

Systematische Rekonstruktion von zweieinhalb Jahrhunderten instrumentellem Klima in der größeren Alpenregion – ein Statusbericht

1 Einleitung und Datengrundlage

Gebirge haben starken Einfluss auf das Klima einer Region. Neben großräumigen Faktoren wie geographische Breite und Kontinentalität ist es die vertikale Schichtung der Atmosphäre, die zu den markanten Abweichungen des Gebirgsklimas von dem der umgebenden Ebenen führt. Gebirge verschärfen aber auch die sonst meist schleifend verlaufenden Übergänge zwischen Klimazonen in horizontaler Hinsicht. Auch bezüglich der zeitlichen Variabilität des Klimas sind derartige Modifikationen denkbar, und sie werden auch von den Klimamodellrechnungen postuliert. Inwiefern die vorliegenden Messreihen aus Gebirgsgegenden Besonderheiten widerspiegeln, kann von allen Gebirgen mit Abstand am besten in den Alpen verifiziert werden. Es gibt hier ein einzigartig dichtes Messnetz mit zum Teil unerreicht lange zurückreichenden Klimazeitreihen. Abb. 1 zeigt als Beispiel das Messnetz von Niederschlags-Langzeitstationen in der „Greater Alpine Region“ („GAR“). Die zeitliche Entwicklung des Niederschlagsmessnetzes in der Alpenregion kann der Abb. 2 entnommen werden. Beide Beispiele stammen aus der im Projekt CLIVALP aufgebauten Datenbank HISTALP, die nun laufend mit Original-, homogenisierten und Metadaten aus verschiedenen Projekten gespeist wird (siehe Projektliste am Ende dieser Arbeit). In seiner endgültigen Version wird der Datensatz räumlich dichte, sorgfältig homogenisierte, langjährige Klimazeitreihen auf Monatsbasis von möglichst allen Klimatelementen beinhalten, die homogenisierbar sind. Zur Zeit ist die Arbeit an den 2003-Versionen von Temperatur und Niederschlag in der Endphase, die des Luftdrucks ist weit fortgeschritten, Sonnenscheindauer-Bewölkung sind in Arbeit und von den Elementen Dampfdruck, relative Feuchte, mittlere Temperaturextrema existiert ein fertiger Teilbereich in den Ostalpen.

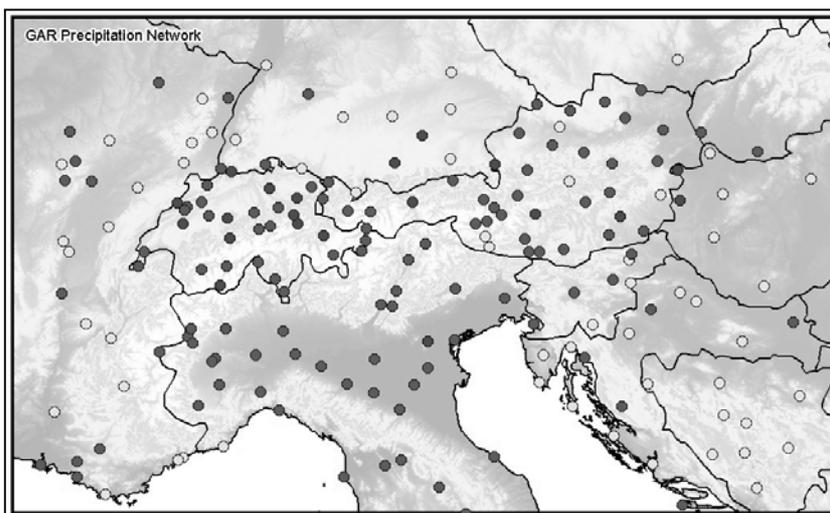


Abb. 1: Das Niederschlagsmessnetz in der GAR-Region (4 bis 18° Ost, 43 bis 49° N)

dunkle Punkte: Version 2002 (bereits verfügbar)

helle Punkte: Zusatzreihen der Version 2003 (in Fertigstellung begriffen)

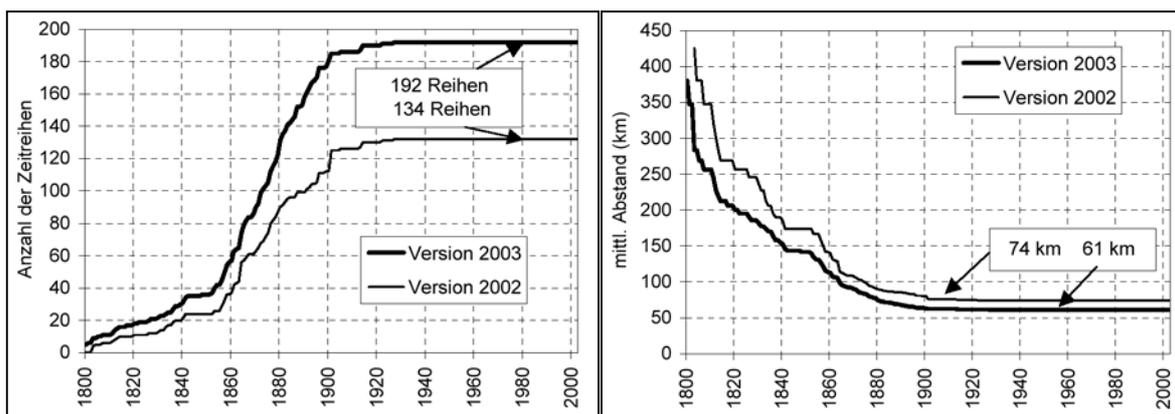


Abb. 2: Zeitliche Entwicklung des HISTALP-Niederschlagsdatensatzes
links: Zahl der Messreihen pro Jahr, rechts: mittlere Messnetzdichte pro Jahr

1.1 Die Frage der Homogenität

Auch instrumentelle Zeitreihen müssen, bevor sie für Fragen der Klimavariabilität herangezogen werden können, einer genauen Prüfung und Homogenisierung unterzogen werden. Darunter versteht man die Anpassung der älteren Teile der Reihen an den aktuellen Zustand der Messstationen. So gut wie nie ist es möglich, über Jahrzehnte oder Jahrhunderte hinweg die Messungen auf exakt gleiche Art und Weise durchzuführen. Immer gibt es Stationsverlegungen, die Einflüsse der Umgebung ändern sich (z. B. Stadteffekt, Rodung von Wäldern), der technische Fortschritt bringt andere Instrumente. Diese und andere Ursachen erzeugen eine Fülle von nicht klimatologischen Signalen in den Reihen, die durch den Prozess der Homogenisierung beseitigt werden müssen. Das vor allem deswegen, da die Inhomogenitäten nicht nur zufallsverteilt sind (und damit bei Betrachtung einer genügend großen Zahl von Zeitreihen nicht mehr von Belang sind), sondern es eine Reihe von systematischen Inhomogenitäten gibt, die in größeren Gebieten zu merklichen Verfälschungen auch der Langfristrends führen. Abb. 3 zeigt als Beispiel die Gesamtheit aller Inhomogenitäten, die bei der Homogenisierung von 100 alpinen Temperaturzeitreihen gefunden und beseitigt werden konnten. Der Unterschied betrug in Einzelfällen bis zu $+4^{\circ}\text{C}$, und auch das Mittel aus allen Reihen war im Original systematisch verfälscht.

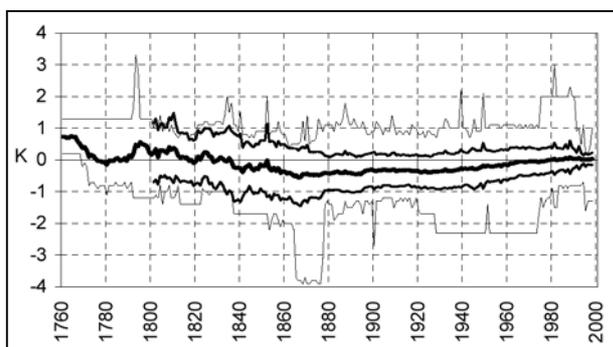


Abb. 3: Differenz zwischen homogenisierten minus originalen Temperaturzeitreihen im Alpengebiet

dick: Mittel aus 100 Reihen, mittel: einfacher Streubereich, dünn: Gesamtbereich aller Inhomogenitäten

Wie extrem einzelne Inhomogenitäten sein können, sei hier am Beispiel der Messungen des Niederschlags an der Station Hohenpeißenberg illustriert (Abb. 4). Diese

wurde Jahrzehnte hindurch auf dem Dach eines Gebäudes vorgenommen, wodurch die tatsächlichen Niederschlagsmengen drastisch unterschätzt wurden. Dieses Beispiel ist das extremste, das gefunden wurde, entspricht aber qualitativ ebenfalls einem generellen Trend von

historischen Ombrometer-Aufstellungen (möglichst exponiert auf Messplattformen, Dächern Türmen etc.) zu der modernen Auffassung, dass Bodennähe und eine gewisse Abschirmung des Gerätes günstiger ist (Abb. 5) – wodurch die alten Teile der Zeitreihen vor der Homogenisierung systematisch zu niedrig sind.

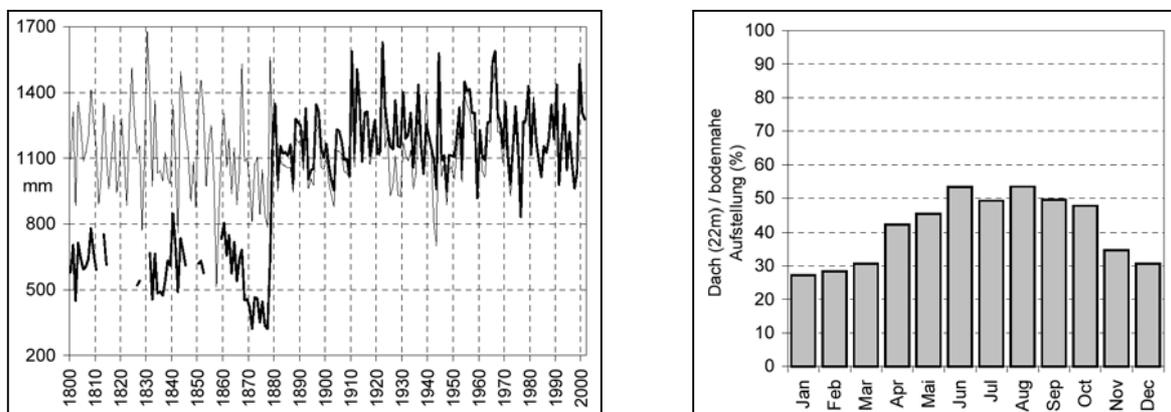


Abb. 4: Inhomogenität in der Niederschlagsreihe Hohenpeißenberg bedingt durch den Wechsel von der Dach-Aufstellung auf eine bodennahe Installation

links: Jahresreihen original (fett) und homogenisiert (dünn), rechts: mittlere Quotienten Dach/bodennah

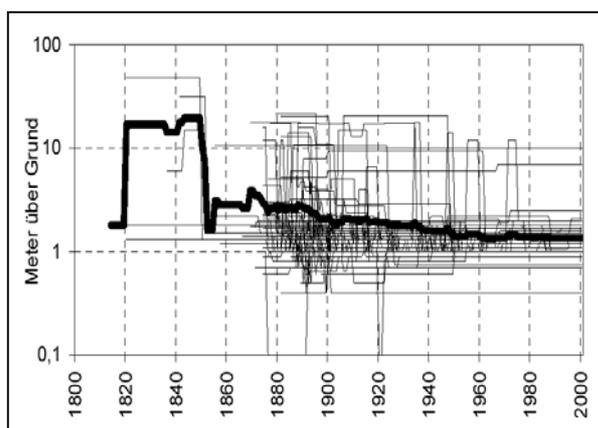


Abb. 5: Zeitliche Entwicklung der Aufstellungshöhen von Ombrometern in der GAR-Region (dünn: Einzelstationen, dick: Mittel über alle Stationen)

Eine weitere Vertiefung der Homogenitätsfrage kann hier nicht durchgeführt werden, Interessenten seien auf AUER / BÖHM / SCHÖNER (2001a) und die dort angegebene einschlägige Literatur verwiesen. Festgehalten sei hier nur, dass alle in der Folge gezeigten Ergebnisse auf sorgfältig getesteten und homogenisierten Messreihen beruhen.

2 Beispiele für die Klimavariabilität im Alpenraum

Wir wollen nun anhand von einigen Beispielen einen Streifzug durch die Klimaschwankungen der letzten zwei Jahrhunderte im Alpenraum unternehmen und dabei mit der Temperatur beginnen.

2.1 Beispiel Temperatur

Das vielleicht überraschende Ergebnis einer Analyse auf der Basis von etwa 100 Einzelzeitreihen in der Region – von tiefgelegenen Urbanreihen bis zu den Zeitreihen der hochalpinen Observatorien vom Sonnblick bis zum Grossen St. Bernhard – ist, dass der Langzeittrend überall in der Alpenregion derselbe ist. Abb. 6 zeigt den geglätteten Langzeitverlauf der Jahresmitteltemperatur aus sechs Subregionen der Alpen und die mittlere Kurve der gesamten

Erde. Die Unterschiede innerhalb des Alpengebiets sind sehr gering. Die Alpenkurven beginnen mit tiefen Temperaturen im 18. Jahrhundert, steigen auf markante Maxima in den 1790er- und 1820er Jahren an, fallen dann auf das für das 19. Jahrhundert typische tiefe Niveau der letzten Phase der „kleinen Eiszeit“, die auch den letzten starken Gletschervorstoß in den Alpen brachte. Seit etwa 1890 sehen wir wieder einen Erwärmungstrend, der zu zwei Höhepunkten führte, der erste um 1950, der zweite in den 1990er Jahren. Die kürzere globale Kurve verläuft ähnlich, jedoch deutlich weniger steil als die der Alpen. In den Alpen war die Erwärmung seit der Mitte des 19. Jahrhunderts etwa doppelt so stark wie im globalen Mittel. Allerdings zeigt die ebenfalls warme Phase um 1800 (für die es kein globales Mittel gibt), dass bei Interpretationen wie „noch nie da gewesene Temperaturen“ Vorsicht am Platz ist.

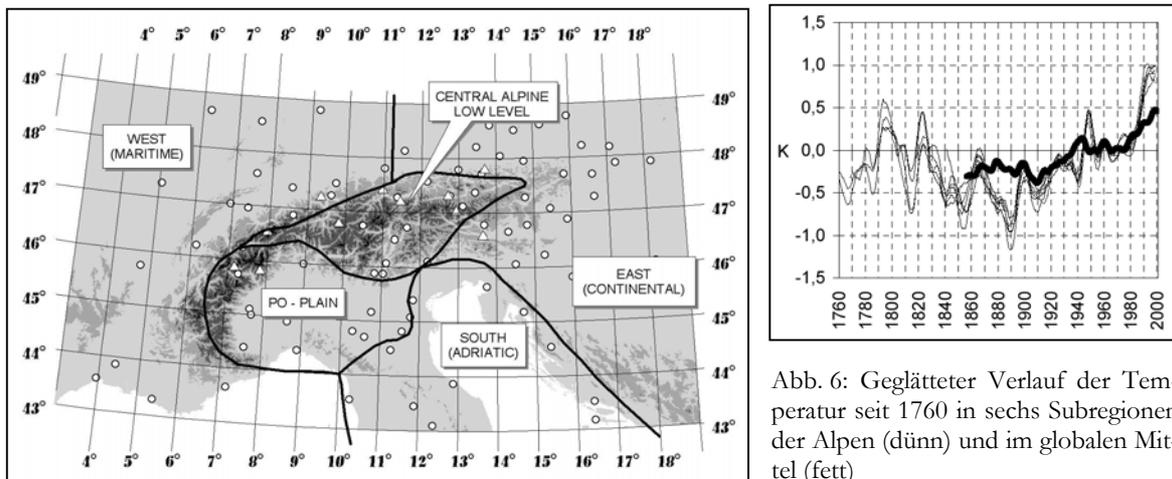


Abb. 6: Geglätteter Verlauf der Temperatur seit 1760 in sechs Subregionen der Alpen (dünn) und im globalen Mittel (fett)

links: Subregionen (fünf horizontale plus eine vertikale) ermittelt durch PCA-Analyse
rechts: zehnjährig tiefpassgefilterte Abweichungen vom Mittel des 20. Jahrhunderts

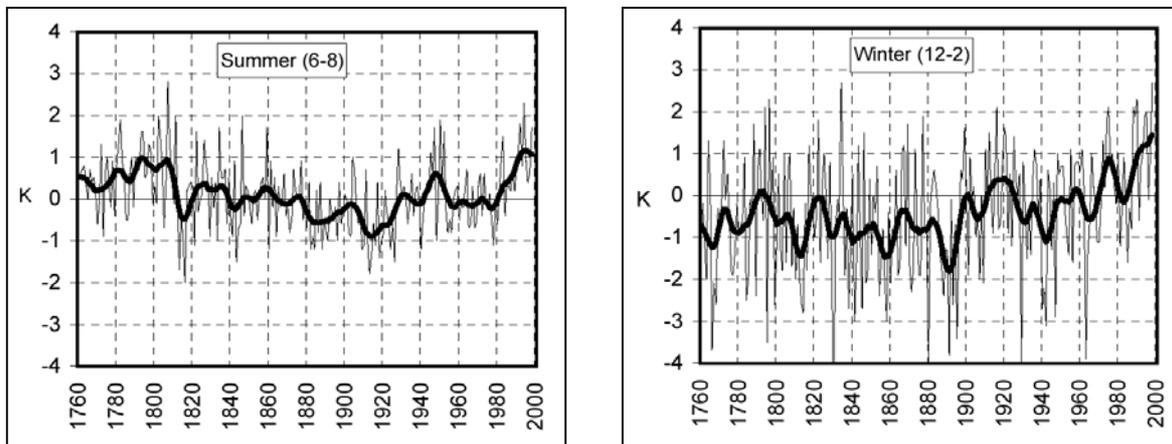


Abb. 7: Temperaturverlauf in den Alpen (alle Subregionen aus Abb. 6 gemittelt) seit 1760 im Sommer und im Winter. Gezeigt sind die Einzeljahre (dünn) und der zehnjährig geglättete Verlauf (dick).

Abb. 7 zeigt, dass es Unterschiede der Temperaturtrends in den verschiedenen Jahreszeiten gibt. Speziell das bereits erwähnte Maximum um 1800 ist im Sommer noch stärker ausgeprägt und übertrifft sowohl in der Dauer als auch in den extremen Einzeljahren die aktuelle Wärmephase. (Ob der extreme Sommer 2003 den bisherigen Rekordhalter 1811 übertreffen wird,

ist zur Zeit noch nicht klar, die uns bereits vorliegenden österreichischen Werte ordnen die beiden Sommer gleich hoch ein.)

2.2 Beispiel Luftdruck, Sonnenscheindauer und Temperatur

Eine der Haupteinflussgrößen auf die regionale Klimaentwicklung ist die Luftdruckverteilung. Sie steuert die Zirkulation und koppelt damit das Klima in den Alpen entweder mehr an das maritime Klima des Atlantiks, des Mittelmeers oder an das kontinentalere Klima im Osten Europas. Die Wirkungskette läuft dabei (vor allem im Sommer) über die solare Einstrahlung, für die wir lange Zeitreihen der Sonnenscheindauer besitzen. Abb. 8 zeigt (links) die mittlere Luftdruckkurve der Ostalpen des Sommerhalbjahrs (nur Tieflandstationen, hochalpine Stationen sind für Zirkulationsfragen nicht geeignet, vgl. Abschnitt 2.6) im Vergleich mit der schon bekannten Temperaturkurve. Das rechte Diagramm zeigt die entsprechende Sommerreihe der (hochalpinen) Sonnenscheindauer wieder in Kombination mit der Temperaturkurve (die Sonnenscheinreihen tieferer Luftschichten sind wegen der Lufttrübung nicht so eng an die Temperatur gekoppelt). Auf den ersten Blick erkennt man einen sehr hohen Grad an Ähnlichkeit zwischen den Kurven. Das legt den Schluss nahe, dass ein großer Anteil der regionalen Temperaturvariabilität (im Sommer) auf eine Oszillation der Lage des Subtropischen Hochdruckgebiets zurückgeht. In den Jahrzehnten um 1800 und seit den 1940er Jahren stieß das Subtropenhoch im Sommer besonders weit nach Norden vor und sorgte für wolkenarmes und heißes Wetter, von etwa 1830 bis 1940 weniger weit mit der Konsequenz maritimerer, kühlerer Sommer im Alpengebiet. Interessant ist die offensichtliche Entkopplung der Luftdruck- und Sonnenscheinreihen von der Temperaturreihe seit den 1980er Jahren. Die Tatsache, dass die Temperatur in den letzten beiden Dekaden markant gestiegen ist, der Luftdruck und die Sonnenscheindauer aber diesen Anstieg nicht zeigte, könnte als ein „anthropogenes Signal“ gewertet werden, dass also nun nicht allein die Zirkulation, sondern zunehmend auch etwa der anthropogene Treibhauseffekt in der Klimaentwicklung der Alpen eine Rolle spielt.

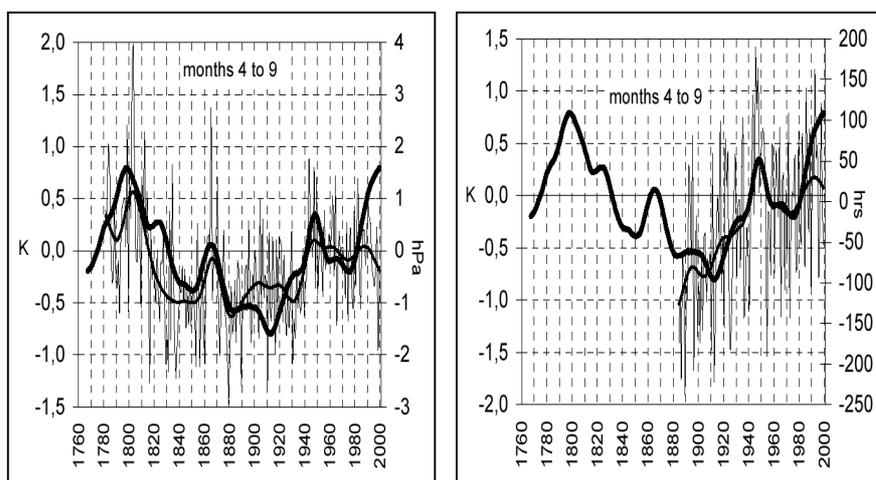


Abb. 8: Vergleich der (geglätteten) Temperaturkurve der Ostalpen (dick) mit der entsprechenden des (linkes Diagramm) Luftdrucks (dünn, Einzeljahre und geglätteter Verlauf), bzw. mit derjenigen der hochalpinen Sonnenscheindauer (rechts). Alle Klimaelemente für den Sommer, als Abweichungen vom Mittel des 20. Jahrhunderts dargestellt.

Eine Reihe anderer interessanter Kombinationsmöglichkeiten verschiedener Klimaelemente, auch im Zusammenhang mit Zirkulationsindizes wie etwa dem NAO-Index, sind in AUER (BÖHM / SCHÖNER (2001a und b) enthalten.

2.3 Beispiel Anstieg der Null-Grad-Grenze

Die Temperaturreihen der GAR liegen für Seehöhen von 0 bis 3.100 m vor – das erlaubt eine Umrechnung der Temperaturtrends in verschiedenen Seehöhen in die sehr anschauliche und für Fragen der Vegetationsdynamik und der Permafrost-Geologie wichtige Größe „Höhe der Null-Grad-Grenze“. Wie man in Abb. 9 sieht (die ein Beispiel für die Monte Rosa-Mont Blanc-Region zeigt), ist die Null-Grad-Grenze in den Westalpen seit dem letzten Minimum um 1890 um etwa 250 m angestiegen, wobei 150 dieser 250 m allein in den letzten 20 Jahren erfolgten.

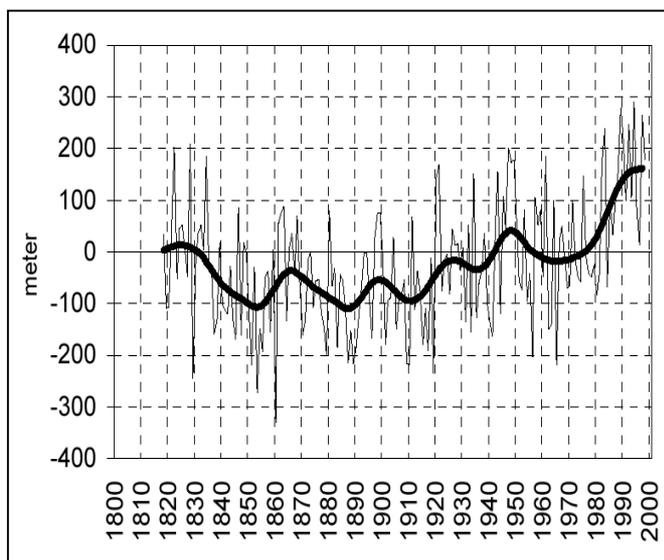


Abb. 9: Änderung der Null-Grad-Grenze in den Westalpen (Monte Rosa-Mont Blanc-Gebiet)

2.4 Beispiel thermische Stabilität

Vergleiche zwischen hochalpinen Temperaturzeitreihen und solchen aus den Ebenen der Umgebung erlauben auch die Ableitung von Zeitreihen der thermischen Stabilität der Atmosphäre. Bei stabilerer Schichtung gibt es weniger, bei labilerer Schichtung mehr vertikalen Abtransport von Schadstoffen aus den Quellgebieten. Im ersten Fall kumuliert die Schadstoffbelastung in den Quellgebieten, im zweiten Fall werden diese zwar entlastet, die Schadstoffe erreichen jedoch vermehrt die „Reinluftgebiete“ der Alpen. Das gezeigte Beispiel in Abb. 10 aus den Westalpen verdeutlicht, dass es durchaus unterschiedliche Trends des TSI (thermischer Stabilitätsindex, berechnet aus standardisierten hochalpinen und Tieflandtemperaturreihen) gibt, je nachdem, welches Quellgebiet untersucht wird. Im Fall Monte Rosa ist gegenüber der Poebene seit etwa 1900 eine stetige Entwicklung zu unstabileren Verhältnissen zu erkennen, welche die Poebene entlasten. Gegenüber potentiellen Schadstoffquellen aus Nordwest hingegen gibt es nur kurzfristige Schwankungen, aber keinen Langfristtrend.

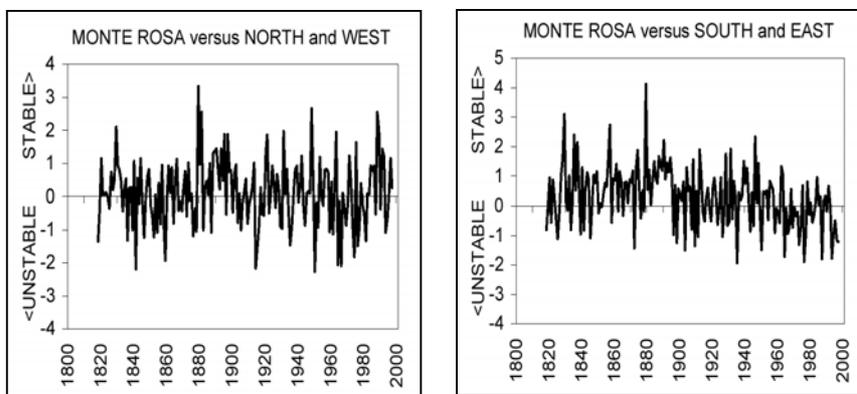


Abb. 10: Trends des „Thermischen Stabilitätsindex“ im Winterhalbjahr zwischen den höchsten Gipfeln der Westalpen und zwei nahegelegenen Tieflandregionen, die als potentielle Schadstoffquellen in Frage kommen (links: Frankreich bzw. rechts: Poebene)

2.5 Beispiel Niederschlag

Die größten kleinräumigen Unterschiede in kurz- und langfristigen Klimatrends sind im Alpengebiet beim Niederschlag zu beobachten. Auf der Basis der etwa 200 Einzelzeitreihen der HISTALP-Datenbank existiert nun ein geschlossenes Bild der Niederschlags-Trendmuster in der GAR zurück bis in die erste Hälfte des 19. Jahrhunderts.

Abb. 11: Je fünf typische Zeitreihen von Jahresniederschlagssummen aus den beiden Dipol-Subregionen, jeweils Einzeljahre und 30-jährig tiefpassgefilterter Verlauf

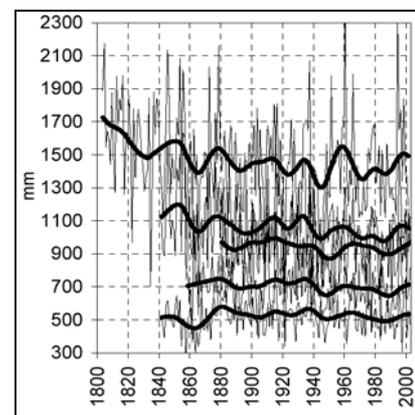
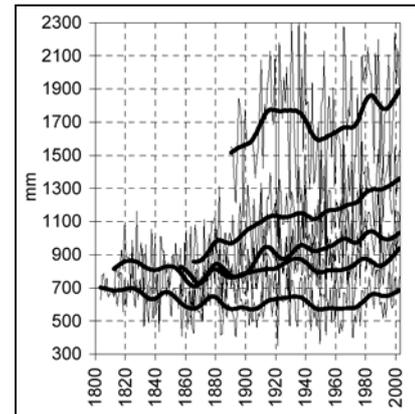
oben (von oben nach unten): Oderen (F), Chaumont (CH), Neuchâtel (CH), Augsburg (D), Strasbourg (F)

unten: (von oben nach unten): Udine (I), Trieste (I), Sarajewo (BIH), Hvar (HR), Budapest (H)

Generell fällt auf, dass – im Unterschied zu Temperatur und Luftdruck – kein einheitlicher Niederschlagstrend im Alpenraum vorliegt. Es gibt komplizierte Muster, die nicht sofort in ein einheitliches Schema zu fassen sind. Einige systematische Entwicklungen konnten jedoch bereits extrahiert werden:

Zum Ersten war das (kühle) 19. Jahrhundert eine Zeitspanne mit größerer Niederschlagsvariabilität als das (wärmere) 20. Jahrhundert. Im 19. Jahrhundert traten mittlere Dekadenabweichungen von bis zu mehr als 20% über normalem Niederschlag auf und andererseits Trockendekaden mit Negativabweichungen von mehr als 20%. Im 20. Jahrhundert war die Entwicklung ruhiger, der Rahmen des Niederschlags blieb durchwegs innerhalb +10%. Das ist kein Artefakt der anfänglich geringeren Messnetzdicke, die Streuungsabnahme ist auch für die Einzelreihen gegeben.

Die erste Hälfte des 19. Jahrhunderts zeigte generell sehr hohe Niederschläge, wobei eher der Raum südöstlich der Alpen (Norditalien, Adria) niederschlagsreicher war. Die Bevorzugung des oberitalienischen Raums gegenüber den Gebieten nordwestlich der Alpen blieb auch in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts erhalten, nur ab etwa 1850 auf schlagartig wesentlich niedrigerem Niveau. In der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts näherten sich alle Subregionen an den Durchschnitt an, und ab der Mitte des 20. Jahrhunderts ist eine Umkehrung des Verteilungsmusters zu erkennen: Oberitalien, Südostösterreich, Slowenien, Kroatien trocknen zunehmend aus, während die Luvzonen nordwestlich der Alpen (Savoyen, Schweiz, Westösterreich) stark steigende Trends aufweisen. Diese großräumigen Umverteilungen im Alpenraum sind zweifellos von den Alpen selbst verursacht, die auch bei geringfügigen Umstellungen der Allgeminzirkulation ganz neue Muster der Luv- und Leelagen entstehen lassen – wobei eine langfristige Oszillation zwischen Nordweste und Südosten vorhanden zu sein scheint.



Dieser langfristigen Nordwest-Südost-Oszillation haben wir den vorläufigen Arbeitstitel „Alpiner Niederschlagsdipol“ gegeben – er steht derzeit unter intensiver Analyse. Abb. 11 soll mit je fünf Jahreszeitreihen aus den beiden gegenläufigen Subregionen einen ersten Eindruck für die Art dieses Dipols vermitteln.

2.6 Beispiel für Seehöheneffekte

Ein abschließendes Beispiel soll das „vertikale Potential“ von Klimaschwankungsstudien in den Alpen verdeutlichen. Ein auch heute noch gehörtes Argument gegen die Existenz der globalen Erwärmung ist der Hinweis auf die vielen möglichen Inhomogenitäten in den Temperaturmessreihen – es wird etwa behauptet, dass die gesamte Erwärmung auf eine zunehmende Urbanisierung zurückgeführt werden kann. Dagegen kann einerseits mit den Anstrengungen argumentiert werden, die durch die Homogenisierung der Messreihen unternommen werden. Eine simple Anwendung der Grundgesetze der Statik der Atmosphäre, wie sie etwa in dem Prinzip der relativen Topographien in der synoptischen Analyse tägliche Routine der Wetterdienste ist, erlaubt es, aus Luftdruckzeitreihen in verschiedener Seehöhe, wie sie etwa in den Alpen langjährig zur Verfügung stehen, solche der mittleren Temperatur der entsprechenden Luftsäule zu berechnen. Wie in BÖHM et al. (1998) näher ausgeführt, konnte aus vier hochalpinen und acht Tiefland-Luftdruck- und -Dampfdruckreihen (auf dem Weg über die virtuelle Temperatur) eine Lufttemperaturreihe für eine 2.500 m mächtige „Ostalpine Standardluftsäule“ berechnet werden, die mit der direkt gemessenen mittleren Temperaturreihe der entsprechenden zwölf Stationen weitestgehend übereinstimmt. Abb. 12 zeigt links den Ausgangspunkt der diesbezüglichen Überlegungen – die unterschiedlichen hochalpinen Luftdrucktrends gegenüber denen des Tieflands (wegen der Geringfügigkeit des Effekts von nur 1 hPa/100 Jahren in geglätteter Form gezeigt). Das rechte Diagramm zeigt das Resultat – die berechnete und die direkt gemessene Temperaturreihe der ostalpinen Standardluftsäule. Sowohl der Langfristtrend ist identisch, als auch die Einzeljahre stimmen sehr gut überein.

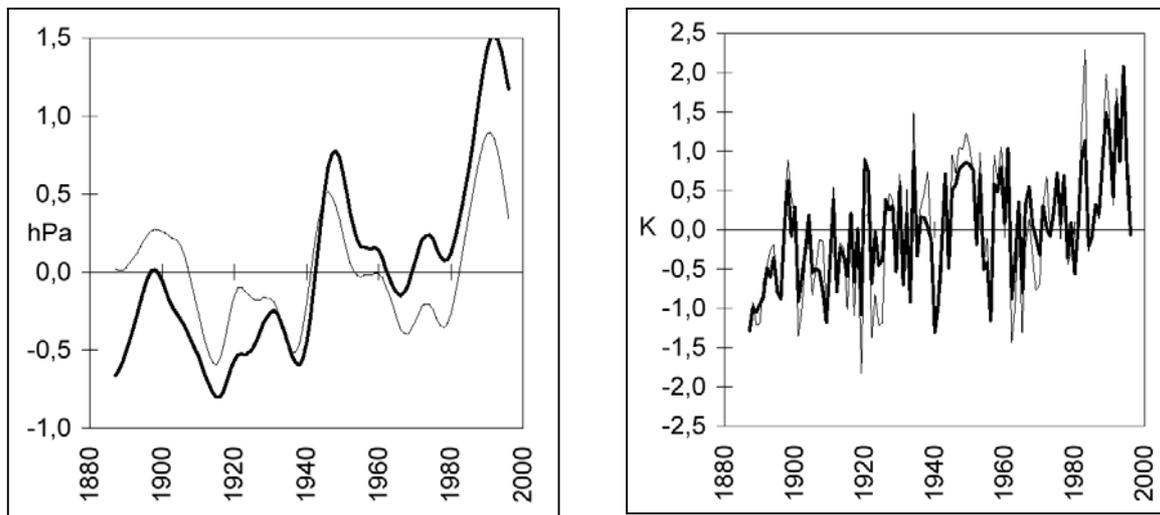


Abb. 12: Ableitung einer von Temperaturmessungen unabhängigen „Ostalpinen Standardtemperaturreihe“ aus den Luftdruck- (und Feuchte-)Reihen der hochalpinen Observatorien verglichen mit denen aus dem Tiefland links: unterschiedliche (geglättete) Luftdrucktrends über 2.000 m Seehöhe (fett) und unter 1.000 m (dünn) rechts: aus Luftdruck- (und Feuchte-)Reihen berechnete (fett) und direkt gemessene Temperaturen

Danksagung

Die Arbeit an den instrumentellen Klimazeitreihen der GAR wurde innerhalb der Klimaschwankungsgruppe der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) durchgeführt (I. AUER, R. BÖHM, W. SCHÖNER und wechselnde Projektmitarbeiter) und durch die folgenden Forschungsprojekte unterstützt:

- ALOCLIM (Austrian long-term climate) – ein vom österreichischen Forschungsministerium finanziertes kooperatives Projekt von fünf ostalpinen Ländern (GZ-308.938/3-IV/B3/96)
- ALPCLIM (Environmental and climate information from high-elevated Alpine sites) – EU-project ENV4-CT97-0639
- CLIVALP (Climate variability studies in the Alpine region) – Österr. FWF-project P15076
- ALP-IMP (Multi-centennial climate variability in the Alps based on instrumental data, model simulations and proxy data) – EU-project EVK2-2001-00241

<http://www.zamg.ac.at/ALP-IMP>

Literatur

- AUER, I. / BÖHM, R. / SCHÖNER, W. (2001a): Austrian long-term climate 1767-2000 – Multiple instrumental climate time series from Central Europe. (= Österr. Beitr. zu Meteorologie und Geophysik, 25). – 147 S. plus Data- and Metadata-CD.
- AUER, I. / BÖHM, R. / SCHÖNER, W. (2001b): Long Climatic Time Series from Austria. – In: JONES, P. D. et al. (eds.): History and Climate – Memories of the Future?. – New York. 125-152.
- BÖHM, R. et al. (1998): Long alpine barometric time series in different altitudes as a measure for 19th/20th century warming. Preprints of the 8th Conference on Mountain Meteorology in Flagstaff, Arizona. – Boston. 72-76.
- BÖHM, R. et al. (2001): Regional temperature variability in the European Alps 1760-1998 from homogenized instrumental time series. – In: International Journal of Climatology 21. – 1779-1801.