebirge zu kalibrieren und außerdem für den Zeitausschnitt des Winterhalbjahres anzupassen.

Region	Temperaturtrend 1960 - 2002 [k/Jahr]
Alpensaum	0,0472
Bayerischer Wald	0,0490
Erzgebirge/Fichtelgebirge	0,0549
Harz	0,0503
Rhön	0,0594
Rothaargebirge/Sauerland	0,0450
Südschwarzwald	0,0728
Thüringer Wald	0,0537

Tabelle 3: Trends der Lufttemperatur zwischen 1960 und 2002 für die untersuchten Mittelgebirge.

Hierfür wurden der Erwärmungstrend der verschiedenen Klimaszenarien des IPCC ermittelt und ein gemittelter Erwärmungstrend von 0,0295 K/a für den Zeitraum 1960 bis 2002 berechnet. Für die Gesamtheit aller betrachteter Stationen im Untersuchungsgebiet wurde während des Untersuchungszeitraumes 1960 bis 2002 ein gemittelter Temperaturtrend von 0,0548 K/ a festgestellt, so dass man von einer um etwa 1,86-fachen Erwärmung der winterlichen Atmosphäre über den deutschen Mittelgebirgen im Vergleich zu hemisphärischen Ergebnissen gekoppelter, globaler Klimamodellen ausgehen muss. Im Folgenden wurde dieser Faktor als Korrekturwert auf die Modellläufe des IPCC-DDC angewendet, um so die künftige Erwärmung des winterlichen Mitteleuropas näherungsweise abzuschätzen.

Abb. 6 zeigt die verschiedenen regionalen Gradienten der Lufttemperaturerwärmung im Vergleich zu den mit dem Faktor 1,86 modifizierten Szenarienläufen des IPCC-DDC. Als minimalen, wahrscheinlichen Erwärmungstrend ist das HCGGD2 Szenario (schwarz gestrichelt) dargestellt. Das GFGG Szenario (schwarz, ausgezogene Linie) beschreibt den Trend mit der maximalen, wahrscheinlichen Erwärmung der Lufttemperatur. Es sei jedoch noch einmal darauf hingewiesen, dass diese Modelle ursprünglich den Erwärmungstrend hemisphärisch beschreiben und die Anpassung mittels eines Korrekturfaktors nur als Näherung anzusehen ist, da bei diesem Vorgehen mögliche Veränderungen im Niederschlagsregime beispielsweise, welche mit den Temperaturverteilungen, aber vor allem mit der Schneedeckenverteilung rückwirken können, keine Berücksichtigung finden.

Es ist ersichtlich, dass bis auf den Temperaturgradienten des Südschwarzwaldes, sich die beobachteten Erwärmungstrends aller anderen Gebirgsräume innerhalb der Spanne befinden, welche durch die modifizierten Gradienten der IPCC Modelläufe beschrieben wird. Der Trend für die Rhön liegt allerdings nur knapp unter dem maximalen modifizierten Trend des IPCC. Ebenso bemerkenswert ist, dass die Differenz der Temperaturgradienten der Mittelgebirge untereinander eher gering ausfällt. Abgesehen vom Alpensaum, dessen Messwerte aufgrund der sehr großen Geländediversifizierung des Raumes möglicherweise nicht aussagekräftig sind, weisen die nordwestlich gelegenen, also auch eher maritim geprägten, Mittelgebirge (Rothaargebirge und Harz) die geringsten Temperaturerwärmungen im Vergleich auf, wohingegen die östlich gelegenen Mittelgebirge (Erzgebirge und Fichtelgebirge) eher deutlichere Erwärmungstrends aufweisen. Ausnahme ist hier wiederum der Südschwarzwald. Ein Erklärungsansatz für die in diesem Raum beobachtbare deutliche Erwärmung der Lufttemperatur mag der zunehmende Einfluss subtropischer Luftströmungen aus Südwesten sein, die bei etwas nach Norden verschobener Westwindzone in das Gebiet des Südschwarzwaldes einströmen und so für milde winterliche Temperaturen verantwortlich zeichnen.





Abbildung 7: Wahrscheinliche, mittlere Erwärmung bis 2025 im Vergleich zur Normalperiode 1960-1990, abgeleitet aus Modellläufen gekoppelter, globaler Klimamodelle für das IPCC SRES-Szenario A2, aus: Parry (2000).



Bei Parry (2000) wird als mittlere Erwärmung der Lufttemperatur bis zum Jahr 2025 im Vergleich zur meteorologischen Normalperiode 1961 bis 1990 für den Winter in Mitteleuropa ein Wert von 1,9 K angegeben (Abb. 7). Dieser Wert entspricht praktisch dem, der sich aus dem oben genannten Temperaturgradienten von 0,055°K/a für den Zeitraum 1990 bis 2025 für die Mittelgebirgslagen im Winter im Mittel ergibt.

#### 4.3 Regressionsanalyse des Trends der Anzahl der Schneedeckentage

#### 4.3.1 Veränderung der Schneedeckentage des mittleren Szenarios

Um die Temperaturabhängigkeit der Veränderung der Schneedecke zu bestimmen wurde die mittlere Trendentwicklung eines jeden Mittelgebirgsraumes von Lufttemperatur und Schneedecke der Jahre 1980 bis 2002 betrachtet. Die mittlere Veränderung der Schneedecke pro Grad Temperaturerwärmung errechnet sich dabei aus dem Verhältnis von Schneedeckentrend zu Temperaturtrend.

Ergänzend zu der in Kap. 4.1.1 beschriebenen Methodik wurde der lineare Trend für jede Einzelstation aus der Zeitreihe der Jahressummen der Schneetage (Schneedeckenmächtigkeit > 9 cm) ermittelt und zu einem Trendmittelwert für jedes Mittelgebirge zusammengefasst. Für die Veränderung der Anzahl der Schneedeckentage (v<sub>i</sub>) im Raum (i) für die beiden Zeitschnitte der Prognose im Jahr 2012 und im Jahr 2025 gegenüber dem Jahr 2000 ergibt sich dementsprechend folgender Zusammenhang:

$$v_{i,2012} = a_i \cdot 12$$
 und  $v_{i,2025} = a_i \cdot 25$  (7,8)

mit a<sub>i</sub> als der Steigung der Regressionsgleichung für die zeitliche, lineare Entwicklung der Zahl der Schneetage im Teilraum i. Die gefundenen Änderungen (v<sub>i</sub>) wurden an Glg. 1, welche SD in Abhängigkeit von h für den Istzustand beschreibt, angefügt:

$$SD_i = c_i h + d_i + v_i \tag{9}$$

Dieses Ergebnis kann direkt für jeden Teilraum auf das digitale Geländemodell übertragen werden. Dieses Vorgehen impliziert, dass die durch Klimaerwärmung verursachte, zeitliche Abnahme von SD unabhängig von der Geländehöhe ist, was nur in erster Abschätzung und nur für die höheren Lagen gültig sein kann. In den tieferen Lagen, die ohnehin nur eine geringe Anzahl an Schneetagen aufweisen, muss die zukünftig zu erwartende Abnahme der Zahl der Schneetage notwendigerweise geringer ausfallen. Da die niedrigeren Lagen (h < 660 m N.N.) aber für den Schneesport ohnehin bedeutungslos sind, wird dieses Problem hier nicht weiter vertieft.

#### 4.3.2 Zahl der Schneedeckentage bei "schwachem" und bei "starkem" Szenario

Da für die beiden extremen Szenarien lediglich Simulationsdaten der Temperaturentwicklung und keine Daten für die Schneedeckentage vorlagen, musste hier aus den Daten aller Messstationen jedes Raumes zuerst der Zusammenhang zwischen mittlerer Lufttemperatur (T<sub>z</sub>) und mittlerer Anzahl der Schneedeckentage (SD<sub>2</sub>) in der Form

$$\Delta SD_{(Z1-Z2)} = e \cdot \Delta T_{(Z1-Z2)} \tag{10}$$

mit e als dem Steigungsfaktor des linearen Zusammenhangs abgeleitet werden. In Tab. 4 sind die entsprechenden Änderungen der Anzahl der Schneedeckentage pro Grad Kelvin Temperaturänderung für alle Teilräume aufgelistet. Mit Hilfe von Glg. 1 ergibt sich so für die beiden Zeitschnitte der Prognose:

$$SD_i = c_i \cdot h + d_i + \Delta SD_{(T2000-T2012)}$$
 und  $SD_i = c_i \cdot h + d_i + \Delta SD_{(T2000-T2025)}$  (11, 12).

Tabelle 4: Veränderung der Zahl der Schneedeckentagen in Abhängigkeit der Lufttemperatur.

Region	Gradient Schneedeckentage/K
Alpensaum	-22,5
Bayerischer Wald	-14,34
Erzgebirge/Fichtelgebirge	-14,9
Harz	-14,09
Rhön	-13,38
Rothaargebirge/Sauerland	-27,9
Südschwarzwald	-21,6
Thüringer Wald	-20,5

Damit kann unter Berücksichtigung der jeweiligen Erwärmungsraten für das schwach und für das stark ausgeprägte Klimawandelszenario jedem Gitterpunkt des Geländemodells entsprechend der Geländehöhe nach der obigen Bestimmungsgleichung eine Anzahl an Schneedeckentagen zugeordnet werden. Dabei gilt für die Höhenunabhängigkeit der zeitlichen Änderung von SD das bereits in Kap. 4.3.1 ausgeführte wurde.

#### 4.4 Temperaturabhängigkeit von Schneedecke und Beschneiungspotential

Zur Berechnung der Temperaturabhängigkeit des Beschneiungspotentials war es möglich die spezifische Temperaturerhöhung der Taupunktstemperatur nach Glg. 2 mit erhöhten Lufttemperaturen zu berechnen und die veränderte Zahl der Beschneiungstage wie in Kap. 4.1.2 beschrieben auszuzählen.

Dabei wurde die Relative Luftfeuchtigkeit unverändert gelassen. Dies ist jedoch nur näherungsweise korrekt, da erwartungsgemäß mit steigender Lufttemperatur ein tendenzieller Rückgang der relativen Luftfeuchtigkeit zu beobachten war, der jedoch weit unterhalb der Signifikanzschwelle liegt. Für die Berechnung des Beschneiungspotentials wurden deshalb die unveränderten Messwerte der Luftfeuchtigkeit des Untersuchungszeitraumes verwendet. Die Vernachlässigung eines möglichen Rückganges der Relativen Luftfeuchtigkeit bei steigenden Mitteltemperaturen neigt dazu, das tatsächliche Beschneiungspotential zu unterschätzen. Hierzu sei gesagt, dass zum Einen die errechnete Spanne des Rückganges der Relativen Luftfeuchtigkeit eine nur sehr geringe Steigerung der Beschneiungsmöglichkeiten zuließe und zum Anderen, bei verstärkter zonaler Zirkulation, Mitteleuropa auch verstärkt in den Einfluss maritim geprägter – also auch feuchterer – Luftmassen gerät, wodurch rückläufige Trends der Relativen Luftfeuchtigkeit kompensiert würden.

Aus den Berechnungen entsprechend der Ausführungen in Kap. 4.3 und Kap. 4.4 ergeben sich die in Tab. 5 zusammengestellten Gradienten zwischen der Veränderung der Zahl der Schneebzw. der Beschneiungstage und der Erhöhung der mittleren Lufttemperatur in der Wintersaison.

Region	Gradient Beschneiungstage/K
Alpensaum	-7,7
Bayerischer Wald	-7,9
Erzgebirge/Fichtelgebirge	-11,4
Harz	-8,1
Rhön	-7,2
Rothaargebirge/Sauerland	-9,8
Südschwarzwald	-6,7
Thüringer Wald	-5,7

Tabelle 5: Veränderung der Zahl der Beschneiungstage in Abhängigkeit der Lufttemperatur

## 4.5 Berechnung der Veränderung der Zahl der Tage mit Schneedecke bzw. Beschneiungsmöglichkeit für zwei Zeitschnitte und drei Szenarien

Basierend auf den in Kap. 4.2 ermittelten Temperaturgradienten (Tab. 3) wurde die mittlere Erwärmung der Lufttemperatur für jeden Mittelgebirgsraum bis 2012 und bis 2025 berechnet. Im Zusammenhang mit den in Kap. 4.3.1 bzw. Kap. 4.4 berechneten Temperaturabhängigkeiten von Schneedeckenandauer und Beschneiungspotential (Tab. 5) der Mittelgebirge wurde der Rückgang von Schneedeckenandauer und Beschneiungspotential in Tagen für die jeweilige Erwärmung der Lufttemperatur ermittelt. Das Ergebnis ist für alle Teilräume in Tab. 6 zusammengefasst.

Zusätzlich wurden für jeden Mittelgebirgsraum basierend auf den für Mitteleuropa und für die Wintersaison modifizierten Modelläufen des IPCC die zu erwartenden maximalen und minimalen Erhöhungen der Lufttemperatur als zwei weitere Wertepaare entsprechend Kap. 4.3.2 (Tab. 4) und Kap. 4.4 (Tab. 5) berechnet. Diese stellen die Extreme der zu erwartenden Veränderungen in Tab. 6 dar.

Die ermittelten Veränderungen konnten im Folgenden von den für den Istzustand ermittelten flächenhaften Daten abgezogen werden, woraus sich die Daten für die räumlich differenzierte Prognose der Skisporteignung in Form von Schneedeckenandauer und Beschneiungspotential ergibt.

Tabelle 6:
Veränderung
der Anzahl der
Schneetage und
der Beschneiungs-
tage für alle drei
Szenarien zu den
beiden Zeitschnit-
ten 2012 und
2025 in den unter-
suchten Mittelge-
birgen.

Region	Schneetage 2012	Schneetage 2025	Beschneiungs- tage 2012	Beschneiungs- tage 2025
Alpensaum	-13	-27	-4	-9
Bayerischer Wald	-10	-20	-5	-11
Erzgebirge/Fichtelgebirge	-10	-20	-8	-16
Harz	-9	-18	-5	-10
Rhön	-10	-20	-5	-11
Rothaargebirge/Sauerland	-15	-31	-5	-11
Südschwarzwald	-19	-39	-6	-12
Thüringer Wald	-13	-28	-4	-8

Region	Schneetage 2012 minimales Szenario	Schneetage 2025 minimales Szenario	Beschneiungs- tage 2012 minimales Szenario	Beschneiungs- tage 2025 minimales Szenario
Alpensaum	-8	-16	-3	-6
Bayerischer Wald	-5	-10	-3	-6
Erzgebirge/Fichtelgebirge	-5	-11	-4	-8
Harz	-5	-10	-3	-6
Rhön	-5	-10	-2	-5
Rothaargebirge/Sauerland	-10	-20	-3	-7
Südschwarzwald	-7	-15	-2	-5
Thüringer Wald	-7	-15	-2	-4

Region	Schneetage 2012 maximales Szenario	Schneetage 2025 maximales Szenario	Beschneiungs- tage 2012 maximales Szenario	Beschneiungs- tage 2025 maximales Szenario
Alpensaum	-16	-34	-6	-12
Bayerischer Wald	-10	-22	-6	-12
Erzgebirge/Fichtelgebirge	-11	-23	-8	-17
Harz	-10	-21	-6	-12
Rhön	-10	-20	-5	-11
Rothaargebirge/Sauerland	-20	-42	-7	-15
Südschwarzwald	-15	-32	-5	-10
Thüringer Wald	-15	-31	-4	-9

22

© INÖK / RWTH / IPG / SIS

### 4.6 Bestimmung des Wintersportpotentials

Die Analyse der Wintersporteignung wird in Form einer relativen Bewertungsskala vorgestellt. Aus den flächenhaften Datensätzen "Zahl der Schneedeckentage" und "Zahl der Beschneiungstage" wurde innerhalb eines Geographischen Informationssystems (GIS) eine Verschneidung beider Datenebenen vorgenommen. Dabei wurde die Andauer der Schneedeckenperiode sowie die Andauer der Beschneiungsperiode in Klassen aggregiert.

Für die Schneedeckenandauer wurde eine Unterteilung in 10-Tages-Schritten und für das Beschneiungspotential eine Einteilung in 7-Tages-Schritten gewählt. Es wurden jeweils Indexwerte gebildet (Tab. 7). Die Einteilung der Klassen ergibt sich auch aus den Legenden der beigefügten kartographischen Darstellungen im Anhang.

Die Indexwerte der Flächendatensätze Schneedeckenandauer und Beschneiungspotential wurden zur Bestimmung der Skisporteignung miteinander addiert und in eine ebenfalls 9-stufige Skala gefasst, die die Summe der Indexwerte in einer Abstufung von jeweils zwei Indexwerten umfasst. Die Farbgebung bei der kartographischen Umsetzung gibt einen Anhaltspunkt für die Wintersporteignung. Es wurde jedoch darauf verzichtet eine allgemeine Wertung über das in Kap. 5 ausgeführte hinaus vorzunehmen, da die wirtschaftliche Ausgangsposition der verschiedenen Mittelgebirgsräume so unterschiedlich ist, dass eine allgemein gültige Bewertung nicht zweckmäßig erscheint.

Beschneiungspotential	Schneedeckenperiode	neue Klassifizierung
Та	Indexwert	
von 0 bis 7	von 0 bis 20	1
von 8 bis 14	von 21 bis 30	2
von 15 bis 21	von 31 bis 40	3
von 22 bis 28	von 41 bis 50	4
von 29 bis 35	von 51 bis 60	5
von 36 bis 42	von 61 bis 70	6
von 43 bis 49	von 71 bis 80	7
von 50 bis 56	von 81 bis 90	8
über 56	über 90	9

Tabelle 7: Reklassifizierung von Zahl der Beschneiungstage und Zahl der Schneedeckentage zu Indexwerten.

# 5 Interpretation

## 5.1 Interpretation von Kenngrößen der Gebirgsräume im Vergleich

Um die einzelnen Mittelgebirge bezüglich ihrer Wintersporttauglichkeit vergleichen zu können, wurden die betrachteten Kenngrößen in Form von mittlerer Zahl der Schneedeckentage und mittlerer Zahl der Beschneiungstage aus den gefundenen Gradienten für jedes Mittelgebirge für eine Höhenlage von 900 m N. N. berechnet (Tab. 8). Beim Vergleich der verschiedenen Mittelgebirgslagen sind aber natürlich auch die Steilheit der Gradienten mit der Höhe, die Steilheit des zeitlichen Temperaturtrends und der Höhenumfang des jeweiligen Mittelgebirges zu bedenken. In Tab. 8 ist deshalb beim jeweiligen Mittelgebirge auch die Höhenlage angegeben, in der sich typischerweise die Wintersporteinrichtungen befinden.

Tabelle 8: Klimatologische Kenngrößen der einzelnen Mittelgebirge für die vergleichende Klimaanalyse im Hinblick auf den Wintersport.

<b>Region</b> (ca. mittlere max. Höhe)	Schneedecke: Zahl der Tage in 900 m N. N.	Beschneiung: Zahl der Tage in 900 m N. N.	Erwärmung: pro Dekade [K] (1960 - 2002)
Alpensaum (ca. 2000 m)	69	41	0,47
Bayerischer Wald (ca. 12000 m)	88	45	0,49
Erzgebirge/Fichtelgebirge (ca. 1000 m)	74	44	0,55
Harz (ca. 1100 m)	80	40	0,50
Rhön (ca. 850 m)	82	37	0,59
Rothaargebirge/Sauerland (ca. 800 m)	71	34	0,45
Südschwarzwald (ca. 1200 m)	47	32	0,73
Thüringer Wald (ca. 900 m)	75	35	0,54

Bei der mittleren Zahl der Schneedeckentage in 900 m N. N. treten nördliche und östliche Mittelgebirge mit 80 Tagen (Harz) bis 88 Tage (Bayerischer Wald) hervor. Etwas niedrigere Werte um 70 Tage weisen im Nordwesten das Sauerland bzw. Rothaargebirge und erstaunlicherweise Thüringer Wald und Erz- bzw. Fichtelgebirge auf. Auch der Alpensaum weist mit nur 69 Tage trotz hohen Niederschlags im Alpennordstau vermutlich aufgrund seiner südlicheren Lage einen geringen Wert von nur 69 Tagen auf. Wesentlich milder und ein klarer ,Außenseiter' ist der Südschwarzwald mit nur ca. 47 Tagen natürlicher Schneedecke in 900 m N .N.

Die Zahl der Beschneiungstage in 900 m N. N. weist bei weitem keine so große Bandbreite an Werten auf wie die Zahl der Schneedeckentage. Alle Mittelgebirge liegen hier zwischen 35 und 45 Tagen. Nördliche (kältere Lagen, wie z. B. Harz) und östliche (kontinentalere Lagen, wie z. B. Bayerischer Wald) Standorte sind mit zwischen 40 und 45 Tagen insgesamt bevorzugt gegenüber südlichen (z. B. Südschwarzwald) und westlichen (z. B. Sauerland) Standorten mit 35 bis 40 Tagen.

Der beobachtete Erwärmungstrend rangiert zwischen 0,45 K/Dekade im Sauerland und 0,73 K/Dekade im Südschwarzwald. Die geringen Unterschiede zwischen 0,45 K/Dekade und 0,59 K/Dekade in allen Mittelgebirgen außer dem Südschwarzwald lassen keine lageabhängige Interpretation zu. Die Unterschiede zwischen den einzelnen Gebirgsräumen sind hierfür zu gering und könnten in der Auswahl der Messstandorte und der natürlichen Variabilität des Systems begründet liegen. Einzig der Südschwarzwald sticht mit einem hohen Erwärmungstrend von 0,73 K/Dekade hervor. Vermutlich ist die südwestliche Lage besonders sensitiv für mögliche nordwärtige Verschiebungen der winterlichen Lage des Jetstreams im Zuge positiver NAO-Indexwerte (vgl. Kap. 3), da sich dann - wie oben schon angedeutet - ein typisches Element nordmediterranen Winterklimas in Form von feuchtmilden Witterungsbedingungen von Südwesten her bis nach Südwestdeutschland hinein ausdehnen kann. Da der Schwarzwald offensichtlich so sehr von der Abhängigkeit von der NAO geprägt ist, dürfte hier im Zusammenhang mit annuellen Änderungen der NAO auch die Jahr zu Jahr Variabilität besonders groß sein. Gemildert wird die vergleichsweise bescheidene klimatische Ausgangsposition des Südschwarzwaldes für den Schneesport durch seine großen Flächenanteile in Höhen zwischen 1000 und 1400 m N. N., die lediglich in kleinen Teilen des Bayerischen Waldes und des Harzes und natürlich im Alpenraum erreicht bzw. überschritten werden.

## 5.2 Die flächenhafte Darstellung des klimatischen Skisportpotentials

Bei den nachfolgenden Betrachtungen der klimatischen Wintersporteignung der einzelnen Gebirgsräume wird textlich nur das mittlere Szenario und die Prognose für das Jahr 2025 anhand des Kartenmaterials im Anhang besprochen. Weitere Details für die Prognose für das Jahr 2012 und für die beiden randlichen Szenarien können den beigefügten thematischen Darstellungen in der Form von Farbkarten entnommen werden. Hierbei sei nochmals ausdrücklich erwähnt, dass nur die klimatische Situation betrachtet wird. Sozialgeographische und wirtschaftsgeographische Aspekte der Skisporteignung werden im Rahmen dieser Studie nicht berücksichtigt.

 Alpensaum / Anhang I: Aufgrund der großen Höhenlage bietet der Alpensaum die besten Bedingungen für die Ausübung des Skisports in Deutschland. Der Voralpenraum mit gemä-Bigtem Relief liegt im Istzustand im Bereich mäßiger bis guter Skisportbedingungen. In den höheren Lagen über 1500 m N. N. sind auch im Jahre 2025 sicherlich noch akzeptable bis sehr gute Bedingungen (Stufen 6 bis 9) anzutreffen. In mittleren Höhenlagen (unter 1000 m N.N.) sind die Bedingungen im Vergleich zu vielen Mittelgebirgen aber bereits heute nicht optimal. Der Voralpenraum erfährt bis zum Jahre 2025 fast durchweg eine Abnahme von Beschneiungspotential und Schneedeckendauer um 2 Klassen, so dass hier vor allem östlich und westlich von Kempten und im Süden Münchens in Gebieten mit auf Grund des Reliefs vor allem nordischem Skisport eine einschneidende Reduzierung der Skisporteignung mit nur noch mäßigen Bedingungen (Stufe 4 und 5) auftreten wird.

- Bayerischer Wald / Anhang II: Der Bayerische Wald bietet schon heute nur in seinen Hochlagen über 1000 m N. N. um Hirschenstein und Bodenmais und entlang der Grenze zu Tschechien (Böhmer Wald) gute Wintersportbedingungen. Herausragend sind trotz kurzer Schneedeckendauer in weiten Teilen des Bayerischen Waldes von unter 40 Tagen aber die guten Bedingungen für die technische Beschneiung mit flächenhaft Werten über 40 Tagen. In dieser Kombination sind heute weite Teile des Bayerischen Waldes mit mäßigen (Stufe 4 und 5) und die höheren Lagen mit ordentlichen bis sehr guten (Stufe 6 bis 8) Wintersportbedingungen ausgestattet. Aufgrund der hohen Kontinentalität des Raumes trifft die Erwärmung vor allem die unteren und mittleren Höhen. In den Hochlagen bleibt es im Prognosefall 2025 im Südwesten um Hirschenstein und Einödriegel bei mäßigen (Stufe 4 und 5) und um den Großen Arber sogar bei guten bis sehr guten (Stufe 6 bis 8) Wintersportbedingungen.
- Fichtelgebirge/Erzgebirge / Anhang III: Im Istzustand sind die beiden Mittelgebirge Erzgebirge und Fichtelgebirge nur regional in den Hochlagen um 1000 m N. N. um den Fichtelberg, um Johanngeorgenstadt nahe der Grenze zu Tschechien und nordöstlich von Bayreuth am Schneeberg mit guten (Stufen 6 bis 8) Wintersportbedingungen ausgestattet. Auffällig ist hier wie beim Bayerischen Wald die relativ hohe Zahl der für die technische Beschneiung geeigneten Tage (>40). Allerdings verbleibt nur das Massiv des Fichtelberges im Erzgebirge im Jahre 2025 mit guten Wintersportbedingungen (Stufe 8). In den anderen genannten Räume kann noch mit mäßigen (Stufen 4 und 5) Wintersportbedingungen gerechnet werden. Das Beschneiungspotential sinkt regional auf Werte unter 28 Tage, so dass nur noch punktuell von einer Skisporteignung gesprochen werden kann.
- Harz / Anhang IV: Der Harz weist so wie Bayerischer Wald und Schwarzwald Gipfellagen über 1000 m N. N. auf. Hier sind um den Brocken herum gute (Stufe 6 bis 8) Wintersportbedingungen vorzufinden. Beim Harz beruht dies aufgrund seiner gegen die Westwinde exponierten Lage hauptsächlich auf der hohen Niederschlagssumme und damit auf der hohen Zahl natürlicher Schneedeckentage von großflächig mehr als 60 Tagen. Dagegen nimmt sich das Beschneiungspotential mit großflächig nur um 30 Tage eher bescheiden aus. In der Kombination führt dies aber auch in mittleren Lagen um 800 m N. N. noch zu mäßigen (Stufe 4 und 5) Wintersportbedingungen. Diese werden allerdings im Jahre 2025 nicht mehr gegeben sein. Gute (Stufe 6 bis 8) Wintersportbedingungen werden dann nur noch direkt um den Brocken gegeben sein. Der recht deutliche Rückgang des Wintersportpotentials am Harz begründet sich darin, dass bei verhältnismäßig mildem Temperaturregime eine weitere Erwärmung zu einer erheblichen Steigerung des flüssigen Anteils am gesamten winterlichen Niederschlag führt. Die ohnehin schon bescheideneren Voraussetzungen für die technische Beschneiung verschlechtern sich zwar nicht markant, helfen aber auch nicht im gleichen Ausmaße wie dies z. B. im Bayerischen Wald der Fall ist.
- Rhön / Anhang V: Die Rhön weist nur geringe Flächenanteile oberhalb von 800 m N. N. auf. Dementsprechend ist bereits heute das Skisportpotential als nicht besonders gut einzustufen (Stufen 6 und 7). Dennoch gibt es auf Grund der Kombination von guter (>30 Tage)

Beschneiungsmöglichkeit und vergleichsweise hohem Winterniederschlag - von Nordwesten her reicht kein Gebirge vor der Rhön bis in diese Höhenlage - Standorte um die Wasserkuppe und um den Kreuzberg mit erheblichem Potential. Da das Szenario mit starker Erwärmung entsprechend der vom IPCC veröffentlichten Daten (vgl. Kap. 4) nur wenig höher liegt als das aus Messdaten gewonnene Szenario für die Rhön wurde hier auf die Darstellung des extremen Szenarios verzichtet. Dies impliziert allerdings, dass falls die Erwärmung in der Region Rhön weiterhin überdurchschnittlich verlaufen sollte, die Wahrscheinlichkeit für noch stärker ausgeprägten Klimawandel eher ansteigt. Im Jahre 2025 werden die Flächen im Bereich der Kammlagen nur noch als mäßig geeignet (Stufe 4 und 5) einzustufen sein. Außerhalb der Gipfellagen wird dann in der Rhön sicher kein auf Naturschnee basierender Wintersport (Stufe 2 und 3) mehr möglich sein.

- Sauerland/Rothaargebirge/Westerwald / Anhang VI: Die Region Westerwald und Rothaargebirge weist heute großflächig nur mäßiges Beschneiungspotential auf. Allerdings ist für die hohen Lagen des Sauerlandes um Winterberg und Willingen aufgrund hohen Winterniederschlages eine erstaunlich hohe Anzahl an Schneetagen (>70 Tage) anzutreffen. In der Kombination ergeben sich mäßige (Stufen 4 und 5) und in den höheren Lagen oberhalb von ca. 750 m N. N. sogar teils gute (Stufe 6) Wintersportbedingungen. Allerdings lässt der Prognosefall 2025 wenig Spielraum für optimistische Voraussagen: Das Beschneiungspotential weist nur noch ca. 20 Tage auf und die Zahl der Schneetage kommt nur noch an die 30 Tage pro Saison heran. In dieser Kombination wird die Region als nicht bis wenig für den Skisport geeignet eingestuft. Nur punktuell können noch mäßige Bedingungen angetroffen werden.
- Südschwarzwald / Anhang VII: Trotz ungünstiger klimatischer Lage im Südwesten weist der Südschwarzwald auf Grund seiner ausgedehnten Hochflächen über 900 m N. N. weitflächig eine hohe Anzahl von zur Beschneiung geeigneter Zeiträume (>35 Tage) und eine ebenfalls große Anzahl von Schneedeckentagen über 50 Tage bzw. über 60 Tage auf. In der Kombination sind weite Teile des Südschwarzwaldes zwischen Freiburg, Villingen-Schwenningen und Waldshut mäßig bis gut (Stufen 5 bis 7) für den Wintersport geeignet. Der Kernraum um den Feldberg zwischen Belchen im Süden und Kandel im Norden weist punktuell sogar gute bis sehr gute (Stufen 8 und 9) Wintersportbedingungen auf. Allerdings wird der Schwarzwald vom Erwärmungstrend besonders hart getroffen. Der beobachtete Trend im Südwesten Deutschlands ist größer als der maximale Trend aus den vergleichenden IPCC-Szenarien und um über 40% höher als in den meisten anderen Mittelgebirgsregionen Deutschlands. Dabei ist der Effekt auf das Beschneiungspotential bis zum Jahr 2025 mit einem Rückgang um ca. 20 Tage nicht so gravierend. Die natürliche Schneedecke weist aber im Südschwarzwald Schwundraten auf, die wesentlich höher sind als die aller anderer besprochener Regionen: Der Rückgang der natürlichen Schneedecke wird vermutlich 30 bis 40 Tage betragen. Aus diesem Grunde weisen nur noch die Kammlagen des Hochschwarzwaldes mäßige (Stufen 4 und 5) und stellenweise gute (Stufe 6) Bedingungen auf. Lediglich am Feldbergmassiv mit Höhen zwischen 1200 m N. N. und 1450 m N. N. sind noch großflächiger gute (Stufe 6) Skisportbedingungen vorzufinden.

Thüringer Wald / Anhang VIII: Der Thüringer Wald weist trotz Gipfelhöhen von unter 1000 • m N. N. großflächig sowohl ordentliche Bedingungen für die technische Beschneiung (>28 Tage) als auch eine erhebliche Anzahl an Schneetagen (>60 Tage) auf. So wundert es nicht, dass großräumig mäßige (Stufe 4 und 5) Wintersportbedingungen und in den Kammlagen um Oberhof sogar ordentliche bis gute (Stufe 6 und 7) Bedingungen ausgewiesen werden. Die günstige klimatische Situation mit nördlicher bis zentraler Lage sorgt für nicht zu mildes Winterwetter bei gleichzeitig deutlich höherem Niederschlag als am Bayerischen Wald in gleicher Höhenlage. Um ähnlich gute Wintersportbedingungen wie in den Kammlagen des Thüringer Waldes bei Oberhof vorzufinden, muß man im Harz und im Südschwarzwald um mindestens 200 Höhenmeter höher gehen. Allerdings wird sich vor allem die Zahl der natürlichen Schneedeckentage bis zum Jahr 2025 erheblich reduzieren. Um die 60 Tage sind dann nur noch im Bereich der Kammlagen zu erwarten. Das Beschneiungspotential ändert sich nicht so einschneidend. In der Konsequenz werden im Thüringer Wald vielleicht mit Ausnahme der höchsten Bereiche östlich von Oberhof nur noch in den Kammlagen mäßige (Stufen 4 und 5) Bedingungen für den Wintersport angetroffen werden. Bei Oberhof könnten dann vielleicht noch ordentliche (Stufen 5 und 6) Wintersportbedingungen herrschen.

#### 5.3 Zusammenfassende Gesamteinschätzung

Der gesamte deutsche Mittelgebirgsraum wird in den kommenden Jahrzehnten einem erheblichen Veränderungsdruck auf Grund sich wandelnder klimatischer Rahmenbedingungen im Winter ausgesetzt sein. Besonders kritisch aus rein klimageographischer Sicht ist die Situation dort, wo heute bei Temperaturen um den Gefrierpunkt noch verhältnismäßig viel Schnee fällt, der bei nur geringer Erwärmung, dann zunehmend als Regen niedergeht. In diesem Zusammenhang sind Harz und Südschwarzwald zwar besonders hart von der Erwärmung betroffen. Hier bestehen aber aufgrund der größeren vertikalen Erstreckung Möglichkeiten den Wintersport in den Hochlagen zu erhalten.

Für die östlich gelegenen Regionen Thüringer Wald, Erzgebirge und Bayerischer Wald sind die Bedingungen etwas besser. Die kommenden Konsequenzen anthropogenen Klimawandels werden dort zwar zu spürbaren Veränderungen führen, aber diese werden weniger drastisch ausfallen als in anderen Landesteilen.

Der Alpenraum wird oberhalb von 1500 m N. N., aber auch dann nur mit Hilfe technischer Schneeerzeugung, in der Lage sein gute Wintersportbedingungen aufrecht zu erhalten.

Besonders kritisch ist die Situation überall in Höhenlagen zwischen 700 m N. N. und 900 m N. N. Nur ausgesuchte Standorte mit besonderer Infrastruktur oder besonderem Lokalklima werden sich hier halten können. In diesem Kontext in das Sauerland sicherlich aus klimageographischer Sicht der verwundbarste Raum im Hinblick auf den Wintersport in Deutschland.

## 6 Literatur

- Abegg B. (1996): Klimaänderung und Tourismus. Klimafolgenforschung am Beispiel des Wintertourismus in den Schweizer Alpen. Projektbericht NFP 31. vdf Hochschulverlag AG ETH Zürich, Zürich.
- Bednorz, E., (2004). Snow Cover in Eastern Europe in Relation to Temperature, Precipitation and Circulation. Int. J. Climatol. 24, 591-601.
- Clark, M.P., Serreze, M.C. u. Robinson, D.A. (1999): Atmospheric Controls on Eurasian Snow Extent. Int. J. Climatol. 19, 27-40.
- Corti, S., Molteni, F. u. Palmer, T.N., (1999): Signatur of recent climate change in frequencies of natural atmospheric circulation regimes. Nature, 398, 799-802.
- Dickson, R., Meincke, J., Malmberg, S.A. u. Lee, A.J., (1988) The great salinity anomaly in the northern north atlantic. Prog. Oceanogr., 20, 103-151.
- Fauve, M., Rhyner, H.U. u. Schneebeli, M. (2002). Pistenpräparation und Pistenpflege; Das Handbuch für den Praktiker. Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung. Davos.
- Gribi, N. u. Bümplitz, B. (1995): Klimatologische Auswirkungen der Nord-Atlantischen-Oszillation (NAO) auf den Alpenraum. Geographisches Institut der Universität Bern, Bern.
- Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., Linden, P.J. van der, Dai, X., Maskell, K. u. Johnson, C.A. (Eds.) (2001): Climate Change 2001: The scientific basis. Cambridge University Press, Cambridge, New York (www.ipcc.ch).
- Hurrell, J. W. u. Loon, H. van (1997): Decadal Variations in Climate Associated with the North Atlantic Oscillation. Climatic Change 36, 301-326.
- Jaeger, L. (2005). Die globale Niederschlagsverteilung und ihre Veränderungen im 20. Jahrhundert. In: Lozán J, Graßl H, Hupfer P, Menzel L, Schönwiese, Ch-D (Hrsg): Warnsignal Klima: Genug Wasser für alle? Wissenschaftliche Auswertungen; 159-166.
- Jones, P.D., Jonsson, T. u. Wheeler, D. (1997): Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. Int. J. Climatology 17, 1433-1450.
- Langenberg, H. (2000): Oscillating opinion. Nature, 408, 924-925.
- Liedtke, H. u. Marcinek, J. (Hrsg.) (1995): Physische Geographie Deutschlands, 2. Auflage. Justus Perthes Verlag, Gotha.
- Kushnir, Y. (1999): Europe's Winter Prospects. Nature, 398, 289-291.
- Mc Carthy, J.J., Canziani, O.F., Leary, N.A., Dokken, D.J. u. White, K.S., (Eds.) (2001): Climate Change 2001: Impacts, Adaptation & Vulnerability. Cambridge University Press. Cambridge (www.ipcc.ch).
- Newesely, C. u. Cernusca, A. (1999): Auswirkungen der künstlichen Beschneiung von Schipisten auf die Umwelt. (www.uibk.ac.at/c/c7/c717/c71738/ publikationen/anl99.pdf)
- Ochs, S. (2005): Wettermail. http://www.wettermail.de/wetter/feuchte.html, letzter Zugriff 11.04.2005.
- Paeth, H. (2000): Anthropogene Klimaänderungen auf der Nordhemisphäre und die Rolle der Nordatlantik-Oszillation. Bonner Meteorologische Abhandlungen, 51, Asgard Verlag, St. Augustin.

- Paeth, H., Hense, A. u. Latif, M. (2003). Global SST influence on twentieth century NAO variability. Climate Dynamics, 21, 63-75.
- parry, M.L. (Hrsg.) (2000): Assessment of Potential Effects and Adaptations for Climate Change in Europe: the Europe ACACIA Project. Jackson Environment Institute, University of East Anglia, Norwich, UK.
- Rapp, J. u. Schönwiese, C.-D. (1996): Atlas der Niederschlags- und Temperaturtrends in Deutschland 1891 - 1990. Hrsg. vom Fachbereich Geowissenschaften der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt. - 2., korr. Aufl., Frankfurt am Main: Inst. für Meteorologie und Geophysik,. Frankfurter geowissenschaftliche Arbeiten: Ser. B, Meteorologie und Geophysik, 5.
- Rixen, C. (2002): Artificial Snow and Snow Additives on Ski Pistes: Interactions between Snow Cover, Soil and Vegetation. Dissertation an der Mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Zürich. Zürich.
- Rodwell, M., Rodwell, D. u. Folland, C., (1999). Oceanic Forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European Climate. Nature, 398, 320-323.
- Roth, R. (2000): Entwicklungskonzeption Sporttourismus im Naturpark Südschwarzwald. Institut für Natursport und Ökologie, Deutsche Sporthochschule Köln, Selbstverlag.
- Rubbel, J. (2001): Ursachen und Bedeutung der Schneedeckenvariabilität in deutschen Mittelgebirgen. Unveröffentlichte Magisterarbeit, Institut für Physische Geographie, Universität Freiburg.
- Schneider, C. u. Schönbein, J. (2005): Kap. 2.5 Klimatologisches Raumpotenzial. In: Wirtschaftsministerium von Baden-Württemberg (Hrsg.): Nachhaltige Entwicklung des Schneesports und des Wintersporttourismus in Baden-Württemberg, Institut für Natursport und Ökologie, Deutsche Sporthochschule Köln, 35-49.
- Schneider, C. u. Schönbein, J. (2002): Klimatologische Analyse der Schneesicherheit und Beschneibarkeit von Wintersportgebieten in Baden-Württemberg. Unveröffentlichter Projektbericht, Institut für Physische Geographie, Universität Freiburg, Freiburg.
- Schneider, C., Schönbein, J. u. Meiershofer, S. (2002): Modellierung der mikroklimatischen Bedingungen einer präparierten Kunstschneedecke am Beispiel der Skipiste Haldenköpfle, Schauinsland. Unveröffentlichter Projektbericht, Institut für Physische Geographie, Universität Freiburg.
- Schneider, C. u. Schönbein, J. (2003): Die Schneedecke Segen für Natur und Wintersport, in: Leibniz Institut für Länderkunde, M. Kappas, G. Menz, M. Richter, U. Treter (Hrsg.): Nationalatlas Bundesrepublik Deutschland, Band 3, Klima, Pflanzen- und Tierwelt, 48-49.
- Schönwiese, C.-D. u. Rapp, J. (1997): Climate trend atlas of Europe : based on observations 1891 1990. Kluwer, Dordrecht.
- Shindel, D.T., Miller, R.L., Schmidt, G.A. u. Pandolfo, L. (1999): Simulation of recent northern winter climate trends by greenhouse-gas-forcing. Nature, 399, 452-455.
- Visbeck, M., Hurrell, J., Polvani, L. u. Cullen, H. (2001): The North Atlantic Oscillation: Past, Present, and Future. Proc. Nat. Academy Sci. U. S., 98 (23), 12876-12877.
- Wanner, H., Gyalidtras, D., Luterbacher, J., Rickli, R., Salvisberg E. u. Schmutz, C. (2000): Klimawandel im Schweizer Alpenraum. vdf Hochschulverlag AG an der ETH Zürich, Zürich.

- Weischet, W. u. Endlicher, W. (2000): Regionale Klimatologie, Teil 2, Die Alte Welt, Europa, Afrika, Asien. B.G. Teubner, Stuttgart, Leipzig.
- Wirtschaftsministerium von Baden-Württemberg (Hrsg.) (2005): Nachhaltige Entwicklung des Schneesports und des Wintersporttourismus in Baden-Württemberg. Institut für Natursport und Ökologie, Deutsche Sporthochschule Köln.

# Anhänge

# Anhang I: Alpensaum

Name und DWD Stations-ID			
ALTUSRIED-KRUGZELL	90265	OBERAU	92043
ANGER-STOISSBERG	92554	OBERREUTE	70116
BALDERSCHWANG	70101	OBERSTAUFEN-KALZHOFEN	4140
BISCHOFSWIESEN-ENGEDEY	92511	OBERSTDORF (WST)	4144
DURACH-BODELSBERG	90254	PFRONTEN-OESCH	90502
ETTAL	92042	RAMSAU B.BERCHTESGADEN	92506
FISCHBACHAU-BIRKENSTEIN	92351	RAUSCHBERG B.RUHPOLDING	4541
FISCHEN, KR. OBERALLGAEU	4146	REIT I.WINKL	4540
FLINTSBACH/INN-ASTEN	92314	RUHPOLDING	4543
GARMISCH-PKALTENBRUNN	92037	RUHPOLDING-SEEHAUS	92443
GARMISCH-PARTENK. (AWST)	4156	SCHLECHING	92411
GRAINAU	92027	SCHLIERSEE (NST)	92332
HINDELANG-HINTERSTEIN	90243	SCHNEIZLREUTH-RISTFEUCHT	92542
HINDELANG-UNTERJ. (AKKST)	4142	SCHNEIZLREUTH-WEISSBACH	92543
IMMENSTADT (WAERTERHAUS)	90252	SCHOENAU A.KOE.SEE AKKST	4536
INZELL	92445	SCHWARZENKOPFHUETTE	92302
ISNY	4138	SEEG	90562
JACHENAU	92015	SIEGSDORF-MARIA ECK	92421
KOCHEL	92048	SONTHOFEN	90233
KREUTH-GLASHUETTE	92323	SUDELFELD (POLIZEIHEIM)	92308
KRUEN	92002	UNTERWOESSEN-HINTERWOES.	92412
LENGGRIES (RISSBACHWEHR)	92005	WALLGAU-OBERNACH	92009
LENGGRIES-FALL	92007	WALTENHOFEN-MARTINSZELL	90261
MARKTSCHELLENBERG	92533	WENDELSTEIN (WST)	4548
MARKTSCHELLENBGETTENB.	92534	WERTACH	90553
MITTENWALD	4157	WERTACH(BURONHUETTE)	90552
NESSELWANG	90555	WOLFEGG (AKKST)	2947
OBERAMMERGAU	92103		

32



 $\ensuremath{\mathbb{O}}$  INÖK / RWTH / IPG / SIS