

Welt der Alpen – Gebirge der Welt

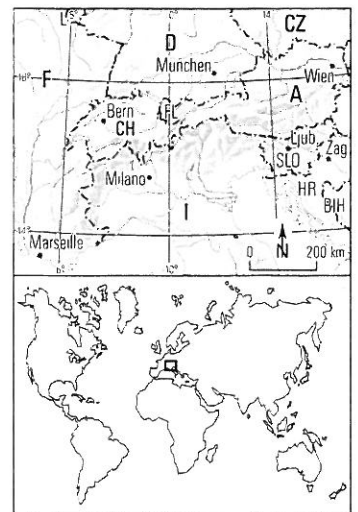
Ressourcen, Akteure, Perspektiven

Herausgegeben von François Jeanneret, Doris Wastl-Walter,
Urs Wiesmann und Markus Schwyn
Redaktion: Karina Liechti

Haupt Verlag
Bern · Stuttgart · Wien

Variabilität von Temperatur und Niederschlag in den europäischen Alpen seit 1500

HEINZ WANNER, JÜRIG LUTERBACHER, CARLO CASTY,
REINHARD BÖHM, ELENA XOPLAKI



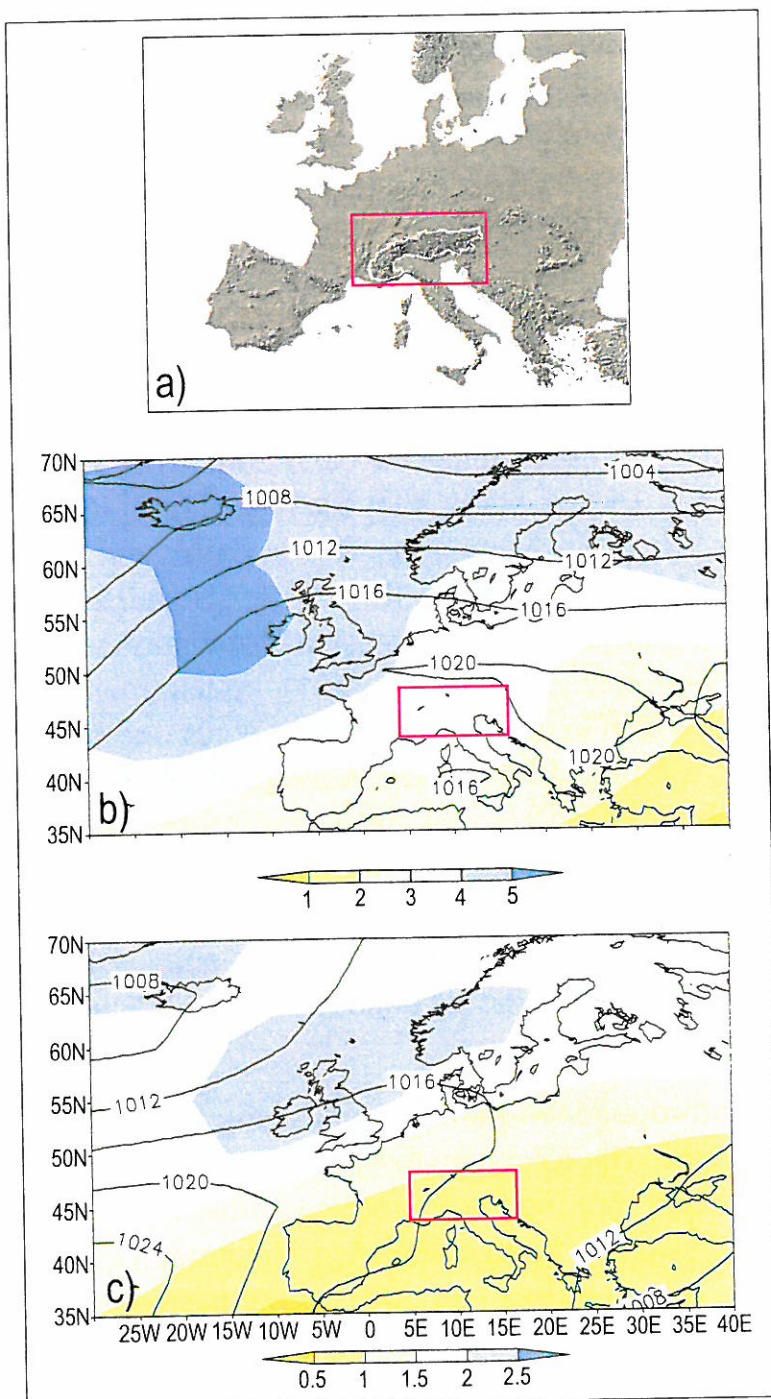
1 Einleitung

Die europäischen Alpen sind zirka 800 km lang und 200 km breit. Sie erstrecken sich von Südwesten nach Nordosten und liegen zwischen 44 und 48° N, respektive 5 und 16.5° E (Fig. 1 a). Die höchsten Gipfel reichen bis auf 4400 bis 4800 m, die mittlere Gebirgshülle bis auf etwa 2500 m Höhe über Meer. Die Variabilität des Alpenklimas wird stark durch die Wettersysteme des Nordostatlantiks, durch das Mittelmeer und durch die euroasiatische Landmasse beeinflusst (WANNER et al. 1997). Das Druckfeld wird dominiert durch das Islandtief im Nordwesten, das Azorenhoch im Südwesten sowie durch die grosse kontinentale Bodenantikyklone über Sibirien im Winter und lokalere Hitzetiefs (z.B. über Iberien) im Sommer. Figur 1 b deutet anhand der Standardabweichungen des Luftdrucks an, dass im Winter die Zahl der Zyklonen höher und das durch die «Storm Tracks» (Zugstrassen der Tiefdruckgebiete) bestrichene Gebiet grösser ist als im Sommer, und dass die wandernden Tiefdruckgebiete in der kalten Jahreszeit teilweise nach Süden bis in den Mittelmeerraum vordringen (blaue Farbe). Dieses stark atlantisch geprägte Klimageschehen wird vor allem im Hochwinter durch blockierende Hochdrucklagen mit Kaltluftvorstössen aus Nordosten abgelöst (SCHÄR et al. 1998). Der Winter ist auch jene Jahreszeit, in der die Klimavariablen des Alpenraumes die höchsten Korrelationen zur Nordatlantischen Oszillation aufweisen (WANNER et al. 1997 und 2001). Im Sommer (Fig. 1 c) dehnt sich das Azorenhoch nach Nordwesten in den Kontinent hinein aus und bringt auch dort phasenweise warmtrockenes Wetter. Die in den Übergangsjahreszeiten Frühling und Herbst von Nordwesten nach Südosten vordringenden Kaltfronten werden durch die gebogene Form der Westalpen stark deformiert. Die Frontendurchgänge Richtung Alpen sind verbunden mit präfrontalem Südföhn auf der Alpennordseite sowie mit der Entstehung einer hohen Zahl von Leezyklonenesen im Golf von Genua, welche auf der Alpensüdseite zu hohen Niederschlägen führen (EGGER und HOINKA 1992, SCHMIDLI et al. 2002).

Die Abschätzung des Einflusses der anthropogenen Klimabeeinflussung ist nur dann präzise möglich, wenn wir auch über die natürliche Klimavariabilität früherer Jahrzehnte und Jahrhunderte ausreichend Bescheid wissen. Für die Diagnose dieser frühen Ereignisse benötigen wir hochaufgelöste Datensätze von frühinstrumentellen Messungen (BÖHM et al. 2001) oder von sogenannten Proxies (LUTERBACHER et al. 2002 a). Die besten Schätzungen wichtiger Klimavariablen wie Druck, Temperatur und Niederschlag für die vorinstrumentelle Zeit werden in erster Linie über einen Multiproxyansatz erreicht. Dies

bedeutet, dass anhand von Transferfunktionen gegitterte Datensätze rekonstruiert werden, welche während der Instrumentenmessperiode kalibriert und auf ihre Signifikanz getestet wurden (LUTERBACHER et al. 2002 a, MANN 2002, WANNER und LUTERBACHER 2002). Als Datengrundlage dienen dabei natürliche Proxies (Archive wie Eisbohrkerne, Baumringe, Sedimente, Stalagmiten und Korallen) sowie Dokumentendaten wie Witterungstagebücher, Zehnerträge, alte Karten, Zeichnungen, usw.

Basierend auf indirekten (multiproxy) Rekonstruktionen und instrumentellen Daten wird in diesem Beitrag die Variabilität der Temperatur und der Niederschläge im Alpenraum in der Zeitperiode zwischen 1500 und 2000 untersucht (CASTY et al. 2003). In diesen Zeitraum fallen sowohl das solare Aktivitätsminimum von 1645 bis 1715 (Maunder Minimum) als auch der markante Übergang zur modernen Warmperiode im 20. Jahrhundert (WANNER et al. 2000). Insbesondere konnten um etwa 1620 und 1850 zwei der drei



Figur 1: a) Topographie Europas mit dem Alpengebirge im Zentrum (rot: Perimeter für die Berechnung der Temperatur- und Niederschlagsmittel (nur Landgebiete) / weiss: Abgrenzung des engeren Gebirgsraumes). b) Isobaren (Linien) und Standardabweichungen (farbige Flächen) des mittleren Druckes auf Meereshöhe im Winter (DJF) für die Jahre 1901-1999 in hPa. c) wie b, aber für die Sommermonate (JJA) (nach Daten von TRENBERTH und PAOLINO 1980).

markanten Gletschervorstösse der Kleinen Eiszeit beobachtet werden (HOLZHAUSER und ZUMBÜHL 1999). Nach der Einleitung werden in Kapitel 2 die verwendeten Datensätze und Methoden beschrieben. Kapitel 3 befasst sich mit den Resultaten der Rekonstruktionen von Temperatur und Niederschlag sowie mit dem Einfluss möglicher Forcingfaktoren und interner Oszillationen. Diese Resultate werden in Kapitel 4 (Diskussion) bisherigen Analysen gegenübergestellt und kritisch interpretiert. Kapitel 5 fasst die Ergebnisse zusammen.

2 Datensätze und Methoden

Mit einer räumlichen Auflösung von rund 60 x 60 km haben LUTERBACHER et al. (2002 b) eine Rekonstruktion von Temperatur und Niederschlag über der europäischen Landmasse zurück bis 1659 (monatliche Mittel) und von 1500 bis 1658 (saisonale Mittel) vorgenommen. Das statistische Modell wurde innerhalb des 20. Jahrhunderts anhand des Datensatzes von NEW et al. (2000) kalibriert und verifiziert. Aufgrund der berechneten Transferfunktionen wurde anschliessend eine Rekonstruktion für die Jahre vor 1901 vorgenommen. Basierend auf diesen neuen Rekonstruktionen haben LUTERBACHER et al. (2003) die Variabilität der europäischen Jahres-, Winter- und Sommertemperaturen während der letzten 500 Jahre untersucht. Neben einer Diskussion der Extremwerte haben sie auch eine Bewertung der Schätzunsicherheiten vorgenommen und einen Vergleich mit neuesten nordhemisphärischen Temperaturrekonstruktionen angestellt. Als Datengrundlage wurden zahlreiche frühinstrumentelle Datensätze für Temperatur und Niederschlag Europas benützt. Darunter befinden sich etliche Zeitreihen aus alpinen Subregionen (LUTERBACHER 2002, 2003, AUER et al. 2001 a und b, BÖHM et al. 2001). Diese Datensätze wurden ergänzt durch Proxies, welche aus detaillierten Dokumentendaten abgeleitet worden waren. Die genaue Beschreibung der Daten sowie der verwendeten Methodik findet sich in LUTERBACHER et al. (2002 a und b).

Basierend auf den genannten Rekonstruktionen wurden zuerst die Daten der Gitternetzpunkte für den in Figur 1 a abgegrenzten Alpenperimeter (44-48° N / 3-16.5° E; total 520 Gitternetzpunkte, davon 330 über Landgebiet) abgeleitet. Aus der Mittelung der 330 Gitternetzpunkte wurden anschliessend die Zeitreihen für Temperatur und Niederschlag über Land berechnet.

Aus den Zeitreihen wurden ebenfalls die kältesten und feuchtesten Winter sowie die heissesten und trockensten Sommer ermittelt. Vier typische Beispiele werden dann synoptisch interpretiert. Die Qualität der Rekonstruktionen wurde mit Hilfe des Reduction of Error (RE) Masses getestet. Dieses Mass beurteilt die lineare Beziehung zwischen Rekonstruktion und Messung. Die Methodik ist in COOK et al. (1994) oder LUTERBACHER et al. (2002 a und b) beschrieben. Die Frage, ob der gesamte Alpenraum als eine Region betrachtet werden soll, wurde ebenfalls gestellt (BÖHM et al. 2001, GIORGI 2002, SCHMIDLI et al. 2002, CASTY et al. 2003). Da der Schwerpunkt auf die Betrachtung langer Zeitreihen gelegt wird und die Daten orografische Effekte nur beschränkt wiederzugeben vermögen, wurde bei der Errechnung der Zeitreihen auf eine Unterteilung in einen Nord- und Südsektor bewusst verzichtet.