

Waldtypen, Vegetation und Klimawandel im Vinschgau, einem inneralpinen Trockental

Tagungsbeiträge und Exkursionsführer
zur AFSV-Tagung 2011 in Goldrain, Südtirol

Herausgegeben von Jörg Ewald

Alle Rechte vorbehalten
Verlag Kessel
Eifelweg 37
53424 Remagen-Oberwinter
Tel.: 02228-493
Fax: 03212-1024877
E-Mail: nkessel@web.de

1. Auflage Mai 2011

ISBN: 978-3-941300-45-3

Inhalt

Das Klima der Alpen in Vergangenheit, Gegenwart und Zukunft	7
Heinz Wanner	7
Die Flora des Vinschgaus mit besonderer Berücksichtigung der Wälder.....	19
Thomas Wilhalm	19
Waldtypen als Hilfe für die Waldbewirtschaftung.....	27
Christoph Hintner	27
Modellierung und Kartierung von Waldtypen in den Nordalpen.....	33
Jörg Ewald, Markus Wallner, Brigit Reger, Franz Klasuhofer	33
Trockenheit als Auslöser von Absterbeprozessen in inneralpinen Waldföhrenwäldern	47
Andreas Rigling & Matthias Dobbertin	47
Trockentannen: Wunschbild und Wirklichkeit	55
Christian Kölling	55
Exkursion A „Von der Flaumeiche zur Zirbe“ ins Martelltal.....	61
Ralf Klosterhuber, Christoph Hintner & Imelda Ellecosta	61
Exkursion B „Urtypisch Vinschgau“ entlang der Sonnenberge an den Eingang des Münstertals	85
Georg Pircher & Ralf Klosterhuber	85
Trockenrasen und „Wasserwosser“: Natur- und Kulturlandschaft rund um Schluderns	103
Georg Pircher	103

Vorwort

Seit mehr als 50 Jahren greift die Arbeitsgemeinschaft Forstliche Standorts- und Vegetationskunde (AFSV) in ihren Tagungen aktuelle ökologische und waldbauliche Themen auf. In den letzten Jahren hat uns das Thema „Wald und Klimawandel“ sehr beschäftigt. Wie werden die Waldbäume auf die Klimaerwärmung reagieren? Um diese spannende Frage zu beantworten, müssen wir die Wälder am südlichen Rand Mitteleuropas besser kennen lernen. Als inneralpines Trockental ist der Vinschgau in Südtirol ein Klassiker der Pflanzengeographie. Mit seinen Kontrasten zwischen Weinbauklima und Gletschern, zwischen schattigen Fichtenwäldern und durchglühten Sonnhängen ist es der ideale Ort um über den Wald im Klimawandel zu diskutieren. Um den besonderen Anforderungen der Gebirgsforstwirtschaft gerecht zu werden, wurde in Südtirol die GIS-gestützte Waldtypisierung entwickelt und in die Forstpraxis eingeführt – ein Verfahren, das mittlerweile auf große Teile der Ostalpen ausgeweitet wurde. Der Vinschgau eignet sich besonders, um diese Fortschritte mit Kartierern aus dem ganzen Alpenraum zu diskutieren und sie einer breiteren Fachöffentlichkeit bekannt zu machen.

Wir danken den Südtiroler Forstbehörden, insbesondere dem Forstinspektorat Schlanders für die Ausrichtung der Tagung. Den Autoren danken wir für ihre wertvollen Beiträge, die es uns ermöglichen in diesem Band das aktuelle Wissen in attraktiver Form zu präsentieren. Tagung und Publikation wurden aus Mitteln des Projekts Waldinformationssystem Nordalpen unterstützt, wofür wir dem Europäischen Fonds für Regionalentwicklung und den Forstverwaltungen von Tirol, Bayern und Salzburg danken.

Jörg Ewald,
Wolfgang Hetsch,
Helge Walentowski,
Gerhard Karrer

Das Klima der Alpen in Vergangenheit, Gegenwart und Zukunft

The climate of the Alps – past, present and future

Heinz Wanner

1. Einleitung

Geographisch liegen die europäischen Alpen zwischen 44° und 48° nördlicher Breite im Übergangsbereich zwischen dem Atlantischen Ozean, dem Mittelmeer und der großen eurasisatischen Landmasse. Meteorologisch sind die Alpen dem südlichen Bereich der außertropischen Westwindzone der Nordhalbkugel zuzuordnen. Mit einer Länge von 800 km und einer Breite von 200 km stellt der Alpenbogen sowohl eine Grenze als auch ein Brückenelement zwischen dem Mittelmeer- und dem Mittelbreitenklima dar. Es ist deshalb keine Überraschung, dass die Alpen auch im Übergangsbereich von drei wichtigen Druckgebilden oder -zentren liegen (WANNER et al. 1997). Im borealen Winter (Abb. 1a) ist das Islandtief stark entwickelt, die S-N-Druckgradienten sind hoch, und die Alpen liegen am östlichen Ausgang einer Zone mit aktiven Zugstrassen, entlang derer winterliche Depressionen nach Ost-Nordost driften (SCHÄR et al. 1998). Im Hochwinter, wenn sich über Eurasien die kalte Bodenantizyklone verankert hat, werden die Westwinde oft blockiert. Dies schafft die Voraussetzungen für das Vordringen von kontinentaler Kaltluft mit zum Teil böigen Regionalwinden (Mistral westlich, Bise nördlich und Bora östlich der Alpen). Im Sommer (Abb. 1b) dehnt sich das Azorenhoch nach Nordosten aus und erzeugt vor allem im Gebiet südlich der Alpen länger anhaltende Trockenperioden. Über der Kontinentalmasse bildet sich eine große Hitzezone mit Zentrum über Iran. Darin eingebettete kleinere Zellen tiefen Drucks sind eine Voraussetzung für kontinentale Sommergegitter.

Nordatlantik und Mittelmeer stellen nicht nur wichtige Quellen für die Feuchtezufuhr im westlichen Kontinentalraum dar, sie stellen als Wärmereservoir ebenfalls eine wichtiges Temperaturgedächtnis dar (WANNER & NEUKOM 2010).

Starke Westwinde oder länger anhaltende Hochdrucklagen im Sommer und Winter führen über der komplexen alpinen Topographie zu unterschiedlichen regional- bis lokalklimatischen Prozessen und Mustern (WANNER 1995). Bei Westwindlagen

bewegen sich die Fronten oft von Nordwesten auf die Alpen zu. Es stellt sich zuerst eine präfrontale Südföhnlage ein, welche dann von Nordstau mit einer starken Deformation der Kaltfront durch das Gebirge und der anschließenden Bildung einer Leezyklone über dem Golf von Genua abgelöst wird. Bei Hochdrucklagen bilden sich vor allem im Sommer bei starker Ein- und Ausstrahlung lokale bis regionale Windsysteme (Hang-, Berg- und Talwind) aus. Winterliche Hochdrucklagen mit schwachem Höhenwind erzeugen in Bodennähe kalte katabatische Hangabwinde und führen zur Bildung von Kälteseen ganz unterschiedlicher Größenordnung von kleinen Mulden bis zu riesigen Vorlandseen (Poebene, Schweizer Mittelland, Oberrhein, Schwäbisch-Bayrische Hochebene).

2. Ein Blick in die Vergangenheit

Die großräumige Klimaeentwicklung wird wesentlich durch den Strahlungsantrieb der Sonne gesteuert. Klimaschwankungen sind die Folge natürlicher oder menschgemachter Störungen der raumzeitlich betrachteten Energiebilanzen oder aber von Prozessen, welche der natürlichen Variabilität des Klimasystems zuzuordnen sind, etwa das El Niño-Phänomen oder die Nordatlantische Oszillation. Je kleiner der betrachtete Raum und je kürzer der studierte Zeitraum sind, umso stärker dominieren lokale oder regionale Effekte die natürliche Variabilität.

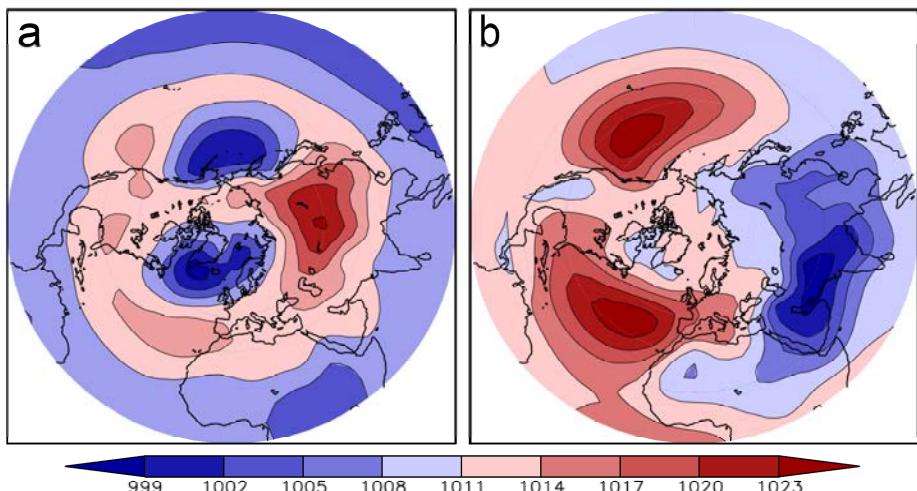


Abb. 1: Mittlerer Luftdruck im Meeresniveau der Nordhemisphäre während des borealen Winters (DJF; links) und Sommers (JJA; rechts), gemittelt über die Jahre 1901-2006 (Datengrundlage: HadSLP2r data set; ALLAN & ANSELL 2006; aus WANNER & NEUKOM 2010).

Extra-Tropical Northern Hemisphere (30-90°N) Decadal Mean Temperature

Adapted from Ljungqvist, 2010

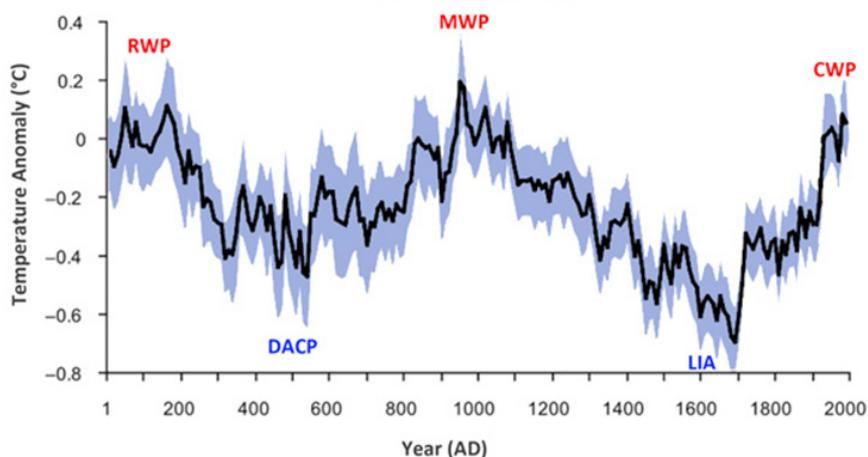


Abb. 2: Rekonstruierte außertropische (30°-90°N), über 10 Jahre gemittelte Temperaturen, bezogen auf die Referenz des Mittels von 1961-1990. Nach LJUNGQVIST 2010, aus: www.nipccreport.org/articles/2010/dec/15dec2010a4.html (Abkürzungen siehe Text).

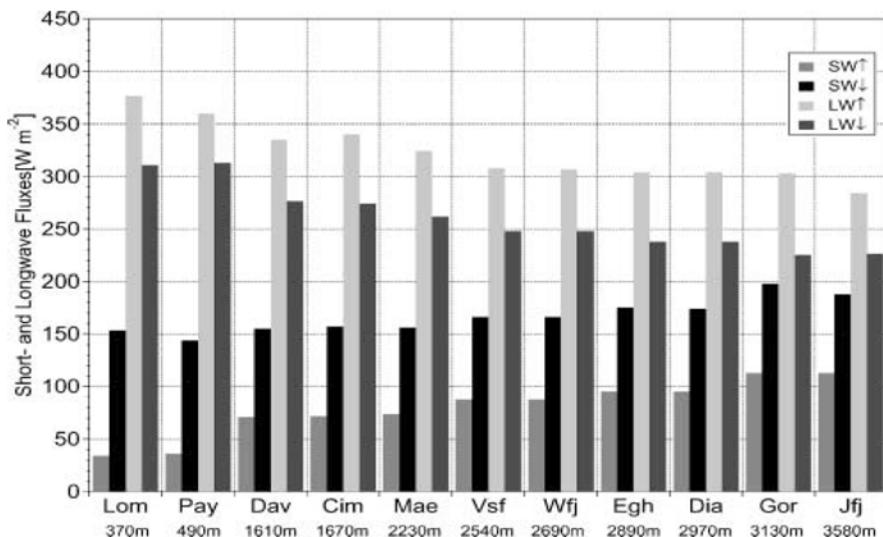


Abb. 3: Jahresmittel der kurz- und langwelligen Auswärts- und Abwärtsstrahlungsbeträge an Schweizer Stationen auf verschiedenen Meereshöhen (aus MARTY et al. 2002, Abb. 11 auf S. 148 in Theor. Appl. Climat. 72; mit freundlicher Genehmigung des Springer-Verlages).

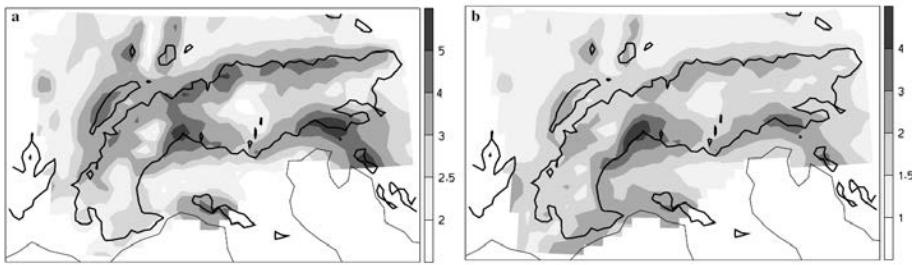


Abb. 4: (a) Mittlere Jahresniederschläge und (b) Standardabweichungen der Monatsniederschläge in der Periode 1971-1990, umgerechnet auf Tagesmittel in mm pro Tag. Die schwarze Linie zeigt die Konturen der Höhenlinie auf 800m. Datengrundlage: ANALYSIS-Datensatz (SCHMIDLI et al., 2002, Abb. 2 auf S. 1051 in Int. J. Climat. 22; mit freundlicher Genehmigung durch John Wiley & Sons Ltd.).

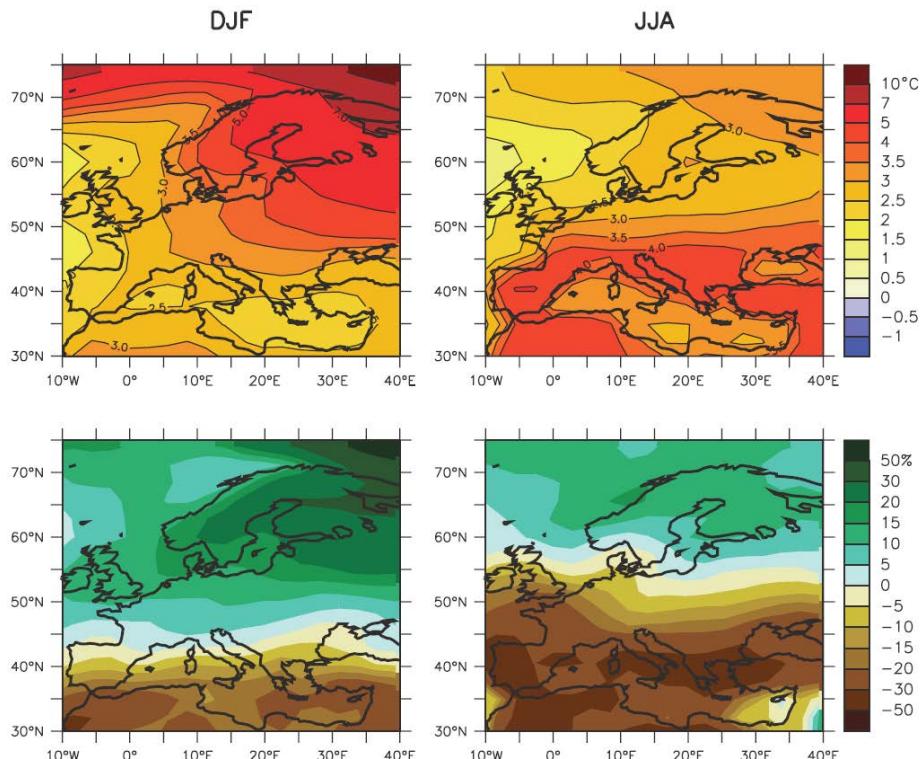


Abb. 5: Veränderungen von Temperatur (oben) und Niederschlag (unten) über Europa für die zentralen Winter- (DJF) und Sommermonate (JJA), ermittelt aufgrund von 21 regionalen Klimamodellen (MMD-A1B-Simulationen; IPCC 2007). Dargestellt sind die Differenzen zwischen den zwei Jahrzehnten von 1980 bis 1999 im Vergleich zu 2080 bis 2099.

Das Klima des Holozäns, also der letzten etwa 11.700 Jahre, wurde geprägt durch den aufgrund von Erdbahnschwankungen erfolgten Rückgang der Insolation auf der Nordhemisphäre während des borealen Sommers in der Größenordnung von fast $40 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Dies wiederum hatte zur Folge, dass sich die afroasiatischen Monsunsysteme stark abschwächten (WANNER et al. 2008). Im globalen Maßstab kann das Holozän in vier aus dynamischer Sicht unterschiedliche Zeitabschnitte gegliedert werden. Der erste Zeitraum zwischen 11.700 und 7000 Jahren vor heute war gekennzeichnet durch eine hohe sommerliche Einstrahlung auf der Nordhemisphäre und durch eine Reorganisation der ozeanischen Strömungsdynamik, in erster Linie hervorgerufen durch das Abschmelzen der großen Eisschilder der Nordkontinente. Der zweite Abschnitt zwischen etwa 7000 und 4200 Jahren vor heute kann trotz einiger Kälterückfälle als holozäne Wärmephase bezeichnet werden. Die Zungenenden der Alpengletscher lagen zum großen Teil noch weiter zurück als heute, und die alpine Waldgrenze lag deutlich über 200 m höher als am Ende der Kleinen Eiszeit um AD 1850 (NICOLUSSI 2009), was auf eine Erhöhung der Mitteltemperatur in der Größenordnung von etwa 2°C hindeutet. Der dritte Zeitabschnitt zwischen 4200 vor heute und dem Ende der Kleinen Eiszeit wird oft als Neoglazial bezeichnet, weil die Temperaturen vor allem in der Nordhemisphäre (am deutlichsten in der Arktis; KAUFMAN 2009) sukzessive zurückgingen, was zu immer markanteren Gletschervorstößen auf der Nordhemisphäre führte (WANNER et al. 2008). Der vierte Zeitabschnitt umfasst die Zeit der raschen, stark anthropogen geprägten Erwärmung seit Beginn des 20. Jahrhunderts.

Abb. 2 zeigt eine Temperaturrekonstruktion für die letzten 2000 Jahre im Raum der außertropischen Nordhemisphäre (LJUNGQVIST 2010). Dabei wird deutlich sichtbar, dass zwei natürliche Warmphasen (Römische Wärmeperiode RWP und Mittelalterliche Wärmeperiode MWP) jeweils von Kälterückfällen (Dark Ages Warm Period DACP und Little Ice Age LIA) abgelöst wurden. Als Gründe werden sowohl Schwankungen der Energiebilanz infolge von Sonnenenergieschwankungen und explosiven tropischen Vulkanereignissen als auch Einflüsse der internen Systemvariabilität (z.B. Schwankungen des Nordatlantischen Oszillationsindex; GRAHAM et al. 2010) angeführt. Im Alpenraum dürfte das Muster dieser Temperaturschwankungen infolge von topographischen Eigenheiten, Landnutzungsänderungen usw. wesentlich komplexer ausgesehen haben, und die Wahrscheinlichkeit ist extrem hoch, dass das in Abb. 2 nicht dargestellte hohe Temperaturniveau der letzten 20 Jahre in den vorherigen Jahrhunderten nicht erreicht wurde (IPCC 2007). Ein solcher Trend ist bei den Niederschlägen in der Gegenwart nicht sichtbar (AUER et al. 2005). Aufwendige Rekonstruktionen für den Sommer in Europa zeigen, dass diese jedoch in den letzten 2500 Jahren große Schwankungen auf-

wiesen (BÜNTGEN et al. 2011). Dies war insbesondere während der Völkerwanderungszeit zwischen 270 und 580 AD der Fall.

3. Das Klima der Alpen – ein Überblick

Es ist in diesem kurzen Überblick nicht möglich, einen für ökologische Studien genügenden Überblick über die reiche Vielfalt des alpinen Klima zu geben. Dafür wird auf die frühen Arbeiten des Pioniers Franz Fliri (FLIRI 1975 und 1984) sowie auf moderne Datenrekonstruktionen und -analysen (z.B. der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik ZAMG in Wien; www.zamg.ac.at/histalp/) oder auf GIS-gestützte Verfahren zur räumlichen Darstellung des Klimas im lokalen Maßstab verwiesen (ein Beispiel liefert das Projekt StartClim2005.F von Joanneum Research Graz).

3.1. Strahlungsklima

Aus ökologischer Sicht müssten die Wellenlängen des elektromagnetischen Strahlungsspektrums je nach Fragestellung in relevante Spektralbereiche aufgegliedert und gemessen werden. An dieser Stelle seien nur die Jahresmittel der einzelnen Flussgrößen für verschiedene Meereshöhen im Schweizer Alpenraum dargestellt. Abb. 3 zeigt, dass die Differenzen zwischen den Anteilen der auf- und abwärts gerichteten kurzweligen (SW) und langwelligen Strahlung (LW) mit zunehmender Meereshöhe deutlich abnehmen, weil die kurzweligen Anteile ansteigen und die langwelligen entsprechend absinken. Im Gegensatz zu den Nettoflüssen der beiden Wellenlängenanteile übersteigen die Beträge der langwelligen Flüsse jene der kurzweligen deutlich. Dabei ist der Betrag von $SW\downarrow$ an tief gelegenen Stationen etwa halb so groß wie jener von $LW\downarrow$ und erreicht dann im Gipfelbereich etwa 80%. Demgegenüber beträgt die kurzwellige Nettostrahlung ($SW\downarrow - SW\uparrow$) auf allen Meereshöhen nur etwa ein Drittel von $LW\uparrow$. Dies ist ein Hinweis darauf, dass die langwellige Ausstrahlung $SW\uparrow$ durch die Bodenoberflächentemperatur kontrolliert wird, welche dank des Treibhauseffektes vor allem durch die langwellige Gegenstrahlung $SW\downarrow$ bestimmt wird.

3.2. Temperatur

Wie oben erwähnt ist die räumliche Differenzierung der Temperatur im komplexen alpinen Gelände ungemein reichhaltig. Detaillierte Studien erfordern deshalb den Einsatz ausgereifter GIS-Techniken. Zudem sind für ökologische Fragestellungen verschiedenste statistische Temperaturmessgrößen von Bedeutung (Jahres- oder saisonale Mittel, Extremwerte, Schwellenwerte, Summenwerte). FLIRI (1975) hat in seiner Tiroler Klimastudie markante Kenngrößen im Querschnitt durch die Alpen graphisch dargestellt. Dabei kommen sowohl Unterschiede zwischen Alpen-nord- und Alpen-südseite zum Ausdruck als auch Eigenschaften der inneralpinen Täler (z.B. Wallis, Engadin oder Vinschgau), welche neben dem ausgleichenden Föhneinfluss vor allem im Winter Kaltluftseen mit sehr tiefen Temperaturen aufweisen. Da ein gemessenes Temperatursignal das Resultat einer Fülle von zahlreichen Einflussfaktoren darstellt, werden diese in Tab. 1 nach räumlichen Kriterien aufgelistet. Für die Alpen sind neben lokalen Faktoren wie Geländeform und Geländebedeckung vor allem auch die Wetterlagen im Jahresverlauf sowie deren Einfluss auf die verschieden ausgestalteten Regionen des Alpenkörpers zu beachten.

Tab. 1: Faktoren, welche die Mittel und Extreme von Temperatur und Niederschlag auf verschiedenen Zeitskalen beeinflussen.

Globale Faktoren

- Veränderungen/Störungen durch natürliche Antriebsfaktoren (Erdbahnschwankungen, Sonne, Vulkane)
 - Konzentration von Treibhausgasen (Wasserdampf, CO_2 , CH_4 , N_2O , O_3 , FCKWs)
-

Hemisphärische Faktoren

- Geographische Breite
 - Meer-Land-Verteilung
 - Ausdehnung des Meereises
 - Einfluss durch grosse Gebirgskomplexe
 - Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation
-

Kontinentale Faktoren

- Kontinentalität
 - Meereoberflächentemperaturen benachbarter Ozeangebiete
 - Variabilität der Grosswetterlagen (z.B. Einfluss durch den El Niño, die Nordatlantischer Oszillation, usw.)
-

Regionale Faktoren

- Topographie
 - Landnutzung
 - Wetterlage
-

Lokale Faktoren

- Exposition
 - Hangneigung
 - Bodenzustand und Bodenbedeckung
-

3.3. Niederschlag

Der Niederschlag weist eine etwas geringere Differenzierung auf als die Temperatur. Trotzdem sind die meisten in Tab. 1 erwähnten Einflussfaktoren im komplexen alpinen Gelände auch für das räumliche Erscheinungsbild des Niederschlags von Bedeutung. Abb. 4 gibt einen Überblick über die mittlere räumliche Verteilung des Jahresniederschlages und der monatlichen Niederschlagsvariabilität im erweiterten Alpenraum (SCHMIDLI et al. 2002). Die auf einen Tag gemittelten Jahresniederschlagsmengen schwanken zwischen 1,5 und 8mm, was Jahresniederschlägen zwischen 550 und 2920mm entspricht. Dabei ist zu beachten, dass diese Werte in einzelnen, kleinen Regionen noch extremer ausfallen können. Das allgemeine Muster der Jahresniederschläge zeigt (Abb. 4a, links) zwei Bänder mit hohen Werten, welche sich entlang der nördlichen und südlichen Kammlinie der Alpen von Westen nach Osten erstrecken. Jahreszeitlich zeigt sich eine erhebliche Differenzierung (FREI & SCHÄR 1998). Der Sommer weist den größten Anteil des Jahresniederschlages auf. Die höchsten Werte werden dabei im kontinentalen Gebirgsraum außerhalb des Mittelmeeres registriert. Im Winter, wenn die geringsten Mengen fallen, weisen vor allem die westorientierten Gebirgslagen höhere Werte auf. Im Frühling und Herbst fallen die stärksten Niederschläge in den Gebirgsräumen der südlichen Alpen. Insbesondere im Herbst können dann sehr massive Tagessniederschläge auftreten. Die Standardabweichungen der Monatsniederschläge (Abb. 4b, rechts) sind entlang einem Band mit hoher Massenerhebung am südlichen Alpenrand am größten. Dabei treten zwei Zentren (Schweiz-Norditalien und Nordostitalien-Slowenien) besonders hervor.

4. Das Alpenklima der Zukunft

Im Hinblick auf ökologische Anwendungen, zum Beispiel in Land- und Forstwirtschaft, besteht immer wieder die Versuchung, das zukünftige Klima mit bestaufgelösten Modellen im lokalen Maßstab zu simulieren. Ich bin aus zwei Gründen skeptisch. Zum ersten kennen wir die künftigen Randbedingungen bezüglich des Emissionsverhaltens der Gesellschaft und des Ausmaßes der Oberflächenveränderungen nur bedingt. Zum zweiten müssen bei lokalen Betrachtungen auch die relevanten Rückkopplungen (z.B. Feuchte- und Energieaustausch zwischen Boden, Biosphäre und Atmosphäre) und deren Auswirkungen auf die Klimavariabilität in Betracht gezogen werden, was mit regionalen Klimamodellen nur beschränkt möglich ist. An dieser Stelle soll deshalb von einer kontinentalen Simulation mit einem Set der besten regionalen Klimamodelle ausgegangen werden (IPCC 2007). Abb. 5 zeigt die simulierten Veränderungen von Temperatur (oben) und Niederschlag (unten) für die letzten 20 Jahre dieses Jahrhunderts im Vergleich zu den letzten 20 Jahren des letzten Jahrhunderts. Dargestellt sind die Mittel für je die drei zentralen Winter- (links) und Sommermonate (rechts) wie sie von 21 leistungsfähigen Regionalklimamodellen, basierend auf dem A1B-Szenario (IPCC, 2007) ermittelt wurden. In grober Annäherung gehen wir von der Annahme aus, dass sich die Verhältnisse in den Übergangsmonaten lediglich geringfügig verändert haben. Generell lässt sich ein positiver Temperaturtrend von 1.5 bis 10°C herauslesen. Im Alpenraum beträgt der positive Trend etwa 3°C im Winter und 4°C im Sommer. Aus der Erfahrung und aufgrund von physikalischen Überlegungen (z.B. Einfluss der schwindenden Schneedecken) wissen wir, dass diese Temperaturzunahme im Winter in kaltluftgefährdeten Tallagen eher gedämpft, in höheren alpinen Lagen jedoch übertroffen wird. Im Sommer dürften sich vor allem südlich gelegene, inneralpine Täler (Wallis, Vinschgau) und Vorlandsenken wie die Poebene stärker erwärmen.

Die Niederschläge dürften im Winter insgesamt eher zunehmen. Der Schwerpunkt wird dabei auf der Alpennordseite liegen, ein Effekt, welcher bereits in der Vergangenheit bei den stärkeren Niederschlägen (Wiederkehrperiode: 30 Tage) im Herbst und Winter an zahlreichen Stationen signifikant nachgewiesen wurde (FREI & SCHÄR 2001). Für den Sommer wurde im Alpenraum eine Abnahme in der Größenordnung von 15-20% errechnet, ein Phänomen, das in den vergangenen Jahrzehnten in der Poebene, aber auch in den inneralpinen Tälern, bereits zu erheblichen Problemen führte (RIGLING et al. 2006). Nicht unbedeutend ist auch die Tatsache, dass die Niederschläge im Spätwinter vermehrt in flüssiger Form fallen und deshalb früher zum Abfluss kommen werden. Zudem zeigen statistische Analysen deutlich, dass etwa 2/3 der Niederschlagsschwankungen nicht durch

Veränderungen der Wetterlagenhäufigkeiten, sondern durch Veränderungen innerhalb der gleichen Wetterlagen hervorgerufen werden (KÜTTEL et al. 2010).

Literatur

- ALLAN, R. & ANSELL, T. J. (2006): A new globally complete monthly historical gridded mean sea level pressure dataset (HadSLP2) 1850-2004. *J. Clim.* 19: 5816-5842.
- AUER, I., BÖHM, R., JURKOVIC, A., ORLIK, A., POTZMANN, R., SCHÖNER, W., UNGERSBÖCK, M., BRUNETTI, M., NANNI, T., MAUGERI, M., BRIFFA, K., JONES, P., EFTHYMIADIS, D., MESTRE, O., MOISSELIN, J. M., BEGERT, M., BRAZDIL, R., BOCHNICEK, O., CEGNAR, T., GAJIC-CAPKA, M., ZANINOVIC, K., MAJSTOROVIC, Z., SZALAI, S. & SZENTIMREY, T. (2005): A new instrumental precipitation dataset in the greater Alpine region for the period 1800–2002. *Int. J. Climatol.* 25: 139-166.
- BÜNTGEN, U., TEGEL, W., NICOLUSSI, K., MCCORMICK, M., FRANK, D., TROUET, V., KAPLAN, J. O., HERZIG, F., HEUSSNER, K.-U., WANNER, H., LUTERBACHER, J. & ESPER, J. (2011): 2500 years of European climate variability and human susceptibility. *Science* 331: 578-582.
- FLIRI, F. (1975): Das Klima der Alpen im Raume von Tirol. Monographien zur Landeskunde Tirols, Folge I. Universitätsverlag Wagner, Innsbruck-München: 454 S.
- FLIRI, F. (1984): Synoptische Klimatographie der Alpen zwischen Mont Blanc und Hohen Tauern. Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, Heft 29. Universitätsverlag Wagner, Innsbruck, 686 S.
- FREI, C. & SCHÄR, C. (1998): A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations. *Int. J. Climatol.* 18: 873-900.
- FREI, C. & SCHÄR, C. (2001): Detection probability of trends in rare events: Theory and application to heavy precipitation in the Alpine region. *J. Climate* 14: 1568-1584.
- GRAHAM, N. E., AMMANN, C. M., FLEITMANN, D., COBB, K. M. & LUTERBACHER, J. (2010): Support for global climate reorganization during the „Medieval Climate Anomaly“. *Clim. Dynam.*, DOI 10.1007/s00382-010-0914-z.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) (2007): Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Cambridge University Press, Cambridge and New York: 996 S.
- KAUFMAN, D. S., SCHNEIDER, D. P., MCKAY, N. P., AMMANN, C. M., BRADLEY, R. S., BRIFFA K. R., MILLER, G. H., OTTO- LIESNER, B. L., OVERPECK, J. T.,

- VINTHER, B. M. & ARCTIC LAKES 2K PROJECT MEMBERS (ABBOTT, M., AXFORD, Y., BIRD, B., BIRKS, H. J. B., BJUNE, A. E., BRINER, J., COOK, T., CHIPMAN, M., FRANCUS, P., GAJEWSKI, K., GEIRSDÓTTIR, Á., HU, F. S., KUTCHKO, B., LAMOUREUX, S., LOSO, M., MACDONALD, G., PEROS, M., PORINCHU, D., SCHIFF, C., SEPPÄ, H., THOMAS, E.) (2009): Recent warming reverses long-term Arctic cooling. *Science* 325: 1236-1239.
- LJUNGQVIST, F. C. (2010): A new reconstruction of temperature variability in the extra-tropical Northern Hemisphere during the last two millennia. *Geogr. Ann.*, Series A: 339-351.
- MARTY, C., PHILIPONA, R., FRÖHLICH, C. & OHMURA, A. (2002): Altitude dependence of surface radiation fluxes and cloud forcing in the alps: results from the alpine surface radiation network. *Theor. Appl. Climatol.* 72: 137-155.
- NICOLUSSI, K. (2009): Alpine Dendrochronologie – Untersuchungen zur Kenntnis der holozänen Umwelt- und Klimaentwicklung. In: Schmidt, R., Matulla, C., Psenner, R. (Hrsg.): *Klimawandel in Österreich. Alpine Space – man & environment* 6: 41-54.
- SCHÄR, C., DAVIES, T., FREI, C., WANNER, H., WIDMANN, M., WILD, M. & DAVIES, H. C. (1998): CURRENT ALPINE CLIMATE. IN: CEBON P., DAHINDEN U., DAVIES H. C., IMBODEN D. & JÄGER C. (Hrsg.): *A View from the Alps: Regional perspectives on climate change*. The MIT press, 21-72.
- SCHMIDLI, J., SCHMUTZ, C., FREI, C., WANNER, H. & SCHÄR, C. (2002): Mesoscale precipitation variability in the region of the European Alps during the 20th century. *Int. J. Climatol.* 22: 1049-1074.
- WANNER, H. (1995): Die Alpen – Klima und Naturraum. Die Lebensräume. *Publ. Coll. Generale Univ. Bern*, 71- 106.
- WANNER, H., RICKLI, R., SALVISBERG, E., SCHMUTZ, C. & SCHÜEPP, M. (1997): Global climate change and variability and its influence on Alpine climate – concepts and observations. *Theor. Appl. Climatol.* 58: 221-243.
- WANNER, H., BEER, J., BÜTIKOFER, J., CROWLEY, T. J., CUBASCH, U., FLÜCKIGE, J., GOOSSE, H., GROSJEAN, M., JOOS, F., KAPLAN, J. O., KÜTTEL, M., MÜLLER, S.A., PRENTICE, I.C., SOLOMINA, O., STOCKER, T. F., TARASOV, P., WAGNER, M. & WIDMANN, M. (2008): Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Sci. Rev.* 27: 1791-1828.
- WANNER, H. & NEUKOM, R. (2010): Changes of the climate system in Europe. *Nova Acta Leopoldina*, N.F. 112 (384): 45-58.

Autorenanschrift:

Prof. Dr. Heinz Wanner

Geographisches Institut und Oeschger-Zentrum für Klimaforschung
der Universität Bern

Zähringerstrasse 25

CH-3012 Bern

Schweiz

wanner@oeschger.unibe.ch

Die Flora des Vinschgaus mit besonderer Berücksichtigung der Wälder

The flora of Vinschgau with special consideration of forests

Thomas Wilhalm

1. Einleitung

Mit rund 2.600 Taxa (davon knapp 2.200 einheimisch oder alteingesessen) besitzt Südtirol eine reiche Gefäßpflanzenflora (WILHALM et al. 2006). Die floristisch eigenständigsten Bereiche sind dabei das südliche Etschtal mit einem hohen Anteil an submediterranen Arten, die Dolomiten mit ihren südostalpischen Florenelementen (Endemiten!) sowie der Vinschgau. Die Flora des Vinschgau sticht durch die erhöhte Präsenz von Arten hervor, die drei unterschiedlichen Arealtypen zugeordnet werden können (Tab. 1). An erster Stelle stehen pontisch-pannonische Florenelemente, das sind im Wesentlichen Arten der osteuropäischen und westasiatischen Steppen, die in anderen Teilen Südtirols entweder völlig fehlen oder nur sehr selten vertreten sind. An zweiter Stelle stehen boreale Arten, die im Vinschgau ebenso einen Schwerpunkt ihrer Südtiroler Verbreitung haben. Schließlich finden sich, bedingt durch die zentralalpische Lage, auch vermehrt arktisch-alpine Florenelemente.

Tab. 1: Highlights in der Gefäßpflanzenflora des Vinschgau, welche durch Seltenheit in Mitteleuropa und/oder ihren Arealtyp hervorstechen; Taxonomie und Nomenklatur nach Fischer et al. (2008); Anordnung Arealtypen (vereinfacht nach Schneeweiß & Niklfeld in Vorb.). Legende: alp (alpisch), alpid (alpid), arkt-alp (arktisch-alpin), bor (boreal), med (mediterran), mong (mongolisch), orient (orientalisch), pann (pannonisch), pont (pontisch), submed (submediterran), temp (temperat).

Art	Arealtyp
<i>Ephedra helvetica</i>	alp
<i>Dracocephalum ruyschiana</i>	alpid + temp
<i>Carex lachenalii</i>	arkt-alpin
<i>Carex norvegica</i>	arkt-alpin
<i>Juncus arcticus</i>	arkt-alpin

<i>Minuartia biflora</i>	arkt-alpin
<i>Oxytropis lapponica</i>	arkt-alpin
<i>Potentilla nivea</i>	arkt-alpin
<i>Linnaea borealis</i>	bor
<i>Trientalis europaea</i>	bor
<i>Woodsia ilvensis</i>	bor
<i>Telephium imperati</i>	med
<i>Astragalus exscapus</i>	pann
<i>Carex supina</i>	pont
<i>Dracocephalum austriacum</i>	pont
<i>Festuca rupicola</i>	pont
<i>Oxytropis pilosa</i>	pont
<i>Seseli pallasii</i>	pont
<i>Carex stenophylla</i>	pont + mong
<i>Achillea nobilis</i>	pont + submed
<i>Astragalus onobrychis</i>	pont + submed
<i>Campanula bononiensis</i>	pont + submed
<i>Carex liparocarpos</i>	pont + submed
<i>Kengia serotina</i>	pont + submed
<i>Scorzonera austriaca</i>	pont + submed
<i>Thalictrum foetidum</i>	pont + submed
<i>Stipa pennata</i> (s.str.)	pont + submed + mong
<i>Bothriochloa ischaemum</i>	pont + submed + orient
<i>Stipa capillata</i>	pont+mong
<i>Festuca valesiaca</i>	pont+orient+mong
<i>Astragalus vesicarius</i> subsp. <i>pastellianus</i>	submed
<i>Ononis rotundifolia</i>	submed
<i>Onosma helvetica</i> subsp. <i>tridentinum</i>	submed
<i>Stipa eriocaluis</i>	submed

Die Besonderheiten der Flora des Vinschgaus betreffen in erster Linie den Lebensraum der Trockenrasen sowie, in geringerem Ausmaß, die hochalpinen Lagen. Die Sonderstellung der Trockenvegetation des Vinschgaus ist seit den Arbeiten von BRAUN-BLANQUET (1961) hinlänglich bekannt.