

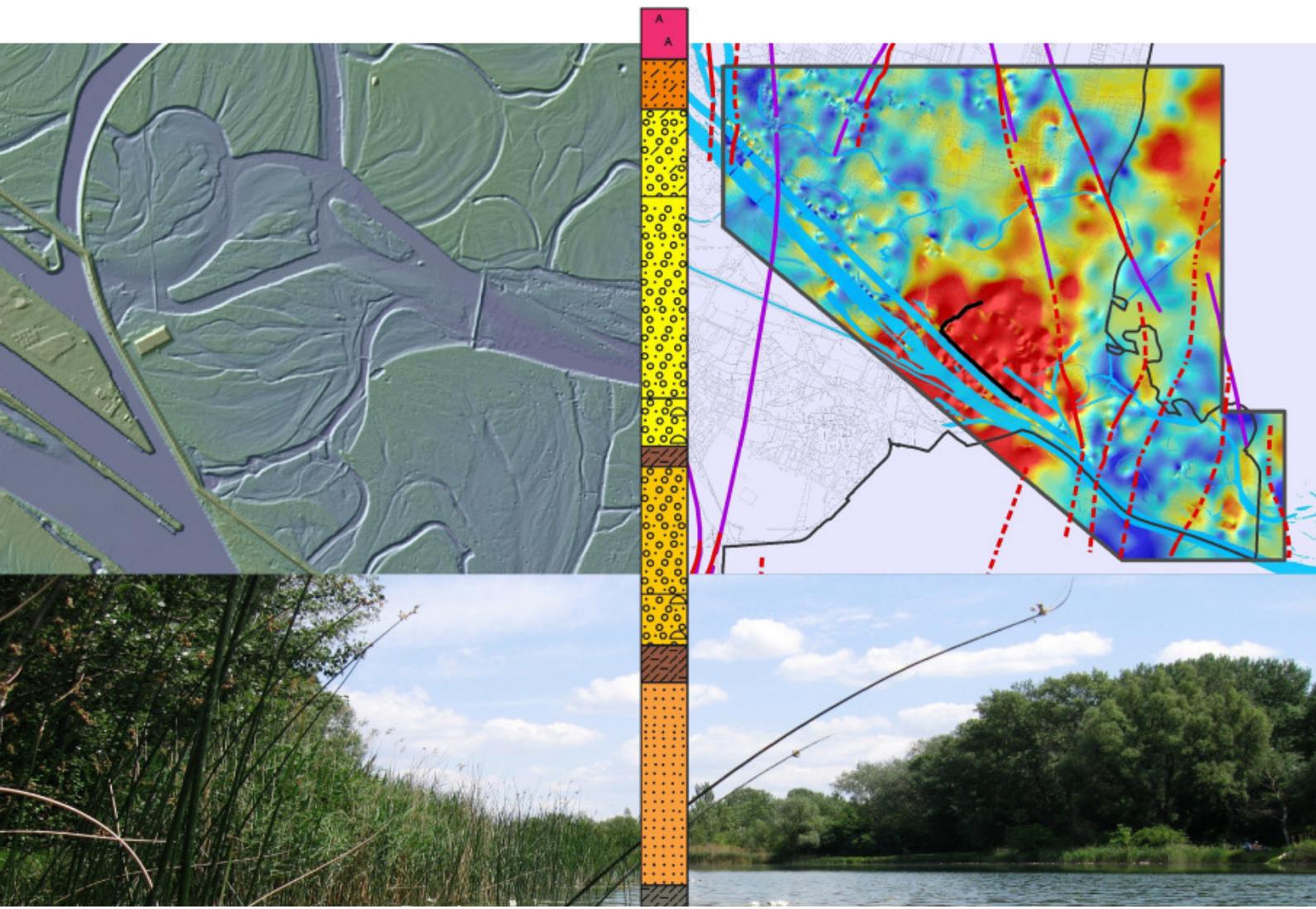


lebensministerium.at

Mitteilungsblatt

des Hydrographischen Dienstes
in Österreich

Nr. 88





Nachhaltig für Natur und Mensch / Sustainable for nature and mankind

Lebensqualität / Quality of life

Wir schaffen und sichern die Voraussetzungen für eine hohe Qualität des Lebens in Österreich. / *We create and we assure the requirements for a high quality of life in Austria.*

Lebensgrundlagen / Bases of life

Wir stehen für vorsorgende Erhaltung und verantwortungsvolle Nutzung der Lebensgrundlagen Boden, Wasser, Luft, Energie und biologische Vielfalt. / *We stand for a preventive conservation as well as responsible use of soil, water, air, energy and biodiversity.*

Lebensraum / Living environment

Wir setzen uns für eine umweltgerechte Entwicklung und den Schutz der Lebensräume in Stadt und Land ein. / *We support an environmentally friendly development and the protection of living environments in urban and rural areas.*

Lebensmittel / Food

Wir sorgen für die nachhaltige Produktion insbesondere sicherer und hochwertiger Lebensmittel und nachwachsender Rohstoffe. / *We ensure sustainable production in particular of safe and high-quality food and of renewable resources*

IMPRESSUM

**Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft
Abt. VII 3 Wasserhaushalt (Leitung: MR Dipl.-Ing. R. Godina)
A-1030 Wien, Marxergasse 2**

Redaktion: MR Dipl.-Hydr. Dr. Gabriele Müller
Fachbeirat: MR Dipl.-Ing. R. Godina, MR Dipl.-Ing. G. Fuchs, MR Dipl.-Ing. P. Lorenz, MR Dr. V. Weilguni
Technische Mitarbeit: ADir. Ing. J. Wurth, Dipl.-Ing. Stefan Standhartinger
Redaktionsanschrift: Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft
Abt. VII 3 Wasserhaushalt, A-1030 WIEN, Marxergasse 2
Tel: ++43 1 71100 6942 Fax: ++43 1 71100 6851
E-mail: Wasserhaushalt@bmlfuw.gv.at

Foto Titelblatt: MA 45 – Wiener Gewässer, Wilhelminenstraße 93, 1160 Wien

Für den Inhalt der Beiträge sind die VerfasserInnen allein verantwortlich.

Druck: Fa. AV+Astoria, Faradaygasse 6, 1030 Wien

Gedruckt auf umweltschonend hergestelltem Papier mit Pflanzenöl-Druckfarben.

©BMLFUW, Wien, 2013 - Alle Rechte vorbehalten

Vorwort

Wasser ist unsere wichtigste Lebensgrundlage. Wie viel Wasser sich zu welchem Zeitpunkt an welchem Ort befindet ist für viele Bereiche unseres Lebens von großem Interesse. Der Hydrographische Dienst in Österreich garantiert, dass geprüfte Daten eines umfangreichen Messnetzes der Wissenschaft und Planung zur Verfügung stehen und bietet auch das nötige ExpertInnenwissen, um mögliche Veränderungen in der Entwicklungen der Wasserbilanz frühzeitig zu erkennen und darzustellen.

Wie sich die Folgen des Klimawandels in den österreichischen Gewässern auswirken, welche Schlüsse aus vergangenen Hochwasserereignissen gezogen werden können, welche Wege das Wasser im Untergrund nimmt oder welche speziellen meteorologischen Bedingungen im Alpenraum herrschen, all das sind Schwerpunkte der 88. Ausgabe des Mitteilungsblattes der Hydrographie Österreichs.

Mit dem Mitteilungsblatt sollen die vielfältigen Themengebiete und aktuelle Entwicklungen rund um die Hydrographie der Fachwelt und der interessierten Öffentlichkeit zugänglich gemacht werden. Damit halten wir die Tradition aufrecht, über viele Zusammenhänge der Ressource Wasser zu berichten, die aus den gewonnenen Daten des Hydrographischen Dienstes abgeleitet werden können.

Abteilung VII/3 – Wasserhaushalt (HZB)

INHALTSÜBERSICHT

ORIGINALARBEITEN

Seite

Hydrogeologie der Wiener Lobau S. Grupe, P. Janac und Th. Payer	1
VERA – ein objektives Verfahren zur Analyse von meteorologischen Messwerten D. Mayer und R. Steinacker	9
Langzeitentwicklung der Wassertemperatur in österreichischen Fließgewässern St. Standhartinger und R. Godina	35
Die Hochwasserereignisse im Sommer 2012 in der Steiermark R. Schatzl, R. Verwüster, J. Quinz und St. Standhartinger	51

BERICHTE UND MITTEILUNGEN

Hochwasser 2002 – die Hydrographie erinnert sich St. Standhartinger und Th. Plank	67
eHYD – Der Zugang zu Daten der Wasserbilanz hat ein neues Gesicht R. Godina	72
Österreichweite ADCP-Vergleichsmessungen im September 2012 am Pegel Hart/Ziller R. Schatzl	75
Personalia der Hydrographischen Dienststellen	83
Kontakte zu den Hydrographischen Dienststellen in Österreich mit Internet-Adressen für aktuelle Wasserstandsinformationen	85

Hydrogeologie der Wiener Lobau

Sabine Grupe, Peter Janac, Thomas Payer

Stichworte: Hydrogeologie, 3D-Schichtmodell, Grundwasser, Donau, Lobau, Wien

Keywords: hydrogeology, 3D layer model, groundwater, Danube, Lobau, Vienna

1 Einleitung

Die Stadt Wien, MA 45 – Wiener Gewässer lässt für das gesamte Stadtgebiet ein digitales, hydrogeologisches 3D-Schichtmodell durch Auswertung direkter Aufschlüsse (Bohrungen) erstellen. Dies ist einzigartig für Österreich, und in Europa gibt es nur wenige Städte, die eine derartige Planungsgrundlage erstellen lassen.

Das Forschungsprojekt heißt „Angewandte Hydrogeologische Forschung – Stadtgebiet Wien“. Mit der Bearbeitung wurde die WGM – Wiener Gewässer Management Gesellschaft mbH betraut. Es werden alle Bohrprofile (derzeit etwa 56.000) aus dem Baugrunderkennungskataster der MA 29 – Brückenbau und Grundbau unter einheitlichen hydrogeologischen Standards analysiert, auf Plausibilität überprüft und mit einem sediment- und tektonogenetischen Verständnis für den geologischen Ablagerungsraum interpretiert.

Jährlich wird ein anderes Teilgebiet der Stadt untersucht. So entsteht ein digitales 3D-Modell der Untergrund- und Grundwassersituation des gesamten Wiener Stadtgebietes.

Dieses Schichtmodell dient einerseits dem Gesamtverständnis der Hydrogeologie von Wien und bietet andererseits den ExpertInnen der Stadt Wien wichtige, objektivierte und rasch verfügbare Grundlagen bei Entscheidungsfindungen.

2 Untergrund

2.1 Forschungsgebiet 2011: Die Lobau

Das Bearbeitungsgebiet 2011 liegt im Südosten von Wien und umfasst die linksufrige Donau-Talsole zwischen Alter Donau und östlicher Stadtgrenze und damit einen großen Teil des Auensystems der Lobau (Abb. 1 und 4).

Ziel war die Erstellung eines hydrogeologischen 3D-Modelles mit Fokus auf grundwasserstauende Schichten. Die Untersuchung erfolgte begleitend zu einem aktuellen Projekt der MA 45, welches der abnehmenden Wasserstandsdynamik in der Lobau entgegenwirken und hydrologische Maßnahmen im Spannungsfeld zwischen den Anforderungen an die Trinkwasserqualität in den Lobau-Brunnen der MA 31 – Wiener Wasser einerseits und einer Verbesserung und langfristigen Sicherung des Ökosystems im Nationalpark Donau-Auen andererseits ausloten soll.

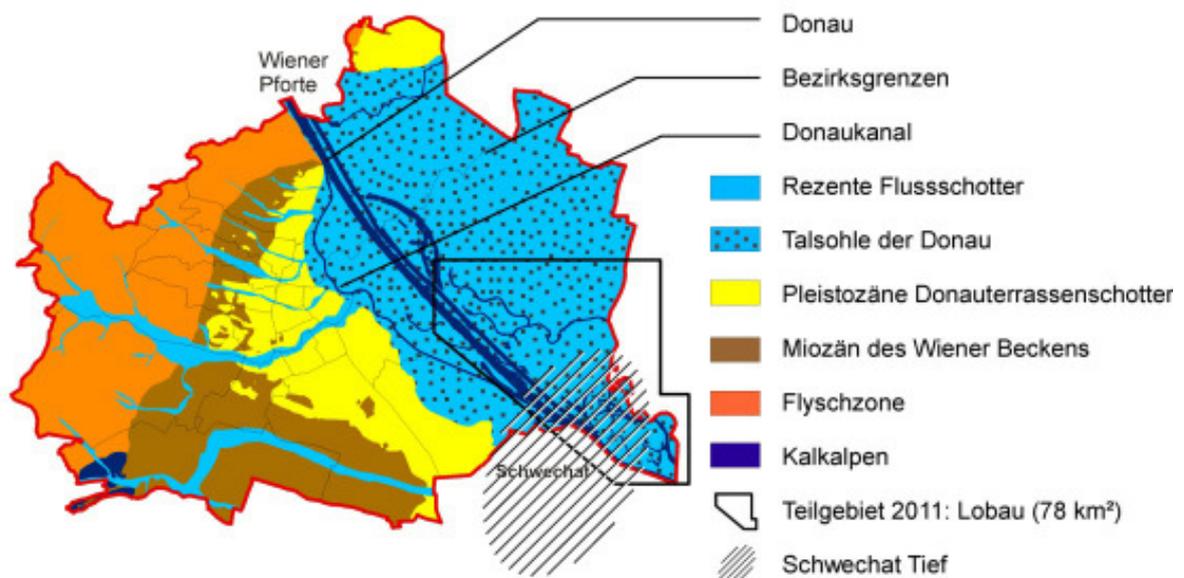


Abbildung 1: Lage des hydrogeologischen Bearbeitungsgebietes 2011, Lobau, innerhalb des Wiener Stadtgebietes; Geologie von Wien (modifiziert nach Geologische Bundesanstalt, 2003: Angewandte geologische Karte von Wien) und Lage des „Schwechat Tiefs“

2.2 Unter der Lobau liegt das „Schwechat Tief“

Der oberflächennahe Untergrund der Lobau liegt in der hydrogeologischen Zone „Talsohle der Donau“ (Abb. 1) und wird aus rezenten, d.h. nacheiszeitlichen Donausedimenten aufgebaut: Donauschotter, Aulehme und Ausande. In dieser Zone bilden die mächtigen, gut durchlässigen Donauschotter den obersten freien Grundwasserleiter. Er hat die größte wasserwirtschaftliche Bedeutung für Wien. In der Talsohle der Donau gibt es die meisten Grundwassernutzungen und in der Lobau befinden sich auch Trinkwasserbrunnen der MA 31.

Der tiefere Untergrund der Lobau besteht aus Wiener-Becken-Sedimenten des Miozäns: aus Tonen, Schluffen, Sanden und lokal Kiesen. Der Bereich „Zentraltanklager Lobau / Hafen Albern“ liegt über dem Nordteil einer großräumigen, tiefengeologischen Struktur, dem „Schwechat Tief“ (Abb. 1). Es handelt sich um ein im Miozän angelegtes tektonisches Senkungsgebiet, in dem die miozänen Lockergesteine des Wiener Beckens bis zu 5,5 km tief abgesenkt vorliegen.

2.3 Das „Schwechat Tief“ – ein Senkungsraum

Der im Miozän angelegte, tiefengeologische Senkungsraum „Schwechat Tief“ ist bis in rezente Zeit aktiv und führt deshalb im Bereich „Zentraltanklager Lobau / Hafen Albern“ zu gegenüber der Umgebung deutlich erhöhten Sedimentmächtigkeiten auch jüngerer Alters (Abb. 2):

Der graue, rezente Donauschotter liegt in der Lobau mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 9 m vor. Im Senkungsraum beträgt seine durchschnittliche Mächtigkeit hingegen ca. 13 m, maximal bis 20 m.

Zusätzlich ist dort ein unterlagernder, brauner, vorrezentere Donauschotter verbreitet und liegt mit einer Mächtigkeit von bis zu 18 m vor.

Während die Gesamtkiesmächtigkeit in der Lobau durchschnittlich 10 m beträgt, sind im Akkumulationsbereich „Zentraltanklager Lobau / Hafen Albern“ bis zu 33 m mächtige Kiese verbreitet.

Die Mächtigkeit der die Kiese unterlagernden, miozänen Mittel- bis Grobsande kann im Akkumulationsbereich ebenfalls bis auf 33 m ansteigen.

Diese Sande bilden einen relativen Grundwasserstauer für das Grundwasser in den überlagernden Kiesen, sind aber selbst ebenfalls grundwassererfüllt

**bis in rezente Zeit aktiver Senkungsraum
über der Tiefenstruktur „Schwechat Tief“**

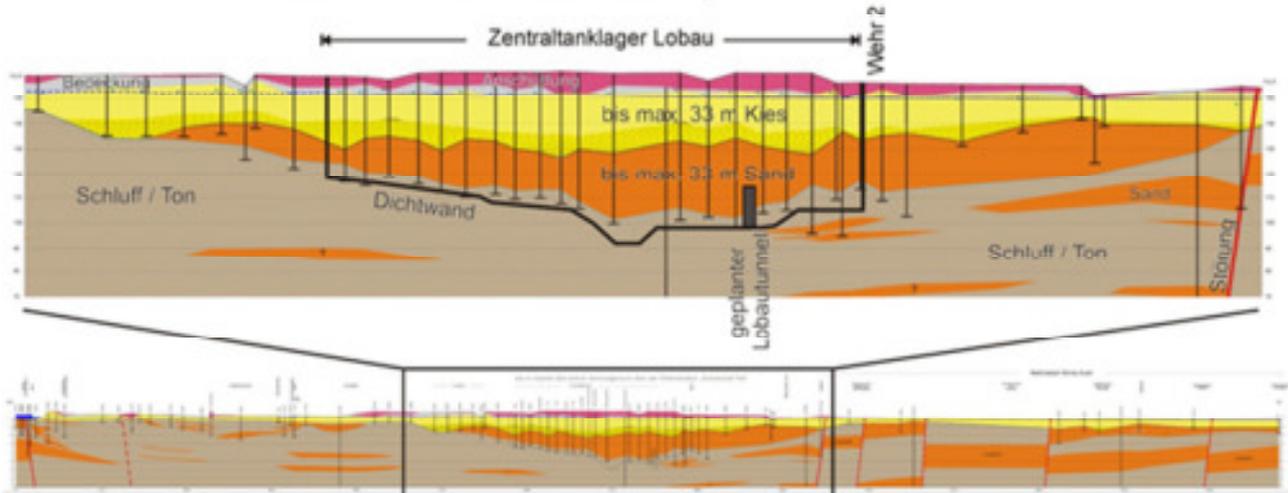


Abbildung 2: Schichtabfolge im Bereich Zentraltanklager Lobau; 10fach überhöht

Abbildung 2 zeigt einen 15 km langen, hydrogeologischen Längenschnitt zwischen Praterbrücke und östlicher Stadtgrenze, parallel zur Neuen Donau und zum Marchfeldschuttdamm (Verlauf in Abb. 4). Er ist zehnfach überhöht und zeigt den bis in rezente Zeit aktiven Senkungsraum, wo erhöhte Mächtigkeiten von Kies und Sand vorliegen. Gerade in diesem Bereich liegt die Kriegsalblast Zentraltanklager Lobau, deren L-förmige Umschließung (Abb. 3) deshalb bis in 65 m Tiefe ausgeführt werden musste. Hier soll außerdem die geplante S1 Wiener Außenring Schnellstraße als „Lobautunnel“ – 40 m breit und 15 m hoch – queren (Trassenverlauf in Abb. 4).

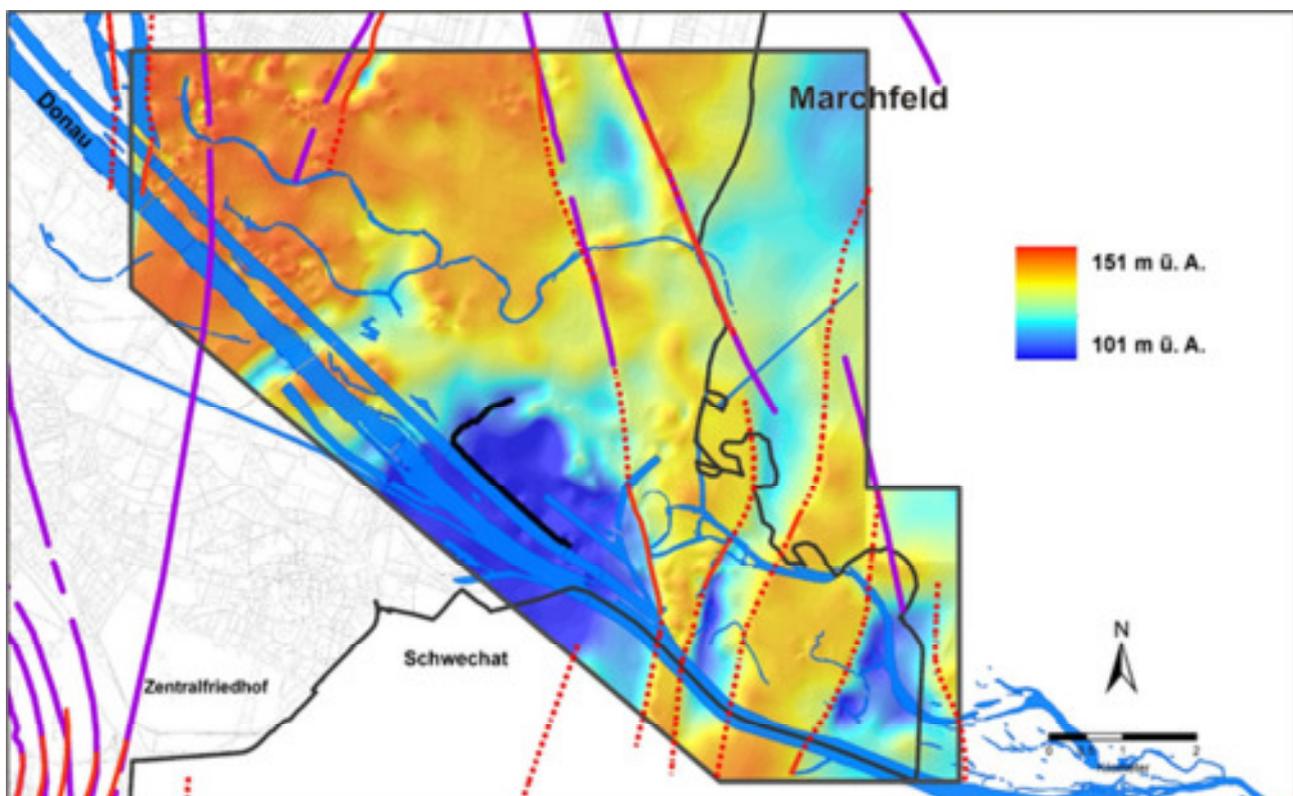


Abbildung 3: Schichtmodell des absoluten Grundwasserstauers (= Höhenlage Schluff/Ton – Oberkante; Linien: tektonische Störungslinien; L-förmige Linie: Dichtschlitzwand Altlast Zentraltanklager Lobau)

Der Senkungsraum über dem „Schwechat Tief“ bewirkt neben erhöhten Sedimentmächtigkeiten auch einen Gefällsknick der historischen Donau: Die Höhenlage der Donausohle im Wiener Becken ist an ihrem Eintritt

(Wiener Pforte) und Austritt (Thebener Pforte) fixiert. Aufgrund einer Untersuchung der noch nicht regulierten Donau von 1817 (HOHENSINNER, S. 2011, unveröffentlichte Studie) zeigen die historischen Originaldaten eine weitere signifikante Zäsur in Form eines Gefällsknicks im Bereich „Zentraltanklager Lobau / Hafen Albern“. Ab hier flussabwärts ist das Donaugefälle erniedrigt. Vermindertes Gefälle bedeutet für einen Fluss verringerte Fließgeschwindigkeit und folglich mehr Sedimentakkumulation. Die speziellen flussmorphologischen Rahmenbedingungen bei Albern begünstigten vor der Regulierung eine verstärkte Entwicklung von Flussverzweigungen und von größeren Flussbögen. Hierauf verweist der Groß-Enzersdorfer Arm (Abb. 4), der größte ehemalige Donau-Mäander im gesamten Wiener Becken.

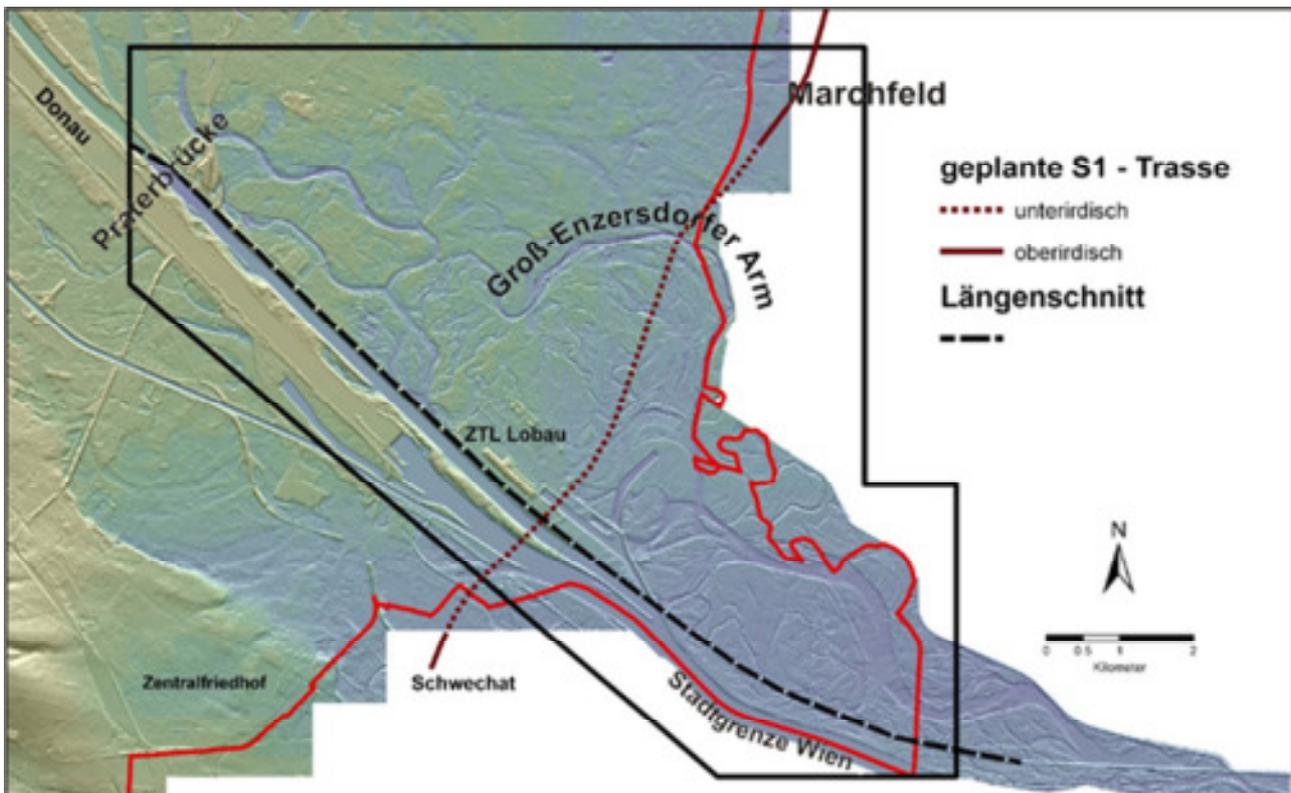


Abbildung 4: Digitales Oberflächenmodell (MA 41 – Stadtvermessung), Verlauf eines 15 km langen Längenschnitts zwischen Praterbrücke und östlicher Stadtgrenze, parallel Neuer Donau und Marchfeldschutzdamm, Lage des Groß-Enzersdorfer Arms und Verlauf der geplanten S1-Trasse, ober- und unterirdisch (ASFINAG, 2009)

3 GRUNDWASSER

Beim obersten freien Grundwasser in der Lobau handelt es sich um den donaanahen Grundwasserbegleitstrom, dessen Richtung und Gefälle sich generell an der Donau orientieren. Die Verhältnisse werden maßgeblich geprägt von den dort wirksamen Randbedingungen – also einerseits im Südwesten des Gebietes von den Wasserständen in der Donau bzw. der Neuen Donau (welche als paralleles Gerinne am linken Ufer zwischen Donau und Hinterland für einen verbesserten Hochwasserschutz sorgt) und andererseits im Nordosten von den Grundwasserständen im Marchfeld.

3.1 Einfluss von Donau, Neuer Donau und Marchfeld

Die Regulierung der Donau sowie der Ausbau der Donaukraftwerke stromauf von Wien führten zu einem verminderten Geschiebetransport, wodurch sich die Donausohle im Wiener Bereich eintiefte und es damit auch zu unerwünscht tiefen Wasserständen in der Neuen Donau und im angrenzenden Grundwasser kam. Erst die Errichtung des Donaukraftwerkes Freudenau ermöglichte durch einen entsprechend verstärkten

Grundwasserzutritt vom Stauraum des Kraftwerkes in die Neue Donau, dass deren Wasserstand nunmehr – normalerweise nach einer vorgegebenen Musterganglinie mit der gewünschten mittleren Höhe und mit einer Jahresamplitude von knapp einem Meter – eingestellt werden kann. Die Neue Donau ist dann nicht direkt an die aktuelle Wasserführung der Donau gekoppelt und die Auswirkungen auf das Grundwasser erfolgen dadurch nur durch die Änderungen gemäß der jahreszeitlichen Vorgabe der Musterganglinie. Dies verhindert ein übermäßiges Absinken bei Niederwasser der Donau und nur in den kurzen Phasen, in denen die Neue Donau als Hochwasserabflussgerinne fungiert, kommt es zu deutlich verstärkten und hoch dynamischen Impulsen auf den Grundwasserstand. Die Auswirkungen dieser Hochwasserdurchgänge bleiben aber meist auf den Nahbereich der Neuen Donau beschränkt. Stromab der Neuen Donau, dort wo die Donau selbst das Gebiet begrenzt, wird das angrenzende Grundwasser hingegen immer von der Wasserführung im Strom direkt beeinflusst.

Das Marchfeld als großes zusammenhängendes Grundwassergebiet wirkt auf die Lobau eher durch länger anhaltende Trends, welche sich aus der hydrologischen Situation auf Grund der Bilanz von Grundwasserneubildung und von z.T. beträchtlichen Grundwasserentnahmen ergeben.

3.2 Dynamik der Au

Die Lobau umfasst ein Gebiet, das landschaftlich und hydrologisch stark von einem Auensystem gestaltet wird. Dabei handelt es sich um ehemalige Flussarme der unregulierten Donau, die nach der Fertigstellung des Donauhochwasserschutzes („Wiener Durchstich“) Ende des 19. Jahrhunderts alle vom Hauptstrom abgetrennt und im Verlauf der Zeit verfüllt wurden oder als Altarme bestehen blieben. Als einzige direkte Verbindung zum Strom verblieb nur der Schönauer Schlitz am unteren Ende der Lobau. Durch diesen kann bis heute Donauwasser bei höherer Wasserführung von unten her in die Altarme eindringen und bei Hochwasser auch zu großflächigen Überflutungen der Unteren Lobau führen. Dadurch wirkt die Dynamik der Donau direkt auch im Inneren der Lobau.

Auf andere Einflüsse können die Altarme hingegen dämpfend wirken. So beschränken sie etwa auf Grund ihrer guten Anbindung ans Grundwasser und wegen ihrer hohen Abflusskapazität übermäßige Anstiege des Grundwassers, die vom Hinterland (Marchfeld) verursacht werden könnten.

3.3 Wasserwirtschaftliche Eingriffe

Neben den starken Grundwasserentnahmen im Marchfeld werden auch in der Lobau wasserwirtschaftliche Maßnahmen gesetzt, die sich auf den Grundwasserhaushalt dieses Gebiets direkt auswirken. So sind hier – wegen der Ergiebigkeit des Grundwasserleiters und wegen der geschützten Lage – Brunnen zur Sicherung der Trinkwasserversorgung Wiens situiert. Auch wurde bereits früh erkannt, dass von der Sohleintiefung der Donau und der starken Nutzung des Grundwassers im Marchfeld und dem daraus resultierenden Absinken der Grundwasserstände eine Gefährdung für den autotypischen Charakter der Lobau ausgeht. Als Kompensationsmaßnahme wird deshalb am oberen Ende der Lobau während der Vegetationsperiode direkt Wasser aus der Alten und Neuen Donau in das Altarmsystem eingeleitet („Dotation Lobau“), natürlich nur solange keine qualitativen oder quantitativen Gründe dagegen sprechen.

3.4 Grundwassercharakteristik

Insgesamt ergeben sich also im oberen Bereich der Lobau Grundwasserstände, die durch die jährlich wiederkehrende Musterganglinie in der Neuen Donau, die Dränagewirkung des Altarmsystems und die

„Dotation Lobau“ gegenüber den Verhältnissen in der Donau und im Marchfeld entsprechend gedämpft werden. Sie weisen oft nur Jahresgänge unter einem Meter auf und auch langjährige Trends, die im Hinterland beobachtet werden können, finden sich hier kaum. Die Grundwasserstände in den weiter stromab liegenden Bereichen hingegen werden zunehmend von der Wasserführung der Donau beeinflusst. Dies kann dann zu Jahresamplituden von mehreren Metern führen.

Die Mächtigkeit des Grundwassers in diesem Gebiet variiert ebenfalls sehr stark und reicht von wenigen bis über 50 Meter (unter Einbeziehung der Sandschicht zwischen dem relativen und absoluten Stauer im Bereich des „Schwechat Tief“). Die Flurabstände betragen höchstens wenige Meter, wie es in einem Auengebiet typisch ist.

Beispielhaft werden im Folgenden der Grundwasserspiegel (Abb. 5) und die Grundwassermächtigkeit vom 20.8.2009 (Abb. 6) in Form einer Simultanaufnahme dargestellt. Zu diesem Zeitpunkt herrschten im Hinterland sehr hohe Grundwasserverhältnisse, die Wasserführung in der Donau lag unter dem Mittelwasser.

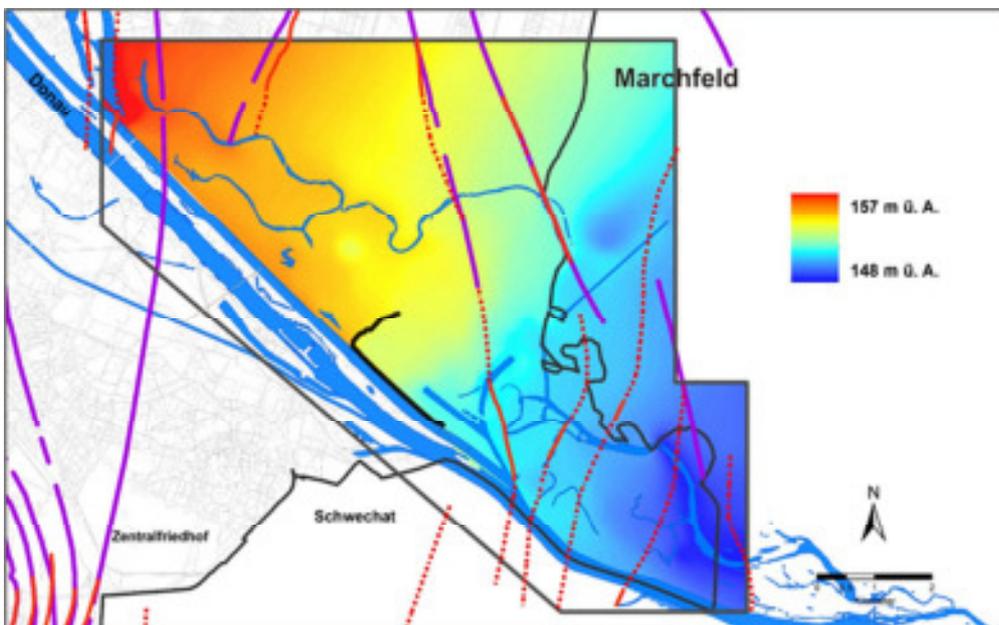


Abbildung 5: Grundwasserstand in der Lobau am 20.8.2009 (Bearbeitung einer Simultanmessung durch Gruppe Wasser)

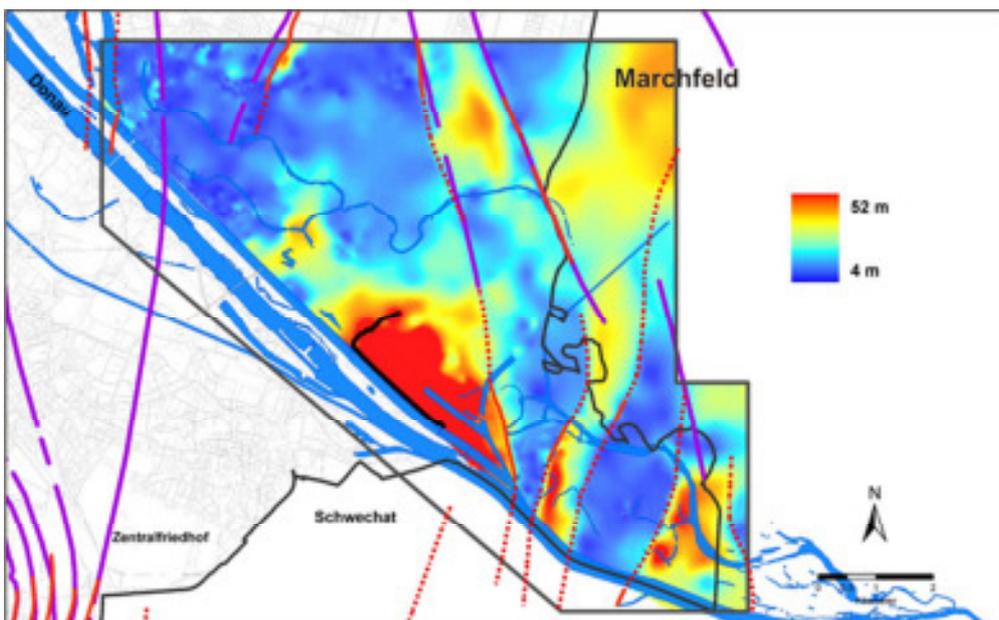


Abbildung 6: Grundwassermächtigkeiten in der Lobau bezogen auf Grundwasserstände vom 20.8.2009 (Bearbeitung einer Simultanmessung durch Gruppe Wasser)

4 Ergebnis und Ausblick

Das Untersuchungsgebiet 2011 des Forschungsprojektes „Angewandte Hydrogeologische Forschung – Stadtgebiet Wien“ (WGM i.A. der MA 45) umfasst das Auensystem des Wiener Teils der Lobau.

Dieses Gebiet beinhaltet den Nordteil einer großräumigen, tiefengeologischen Struktur („Schwechat Tief“), die sich bis in rezente Zeit oberflächennah auswirkt: Sie führt zu einem Senkungsraum im Bereich „Zentral-tanklager Lobau / Hafen Albern“, der sich – gegenüber der Umgebung – durch eine Absenkung des Grundwasserstauers bzw. eine deutlich erhöhte Aquifermächtigkeit aus Kiesen und Sanden auszeichnet.

Die WGM erstellte ein hydrogeologisches 3D-Modell mit Fokus auf relativen (Oberkante Sand) und absoluten Grundwasserstauer (Oberkante Schluff/Ton). Es soll als Grundlage für ein Grund- und Oberflächenwassermodell dienen mit dem Ziel, wasserwirtschaftliche Maßnahmen bei den komplexen Grundwasserverhältnissen in der Lobau zu optimieren.

Anschrift der VerfasserInnen:

Mag.^a Dr.ⁱⁿ Sabine Grupe,
Mag. Thomas Payer
Technisches Büro für Geologie
Wiener Gewässer Management GmbH
Wilhelminenstraße 93
1160 Wien
sabine.grupe@wgm.wien.at
thomas.payer@wgm.wien.at

Dipl.-Ing. Peter Janac
Gruppe Wasserwirtschaft und Hydrologie
Magistrat der Stadt Wien
MA 45 - Wiener Gewässer
Wilhelminenstraße 93
1160 Wien
peter.janac@wien.gv.at

<http://www.wgm.wien.at/Hydrogeologische-Forschung.17.0.html>

<http://www.wien.gv.at/umwelt/wasserbau/hydrologie/>

VERA – Ein objektives Verfahren zur Analyse von meteorologischen Messwerten

VERA – an objective method to analyse meteorological observations

Dieter Mayer, Reinhold Steinacker

Stichworte: VERA, Fingerprint-Technik, Downscaling, objektive Analyse, Niederschlagsanalyse, Vertikalprofile

Keywords: VERA, fingerprint-technique, downscaling, objective analysis, precipitation analysis, vertical profiles

Zusammenfassung

VERA (Vienna Enhanced Resolution Analysis) ist ein objektives und modellunabhängiges Verfahren, um qualitätskontrollierte meteorologische Bodenbeobachtungen von unregelmäßig verteilten Stationen auf ein regelmäßiges Gitter zu analysieren. Abgesehen von der eigentlichen Interpolation nach einer „Thin-Plate Spline“ Methode (Minimierung der räumlichen Krümmungen) zeichnet sich VERA durch die sogenannte Fingerprint-Technik aus, bei welcher a priori definierte und hochaufgelöste Muster der Analyse aufgeprägt werden, wenn diese in den Beobachtungen erkannt werden. Als solche Muster kommen sowohl durch Fernerkundung gewonnene Felder wie Niederschlagsradar-daten, idealisierte durch den Einfluss der Topographie induzierte Druck- oder Temperaturabweichungen als auch mathematische Funktionen wie Basispolynome in Frage, welche für die Bestimmung echter vertikaler Niederschlagsprofile herangezogen werden können. VERA-Analysen werden am Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Wien auf einer stündlichen Basis für die Parameter Temperatur, Luftdruck, Wind und Niederschlag für mehrere Domänen durchgeführt. Die Analysen bilden die Ausgangsbasis für weitere abgeleitete Größen wie potentielle Schneefallgrenze, gefühlte Temperatur oder Feuchteflussdivergenz sowie für klimatologische Auswertungen wie tägliche, monatliche, jahreszeitliche oder jährliche Niederschlagssummen bzw. Minima, Maxima und Mittelwerte für Temperatur, Wind und Luftdruck.

Summary

VERA (Vienna Enhanced Resolution Analysis) is an objective method to analyse quality controlled meteorological observations from irregularly distributed station positions to a regular grid. Apart from the thin plate spline interpolation scheme which minimizes spatial or temporal curvatures, the so called Fingerprint-technique is an essential component of VERA. Fingerprint fields are preliminarily defined, detailed patterns for idealized situations which are added to the analysis if these patterns are recognized by the observed values. Fingerprint fields may consist of additional data gathered by remote sensing instruments, such as radar or satellite data, or they may represent pressure or temperature perturbations which are induced orographically under special thermal or dynamical conditions. Additionally, mathematical functions such as basis polynomials can be employed as Fingerprints. It is shown, how these basis polynomials are used to determine pure vertical profiles for precipitation events. VERA analyses are carried out on an hourly basis at the Department of Meteorology and Geophysics at the university of Vienna for the parameters temperature, pressure, wind and precipitation for several domains. Starting from these primary parameters, further derived

fields such as potential snow line, apparent temperature or moisture flux divergence are calculated. Furthermore, statistical operations such as the computation of sums, as well as maximal, minimal or mean values are applied to precipitation, temperature and pressure analyses in order to obtain daily, monthly, seasonal or yearly climatological evaluations.

1 Einleitung

1.1 Problemstellung

Meteorologische Bodenbeobachtungen werden an unregelmäßig verteilten Stationen erhoben, für alle Anwendungen werden Parameter wie Temperatur, Luftdruck oder Niederschlag jedoch als Felder bzw. Daten an regelmäßig verteilten Gitterpunkten benötigt, siehe dazu Abb. 1. Allein für diesen Zweck existiert eine Fülle von Interpolationsverfahren unterschiedlicher Komplexität, angefangen von *nearest neighbor* über *inverse distance interpolation* (Cressman 1959) bis hin zur Interpolation durch Anpassung von lokalen Polynomen unterschiedlicher Ordnung (Panofsky 1949). Weit verbreitete fortschrittlichere Methoden wie *Kriging* oder *Optimum Interpolation* (Gandin 1965) setzen für die Gitterpunktwerte Linearkombinationen der benachbarten Stationswerte an, deren Gewichte im ersten Fall aus statistischen Informationen der Beobachtungswerte (Variogramme), im zweiten Fall durch Minimierung einer Analysefehlervarianz unter Verwendung von Hintergrundfeldern (klimatologische Felder, numerische Vorhersagen) gebildet werden. Ein anderer Typ von objektiven Analyseverfahren, nämlich das *Successive Correction* Verfahren (Barnes 1964), setzt die Existenz von sogenannten First Guess Fields voraus, die durch wiederholte Anpassungen an die Beobachtungsdaten herangeführt werden.

Die erwähnten Verfahren werden entweder den Herausforderungen meteorologischer Felder im komplexen Gelände nicht gerecht oder benötigen wie die beiden letzteren Zusatzinformationen, auf welche man aufgrund der in Abschnitt (4) erwähnten Anwendungsgebiete gerne verzichten würde.

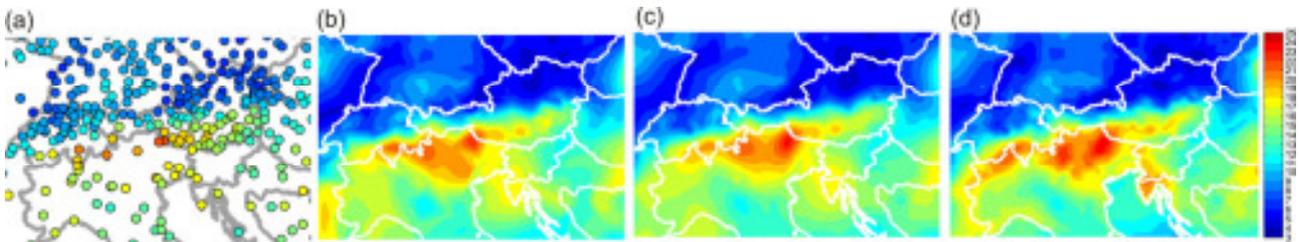


Abb. 1: Darstellung des Problems einer Analyse von Beobachtungswerten (a) anhand des Beispiels der potentiellen Temperatur θ vom 16.04.2012 14:00 UTC auf ein regelmäßiges Gitter mit Hilfe einer einfachen kubischen Delaunay Triangulation (b), einer Spline-Interpolation ohne (c) und mit (d) Zusatzinformationen. Die Analyse (d) wurde mit Hilfe von VERA erstellt und berücksichtigt die Land-Meer Verteilung bzw. größere Wasserflächen sowie die Topographie.

Trotz einer stetigen Zunahme der Stationsdichte beträgt der mittlere Stationsabstand noch immer ein Vielfaches der Skala der aufzulösenden Phänomene, sodass ein Downscaling erforderlich ist, vor allem dann, wenn die meteorologischen Parameter durch sehr feinskalige orographische Effekte wie Stau, Inversionen oder lokale Hitzetiefs bzw. Kältehochs beeinflusst werden. Eine Reihe von Verfahren wie das Konzept von empirischen Orthogonalfunktionen oder die Modifikation von Kovarianzmatrizen von *Background Errors* zur Berücksichtigung der topographisch bedingten Anisotropie setzen statistisches Vorwissen voraus.

1.2 Lösungsansatz mit VERA

Die genannten Anforderungen der kurz erwähnten Verfahren grenzen den Anwendungsbereich von Analysen (z.B. Modellverifikation) stark ein, sodass am Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Wien seit 1995 das Analyseverfahren VERA (Vienna Enhanced Resolution Analysis) entwickelt wird. VERA ist modellunabhängig, bedarf keines First Guess Feldes und kommt ohne statistische Vorinformationen und Hintergrundfelder aus. Die Analyse umfasst sowohl Interpolation (mittels „thin-plate-splines“ Konzept durch Minimierung von räumlichen Gradienten und Krümmungen) als auch Downscaling durch Vorgabe von Zusatzinformationen bzw. physikalisch motiviertem Vorwissen, welches bei Vorliegen eines entsprechenden Signals in den Daten erkannt und der Analyse aufgeprägt wird.

Mathematisch erfolgt die Analyse durch Bildung und Minimierung einer Kosten- bzw. Penaltyfunktion, welche aus den quadrierten und über die gesamte Domäne summierten Krümmungen und/oder Gradienten des sogenannten unerklärten bzw. synoptisch-skaligen Anteils besteht. Die im Zuge der Minimierung der Kosten- bzw. Penaltyfunktion zu bildenden Ableitungen nach den gesuchten Gitterpunktweiten und Gewichten des angebotenen Zusatzwissens führen zu einem linearen Gleichungssystem, dessen Lösungen durch Invertierung einer Gleichungsmatrix berechnet werden. Dieses Konzept ist zwar grundsätzlich für beliebig dimensionale Probleme (x , y , z und t) anwendbar, aufgrund der begrenzten Datenlage ist dies in der Praxis in der vertikalen oder zeitlichen Dimension nur eingeschränkt möglich, sodass in der operationellen Praxis der Einsatz auf die x - y -Bodenoberfläche begrenzt bleibt.

2 Methode

2.1 Mathematische Formulierung

Für die Analyse von meteorologischen Parametern Ψ (das Symbol Ψ steht stellvertretend für Temperatur, Luftdruck, Niederschlag, ...) geht man davon aus, dass sowohl die Stationswerte Ψ_S als auch die Analysewerte an den Gitterpunkten Ψ_A in einen (durch Zusatzwissen) erklärbaren Anteil Ψ_E und in eine unerklärte Komponente Ψ_U (großskalig, Residuum) aufgespalten werden können:

$$\Psi_A = \Psi_U + \Psi_E = \Psi_U + \sum_{n=1}^N c_n \Psi_{FP,n}$$

Bei Ψ_{FP} handelt es sich um die als Fingerprintfelder bezeichneten N Zusatzinformationen, die mit den Gewichtungsfaktoren c_n zur Analyse beitragen. Eine einfache Umstellung, nämlich die Auflösung nach dem unerklärten Anteil führt zu:

$$\Psi_U = \Psi_A - \sum_{n=1}^N c_n \Psi_{FP,n}$$

Welche Informationen liegen an dieser Stelle vor?

- Die Fingerprintfelder $\Psi_{FP,n}$ sind vorgegeben und können sehr feinskalige Strukturen aufweisen.
- Bezüglich des unerklärten Anteils Ψ_U wird die Annahme einer glatten Struktur bzw. einer Struktur mit geringen lokalen Gradienten getroffen.
- Gänzlich unbekannt sind zu Beginn Analysefeld Ψ_A und Fingerprintfeldgewichte c_n .

Die Annahme bezüglich des unerklärten Anteils Ψ_U , nämlich einer möglichst glatten bzw. gradientschwachen Struktur, lässt sich durch folgende Penaltyfunktion J_P ausdrücken:

$$J_P = \alpha \left(\int \frac{\partial \Psi_U}{\partial x} dx \right)^2 + \beta \left(\int \frac{\partial^2 \Psi_U}{\partial x^2} dx \right)^2$$

Dabei sind α und β Gewichtungsfaktoren, um den Einfluss der Minimierung der Steigungen und Krümmungen zu steuern. Sowohl Ableitungen als auch Integrale müssen durch endliche Differenzen bzw. Summen approximiert werden:

$$J_P \approx \alpha \sum_i (\Psi_{U,i+1} - \Psi_{U,i})^2 + \beta \sum_i (\Psi_{U,i+1} - 2\Psi_{U,i} + \Psi_{U,i-1})^2$$

Die Differenzen Δx wurden dabei auf 1 normiert und formal weggelassen. Neben der Penaltyfunktion J_P wird auch eine Kostenfunktion J_K definiert, diese bestraft Abweichungen zwischen den unerklärten Anteilen der Stationswerte $\Psi_{s,U}$ und den linear auf die Stationspositionen interpolierten Werten $\hat{\Psi}_{s,U}$:

$$J_K = \gamma \sum_{s=1}^S (\Psi_{s,U} - \hat{\Psi}_{s,U})^2 = \gamma \sum_{s=1}^S [\Psi_{s,U} - (\delta_{s,i(s)} \Psi_{U,i(s)+1} + \delta_{s,i(s)+1} \Psi_{U,i(s)})]^2$$

Bei γ handelt es sich um die Gewichtung der Kostenfunktion, S ist die Anzahl der Stationen, bei $\delta_{s,i(s)}$ bzw. $\delta_{s,i(s)+1}$ handelt es sich um den normierten Abstand zwischen der Station und dem linken bzw. dem rechten Gitterpunkt mit $\delta_{s,i(s)} + \delta_{s,i(s)+1} = 1$. Auch Stationswerte werden in unerklärte und erklärte Anteile aufgespalten und dafür die Fingerprintfelder an den Stationspositionen abgegriffen.

Die gesamte zu minimierende Funktion J setzt sich aus den beiden Teilfunktionen J_P und J_K zusammen:

$$J = J_P + J_K \Rightarrow \text{Min}$$

Die Minimierung von J erfordert die Ableitung nach allen unbekanntem Gitterpunktwerten $\Psi_{A,i}$ und Gewichtungsfaktoren c_n und deren Nullsetzung:

$$\forall i = 1, \dots, I: \frac{\partial J}{\partial \Psi_{A,i}} = 0, \quad \forall n = 1, \dots, N: \frac{\partial J}{\partial c_n} = 0$$

Jede dieser Gleichungen ist linear in den unbekanntem Variablen. In ihrer Gesamtheit bilden sie ein lineares Gleichungssystem mit einer Koeffizientenmatrix \mathbf{M} und einer rechten Seite b :

$$\mathbf{M} \bullet (\Psi_{A,1}, \dots, \Psi_{A,I}, c_1, \dots, c_N)^T = b$$

Das Symbol T in der vorangegangenen Gleichung steht für die Transponierung des innerhalb der runden Klammern stehenden Vektors. Die Koeffizientenmatrix \mathbf{M} setzt sich aus Anteilen der Penaltyfunktion, genannt LaMa (Large-Matrix) und aus denen der Kostenfunktion, genannt StaMa (Stations-Matrix) zusammen. Erstere ist bildlich gesprochen für die globalen Aspekte des zu analysierenden Feldes zuständig (siehe Abb. 2), zweitere verknüpft die Stationen mit den direkt benachbarten Gitterpunkten.

Auch wenn hier aus Gründen der Einfachheit lediglich eine Dimension betrachtet wurde und damit die wesentlichsten Aspekte abgedeckt werden, erweitert sich die Penalty- bzw. Kostenfunktion ab zwei Dimensionen um gemischte zweite Ableitungen.

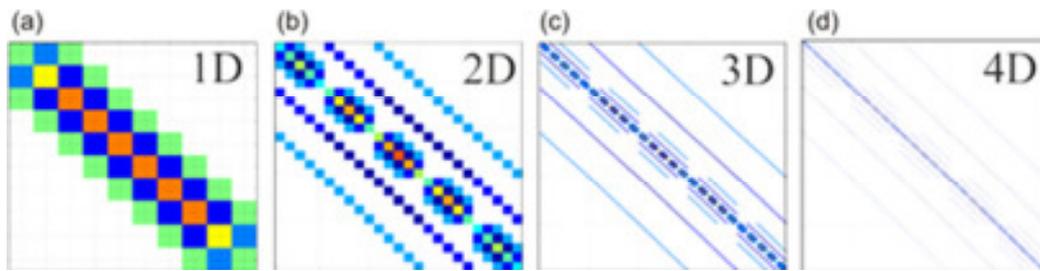


Abb. 2: Bei den Koeffizientenmatrizen M handelt es sich um schwach besetzte Arrays, was programmtechnisch durch den Begriff der Sparse-Matrix ausgedrückt wird. Mit zunehmender Anzahl von betrachteten Dimensionen sinkt der Anteil der von null verschiedenen Einträge (in a-c durch Farben dargestellt) in der Large-Matrix LaMa.

Abb. 3 zeigt anhand eines konkreten Falls die Aufspaltung der Analyse der potentiellen Temperatur in den unerklärten und erklärten Anteil. Die weitere Aufspaltung des erklärten Anteils in die einzelnen Fingerprintfelder und deren Gewichte wird im Abschnitt (2.2.4) nach erfolgter Präsentation der entsprechenden Fingerprints vorgestellt.

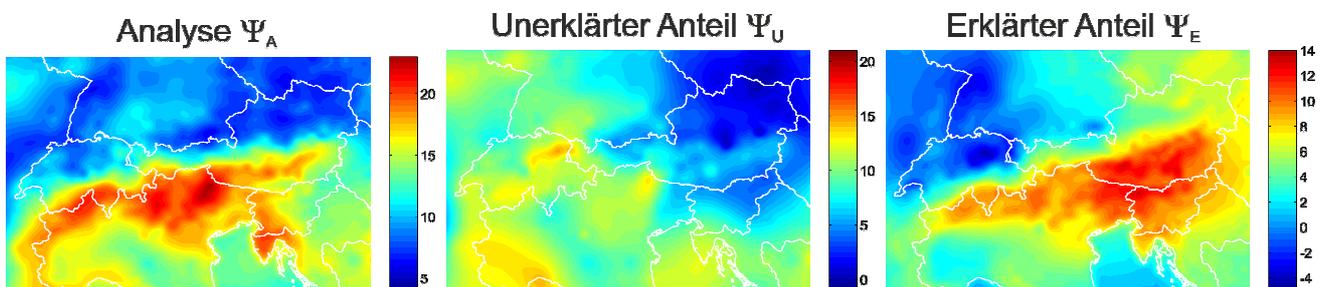


Abb. 3: Analyse der potentiellen Temperatur Θ für den 16.04.2012 14:00 UTC (links). Das mittlere Teilbild zeigt den unerklärten Anteil an, welcher weder an die Land-Meer-Verteilung noch an die Topographie gebundene Elemente aufweist. Diese sind dafür im rechten Teilbild enthalten, was ein Indiz für das Vorliegen von in den Fingerprintfeldern enthaltenen Informationen in den Stationsdaten ist.

2.2 Zusatzinformationen

2.2.1 Überblick

Zusatzinformationen, die als Fingerprintfelder in Frage kommen, lassen sich im Wesentlichen in drei Typen unterteilen:

- Felder, die aus der Wechselwirkung von Topographie und meteorologischen Einflüssen unter idealisierten Bedingungen, wie ungehinderter Ein- bzw. Ausstrahlung oder geradliniger Überströmung des Gebirges, hervorgehen. Hierfür werden digitale Geländemodelle mit einer horizontalen Auflösung von $\Delta x = \Delta y < 1$ km herangezogen. Zusätzlich zur Topographie basieren einige Fingerprintfelder auch auf Bodenbedeckungsmasken.
- Aus Fernerkundungsdaten wie Radardaten oder Satellitenbildern gewonnene Informationen bezüglich Niederschlag, Bewölkung, Strahlungstemperatur oder Schneebedeckung.
- Mathematische Basisfunktionen, welche durch unterschiedliche Gewichtungen zu einem flexiblen übergeordneten Fingerprint entsprechend der Datenlage zusammengesetzt werden. Diese Kategorie besitzt gegenwärtig ein sehr begrenztes, aber interessantes Einsatzgebiet in der Berechnung von vertikalen Niederschlagsprofilen.

Bei der Vorgabe von Fingerprintinformationen ist lediglich die Struktur bzw. das Muster entscheidend. Die Amplitude ist beliebig und wird durch Anpassung der Fingerprintgewichte c_n berücksichtigt. Eine Halbierung

der Amplitude des Fingerprints hätte bei sonst gleichen Bedingungen eine Verdoppelung des erkannten Gewichts zur Folge. Dieses Konzept lässt sich, wie im Abschnitt (4) ausgeführt, zur Modellverifikation nutzen.

2.2.2 Thermischer Fingerprint für Temperatur und Luftdruck

Der thermische Fingerprint (Steinacker 2006) berücksichtigt im engsten Sinn den Einfluss der Topographie bzw. im erweiterten Sinne auch jenen der Bodenbedeckung auf den fühlbaren Wärmefluss H_S und in weiterer Folge auf dadurch bedingte Temperaturänderungen ΔT . Damit sollen beim Downscaling die meteorologischen Phänomene Kältehoch bzw. Hitzetief sowie die thermische Trägheit von großen Gewässern, also winterliche Wärme- und sommerliche Kälteinseln, Berücksichtigung finden.

Der Durch die Nettostrahlungsflussdichte F bedingte fühlbare Wärmestrom H_S bedingt nach der Zeit Δt folgende Temperaturänderung ΔT :

$$\Delta T = \frac{H_S A \Delta t}{c_p m} = \frac{H_S \Delta t}{c_p} \cdot \frac{A}{\rho V}$$

In der vorangegangenen Gleichung sind mit A die der Strahlung ausgesetzte Fläche und mit c_p , ρ und V die spezifische Wärmekapazität, die Dichte und das Volumen der Luft oberhalb der Topographie bezeichnet. Wesentlich für die Temperaturänderung ist das Verhältnis von bestrahlter Fläche zum Luftvolumen bzw. der Luftdichte. Verglichen mit dem Flachland (Abb. 4, links), hier treten sowohl maximales Luftvolumen als auch –dichte auf, steht dem Wärmefluss auf Hochebenen ein geringeres Luftvolumen (Abb. 4, rechts), im Gebirge auch ein reduziertes Luftvolumen (Abb. 4, Mitte) gegenüber.

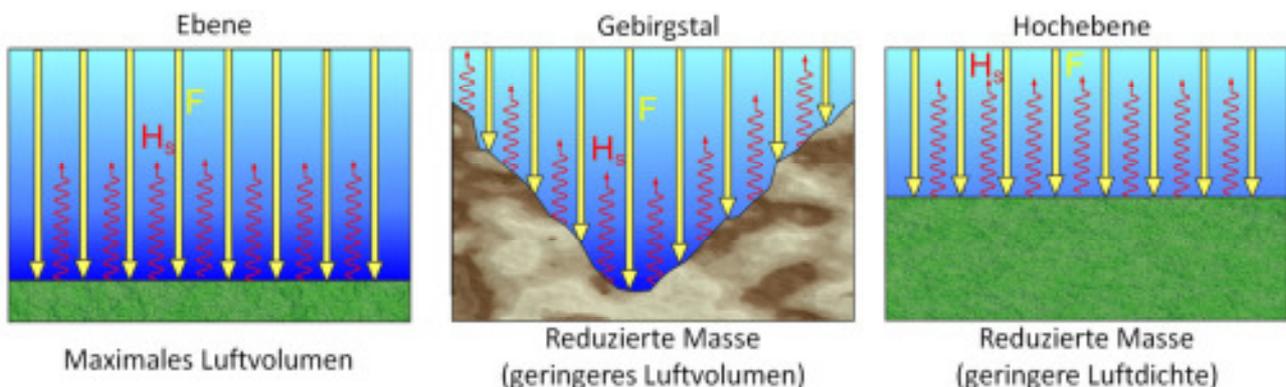


Abb. 4: Konzept des thermischen Fingerprints, also der differentiellen Temperaturänderungen durch unterschiedliche Massen der dem Wärmefluss ausgesetzten Luft für Verhältnisse tagsüber. Je geringer die beheizte Luftmasse ist, desto stärker fällt die Temperaturerhöhung aus. Dieser Effekt kommt vor allem in Regionen mit tief eingeschnittenen Tälern (Mitte) zur Geltung, in einem geringeren Ausmaß auch auf Hochebenen (rechts).

Für jeden Gitterpunkt eines dreidimensionalen Volumens wird gemäß obiger Formel eine Temperaturabweichung berechnet, bodennahe Überadiabasen werden durch vertikale Durchmischung abgebaut. In Abb. 5a kann der Effekt des reduzierten Talvolumens anhand der Temperaturerhöhung in den Zentralalpentälern betrachtet werden. Im Vergleich zum Flachland kommt es nach 6-stündiger Einstrahlung zu einer um 4°C stärkeren Temperaturerhöhung. Durch Anwendung der hydrostatischen Beziehung (Zusammenhang zwischen vertikaler Druckänderung und Temperatur) kann die Temperaturabweichung in eine Druckabweichung auf Meeresniveau umgerechnet werden, wie in Abb. 5b für die Alpendomäne zu sehen ist.

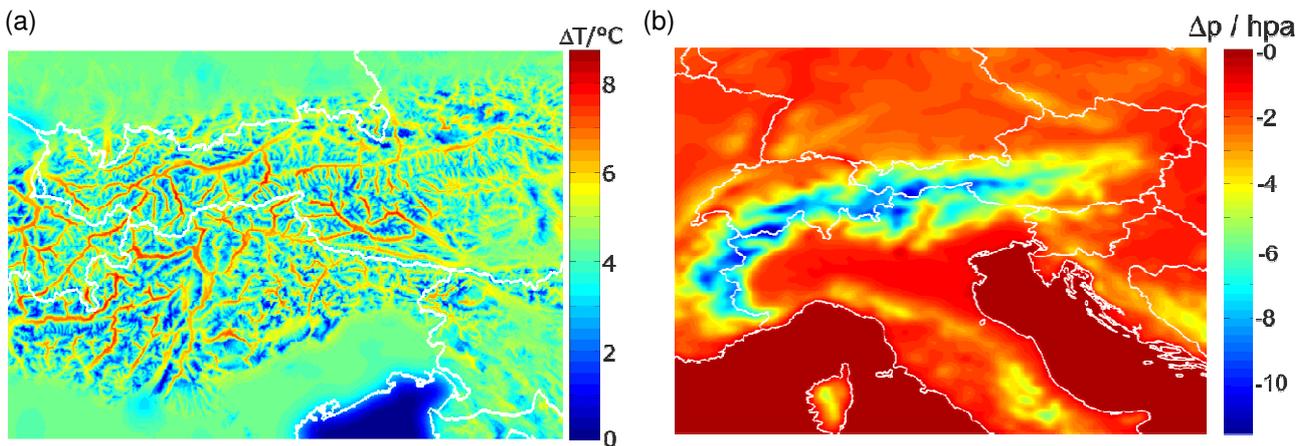


Abb. 5: Thermischer Fingerprint für die Temperatur auf der realen Topographie (a) sowie für den Luftdruck auf Höhe des Meeresniveaus (b) nach 6-stündiger Einstrahlung bzw. Heizung der Luft.

2.2.3 Dynamischer Fingerprint für Temperatur und Luftdruck

Trifft eine Strömung auf ein ausgedehntes Gebirge, wird abhängig von der atmosphärischen Stabilität, von der Windgeschwindigkeit und den Größenordnungen des Gebirges ein Teil der Strömung abgelenkt, blockiert oder über das Gebirge geführt. Hebung und Absinken der Luft ist mit entsprechenden Temperaturänderungen verknüpft, die umso stärker ausfallen, je höher die Topographie ist und je stärker abfallend bzw. ansteigend das Terrain verläuft.

Damit können Temperatur- und durch hydrostatische Umrechnung auch Luftdruckänderungen bei Stauwetterlagen auf einer feineren Skala als es dem mittleren Stationsabstand entspricht aufgelöst werden. Details zum dynamischen Fingerprint, insbesondere zum mathematischen Hintergrund, kann in Steinacker (2006) nachgelesen werden. Ein Beispiel zum dynamischen Druckfingerprint für eine idealisiert West-Ost- bzw. Süd-Nordströmung kann in Abb. 6a bzw. 6b betrachtet werden.

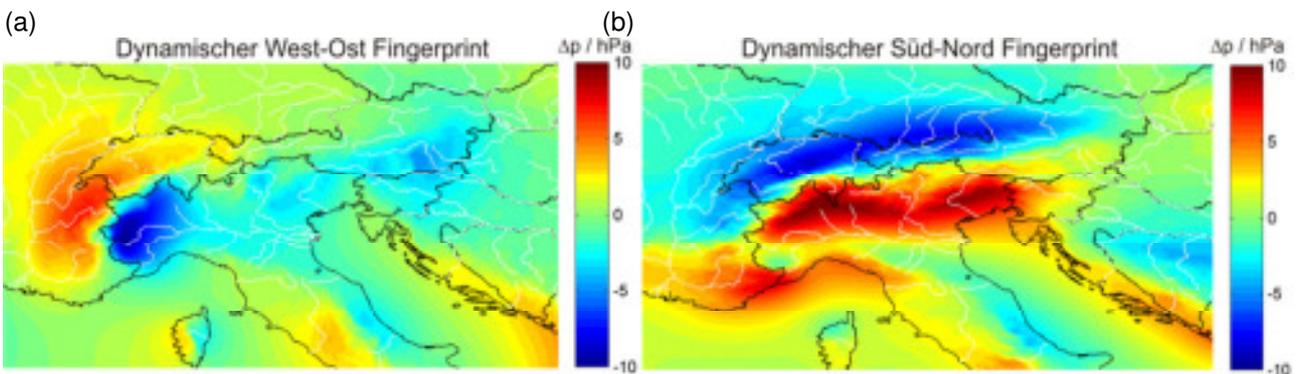
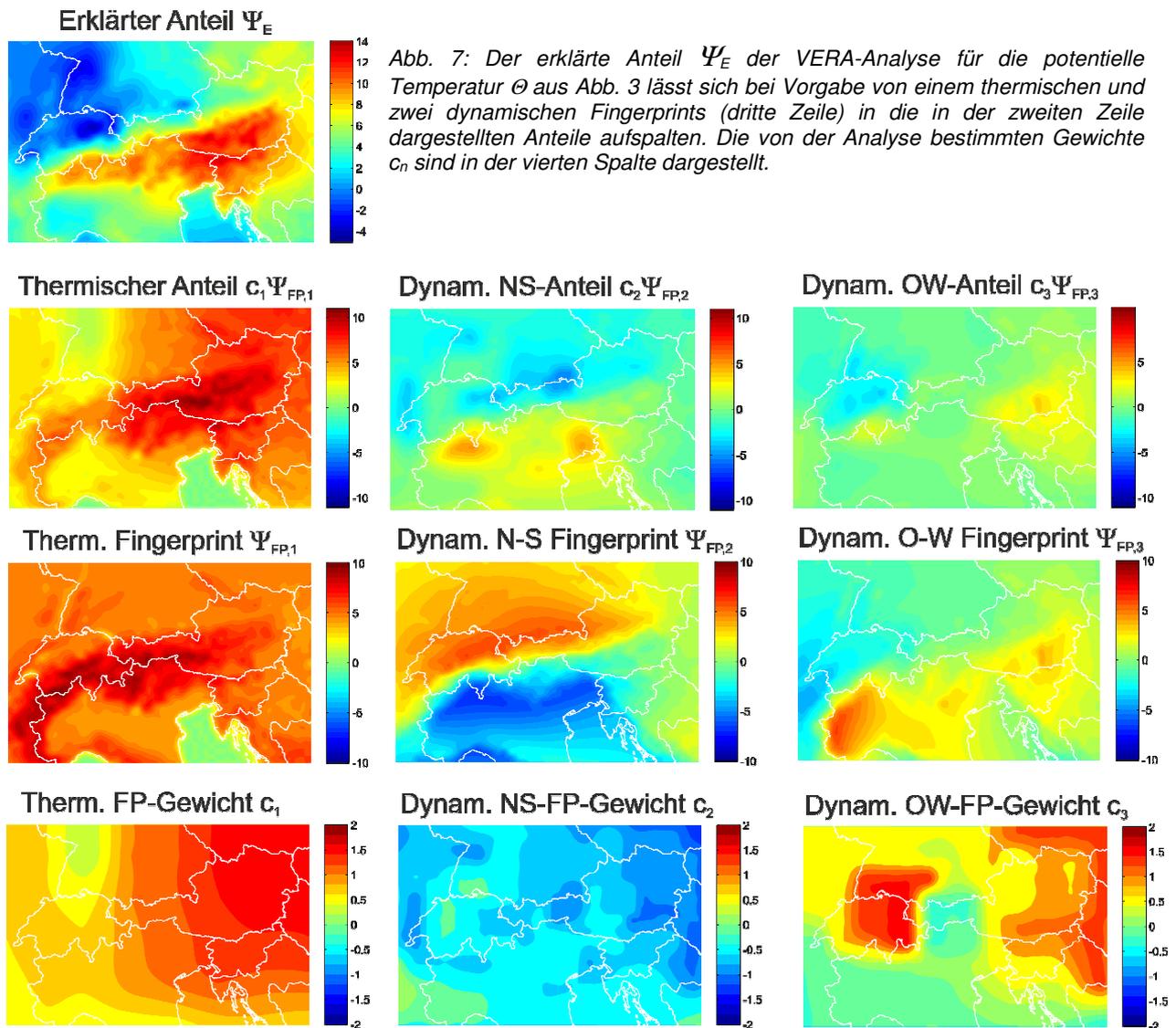


Abb. 6: Dynamischer Fingerprint für den Luftdruck auf Meeresniveau bei geringer Stabilität für eine idealisierte West-Ost-Strömung (a) bzw. Süd-Nord-Strömung (b).

Nach der Vorstellung der thermischen und dynamischen Fingerprintfelder kann das Beispiel aus Abschnitt (2.1.) bezüglich weiterer Aufschlüsselung des erklärten Anteils fortgeführt werden. Für diesen Zweck betrachten wir die Bildsequenzen in Abb. 7. Oben links ist erneut der gesamte erklärte Anteil Ψ_E dargestellt, darunter in der zweiten Zeile befinden sich die durch thermische und dynamische Betrachtungen erklärbaren Anteile. Die dritte Zeile enthält die vorgegebenen idealisierten Fingerprintfelder $\Psi_{FP,n}$ und der letzten Zeile können die Gewichte c_n , mit denen die Fingerprintfelder zur Analyse beitragen, entnommen werden. Aus letzteren folgt, dass der thermische Fingerprint ein nach Osten hin zunehmendes Signal in den Daten aufweist, während vor allem in der östlichen Schweiz der dynamische West-Ost Fingerprint gut erkannt wird.

Bezüglich des dynamischen Nord-Süd Fingerprints liegen durchwegs negative Gewichtungsfaktoren vor, was auf eine Nord-Süd Überströmung der Alpen schließen lässt.



2.2.4 Radarfingerprint für Niederschlag

Nachdem Niederschlagssummen räumlich sehr stark variieren und die Autokorrelationsdistanz geringer als der mittlere Stationsabstand des herkömmlichen GTS-Beobachtungsnetzes ist (vor allem bei konvektiven Ereignissen), bietet sich für eine realitätsnahe Analyse ein Downscaling mit Hilfe des Niederschlagsradars an.

Allerdings ist man vor allem in einem alpinen Land wie Österreich mit einer langen Liste von möglichen Fehlerquellen (Collier 1996) konfrontiert. Einerseits treten aufgrund von Interferenzen mit Fremdquellen wie WLAN oder durch Reflexionen an festen Gegenständen (Ground Clutter) Störsignale auf, andererseits kommt es inneralpin zu großflächigen Ausfällen durch Abschattungsbereiche. Dieser Umstand wirkt sich besonders in den Wintermonaten aufgrund der oftmaligen sehr tiefgelegenen und damit eher abgeschatteten stratiformen Bewölkung aus. Neben diesen stationären Problemen ist die Zuordnung zwischen Reflektivitäten und Niederschlagsmengen bei unterschiedlichen Tropfenspektren und der Verwendung einer

einigen Z-R-Beziehung und im Schmelzbereich (Bright-Band) fehlerbehaftet und führt zu einer systematischen Über- oder Unterschätzung der Niederschlagsmenge. Diese erwähnten Probleme sowie zusätzlich Ausfälle einzelner oder mehrerer Radargeräte über längere Zeitintervalle hinweg setzen einer operationellen und landesweiten Verwendung von Radarinformationen als Zusatzinformation enge Grenzen. Eine quantitative und flächendeckende Abschätzung des Niederschlags ist wie aus Abb. 8 hervorgeht – ohne aufwendige Korrekturmaßnahmen – unmöglich.

Für einzelne Fallstudien in topographisch moderat gegliedertem Gelände wie im Großraum Wien sind die Resultate allerdings ermutigend. Abb. 9 zeigt für den Zeitraum vom 6. Mai 2012 18:00 bis 24:00 UTC eine Niederschlagsanalyse mit Radarfingerprint und stellt diese einer VERA-Analyse ohne Fingerprint gegenüber.

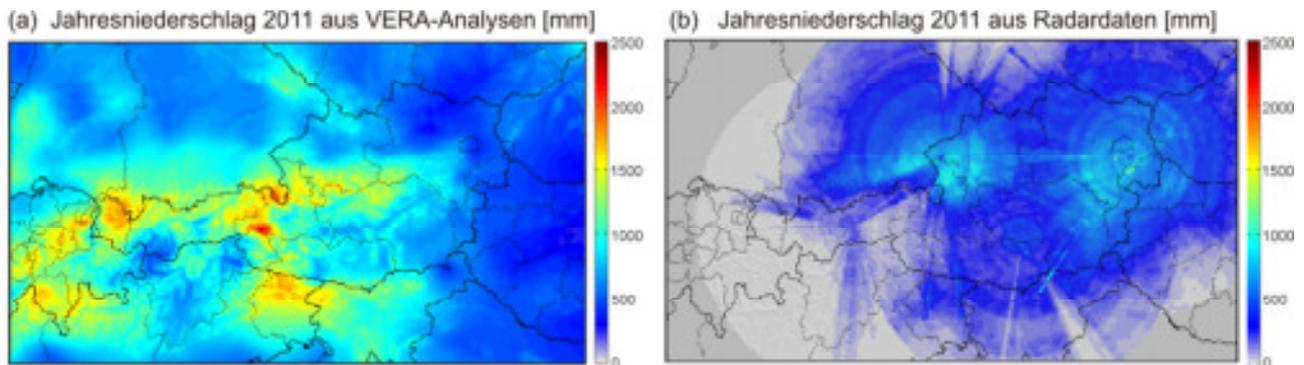


Abb. 8: Aus 6-stündigen VERA-Niederschlagsanalysen gebildete Jahressumme (a) im Vergleich mit der aus 5-minütigen Niederschlagsradardaten berechneten Jahressumme für 2011 (b). Man erkennt deutlich die ausgedehnten Abschattungsgebiete im Raum Tirol und Vorarlberg sowie die ring- und strahlenförmigen fehlerhaften Strukturen, die um die Radarstandorte zentriert sind, bzw. von diesen ausgehen.

Ein von der Verwendung von Fingerprintfeldern unabhängiges Faktum ist die durch die Minimierung der Kostenfunktion J_K bedingte Tatsache, dass die Analyse an den Beobachtungsstationen den Messwerten entspricht, bzw. diese approximiert. Daher unterscheiden sich die VERA-Analysen mit und ohne Radarfingerprint in Abb. 9a bzw. 9c zwar kaum in unmittelbare Nähe der Messstationen, dazwischen treten bei alleiniger Interpolation durch Minimierung von 1. und 2. Ableitungen unrealistisch glatte Übergänge auf.

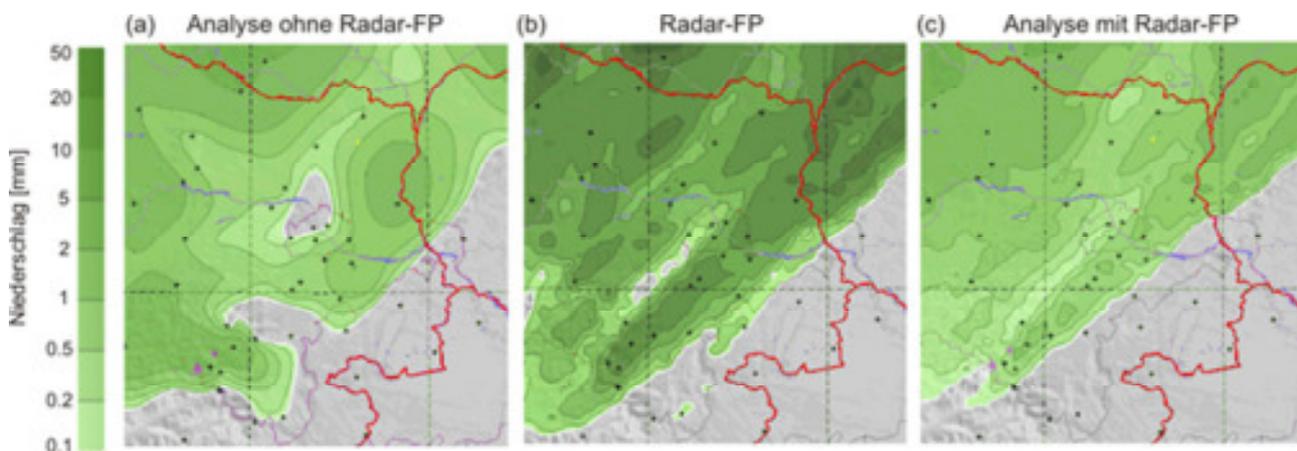


Abb. 9: Beispiel für eine 6-stündige Niederschlagsanalyse (06.05.2012 18:00-24:00 UTC für Großraum Wien) ohne Fingerprint (a) sowie unter Verwendung des für denselben Zeitraum aufsummierten 5-minütigen Radar-Niederschlags (b) als Fingerprint. Die damit erstellte Analyse (c) übernimmt zum größten Teil die Strukturen des Radar-Niederschlags, allerdings mit einer geringeren Amplitude, die räumlich variiert und von Nordwesten nach Südosten hin zunimmt.

Durch Hinzunahme der Radarinformationen (Abb. 9b) werden der Analyse die meisten der in den Fernerkundungsdaten vorhandenen Strukturen aufgeprägt, allerdings einerseits mit einer geringeren Amplitude, zum anderen mit räumlich differierenden Gewichtungsfaktoren, wie man an der Nichtübernahme

der Fingerprintstrukturen im Nordwesten der Domäne erkennt. Am stärksten fällt für dieses Fallbeispiel die Änderung der Niederschlagsanalyse in der Region zwischen Wien und dem Semmering aus, wo es ohne Zusatzinformation ganz im Süden Niederösterreichs zu einer Über- und knapp nördlich davon zu einer Unterschätzung des Niederschlags kommt.

2.2.5 Fingerprints zur Berechnung von Höhenprofilen für Niederschlag

Unterschiedliche physikalische Prozesse bewirken vor allem im komplexen Gelände nicht nur horizontale, etwa auf Luv-Lee- bzw. Staueffekte basierende Gradienten, sondern mit unterschiedlicher Ausprägung teilweise erhebliche vertikale Änderungen in den Niederschlagssummen. Verantwortlich dafür sind etwa Phasenumwandlungen wie Verdunstung, Sublimation von Niederschlag oder der sogenannte „Seeder-Feeder-Effekt“, bei dem in eine Nebelschicht fallender fester Niederschlag als Kristallisationskeime für weitere Niederschlagspartikel fungiert.

Die Gründe, warum man an vertikalen Niederschlagsprofilen interessiert ist, sind vielfältig. Einerseits lassen sich damit Hinweise auf physikalische Prozesse innerhalb der Schicht finden, in welcher der Niederschlag fällt, des Weiteren ist die Kenntnis der Höhenabhängigkeit eine wesentliche Säule des Downscalings.

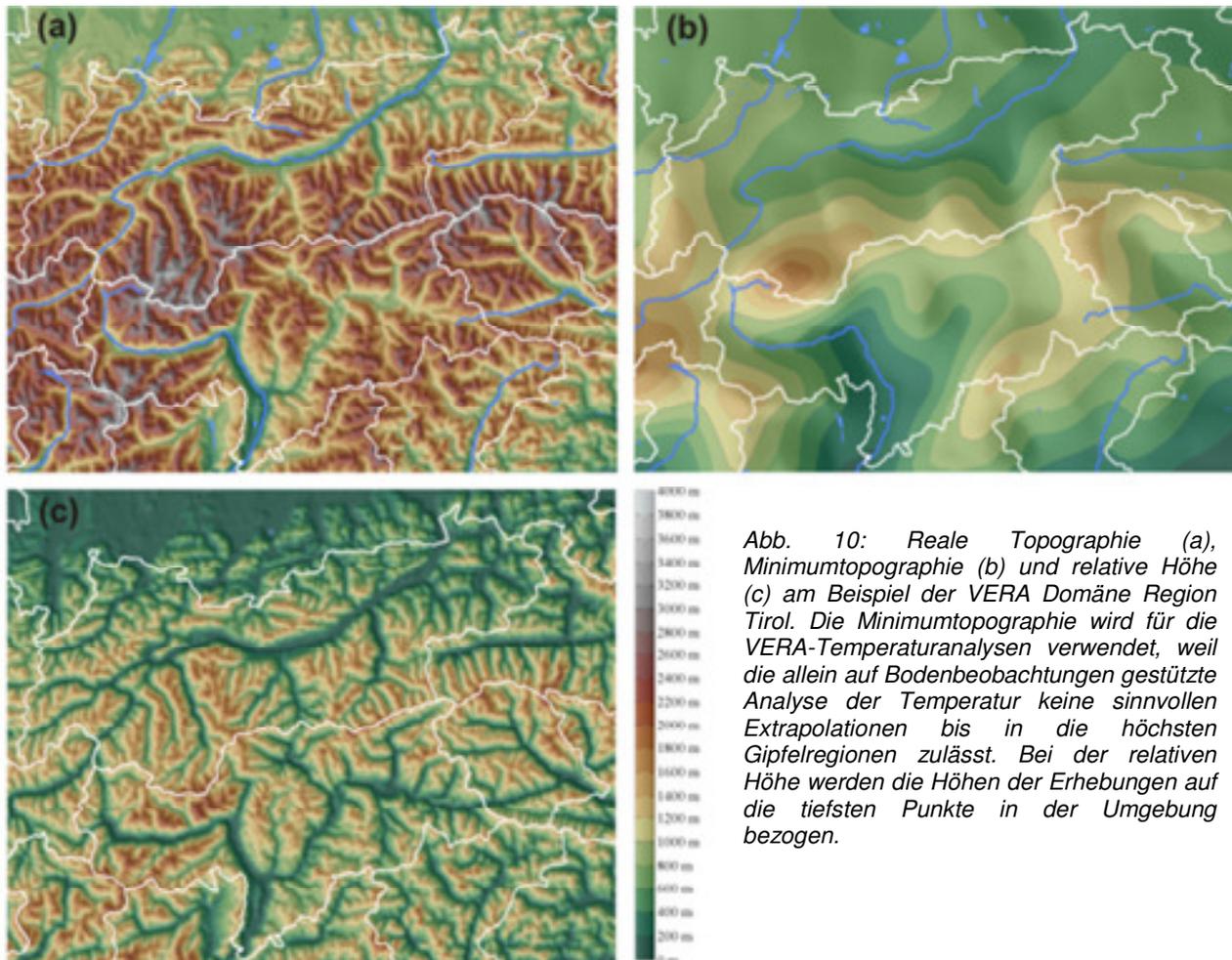
Aus einer Vielzahl von Messkampagnen entlang von Tälern ist eine in den meisten Fällen auftretende Zunahme der Niederschlagssumme mit der Höhe dokumentiert. Lauscher (1976) gibt für unterschiedliche Regionen in den Alpen Höhenprofile mit stark variierenden Verläufen an.

Zur Berechnung der Höhenabhängigkeit des Niederschlags sind unterschiedliche Ansätze entwickelt worden. Glazirin (1997) gibt eine exponentielle Funktion in Form einer Gauß'schen Normalverteilung vor, deren Koeffizienten (Höhe in welcher das Niederschlagsmaximum auftritt, Wert des Niederschlags in dieser Höhe sowie ein Formfaktor, welcher der Standardabweichung der Normalverteilung entspricht) über ein Least Squares Verfahren, getrennt für die einzelnen Monate, bestimmt wurden.

Vielen dieser Untersuchungen ist gemeinsam, dass in diesen Profilen die horizontale Abhängigkeit, die Messstationen sind nicht entlang einer vertikalen Achse angeordnet, mit enthalten ist. Aus diesem Grund werden in VERA-Analysen Fingerprintfelder für die horizontalen und vertikalen Abhängigkeiten verwendet, um diese mathematisch sauber zu trennen. Nachdem Niederschlagsmaxima bei Staueffekten bevorzugt in den Gegenden auftreten, in denen die entsprechenden dynamischen Druckfingerprints lokale Maxima aufweisen, können diese in erster Näherung auch als horizontale Niederschlagsfingerprints verwendet werden.

Für den vertikalen Aspekt wird einerseits eine fix vorgegebene Abhängigkeit mit variabler Amplitude vorgegeben, andererseits werden Basisfunktionen herangezogen, deren summierten und durch die VERA-Analyse gewichteten Anteile räumlich unterschiedliche Profile mit Polynomen dritter Ordnung ergeben. Beiden Ansätzen gemeinsam ist, dass die durch die vertikalen Fingerprintfelder zu erklärenden Niederschläge relativ zum Niveau des Talbodens gerechnet werden, in welchem der Niederschlag nur durch den unerklärten Anteil (großskalige Muster, Fronten) und durch die horizontalen Felder bestimmt wird. Mit dem Niveau des Talbodens ist hier die sogenannte Minimumtopographie gemeint. Dabei handelt es sich um eine glattere Oberfläche, welche die Talböden miteinander verbindet, einzelne Berge und Kämme also abflacht und sich im Flachland nicht von der Ebene unterscheidet. Mathematisch betrachtet gelangt man zu dieser Topographie, wenn man jedem Gitterpunkt die Höhe des tiefst gelegenen Punktes innerhalb eines Kreises mit einem Radius von 10 km (typischer Durchmesser eines größeren Alpentaales) zuweist und dieses

Feld im Anschluss glättet. Als Höhenkoordinate wird die als relative Höhe bezeichnete Differenz zwischen realer Topographie und der Minimumtopographie verwendet. Als Beispiel für reale Topographie, Minimumtopographie und relative Höhe wird die in Abb. 10 dargestellte VERA-Domäne Region Tirol betrachtet. Man erkennt die große Anzahl an Gebirgsgruppen und Tälern der westlichen Ostalpen (a), die relativ glatte Struktur der Minimumtopographie (b), in welcher vor allem das Inn- und Etschtal sowie das Lienzer Becken dominieren, sowie die Tatsache, dass praktisch alle Talböden bezüglich der relativen Höhe (c) gleich tief und zwar im Niveau $z = 0$ liegen.



2.2.5.1 Sinus-Funktion als vertikaler Niederschlagsfingerprint

Nachdem Messergebnisse oftmals eine anfänglich stärker und mit ansteigender Höhe eine geringer werdende vertikale Zunahme des Niederschlags nahelegen, eignet sich als einfache Funktion eine Sinuskurve, um dieses Verhalten abzubilden. Das Maximum der Sinusfunktion wird auf das Niveau der höchsten Werte der relativen Höhe im Alpenraum, also auf etwa 2500 m gesetzt. Als zusätzlicher Niederschlag wird $RR = 10 \text{ mm}/6\text{h}$ angenommen, wobei dieser Absolutwert irrelevant ist und durch den Wert des entsprechenden Fingerprintgewichts c gesteuert wird. Die skalierte Sinusfunktion ist in Abb. 11a, der daraus und der relativen Höhe berechnete Fingerprint in Abb. 11b abgebildet.

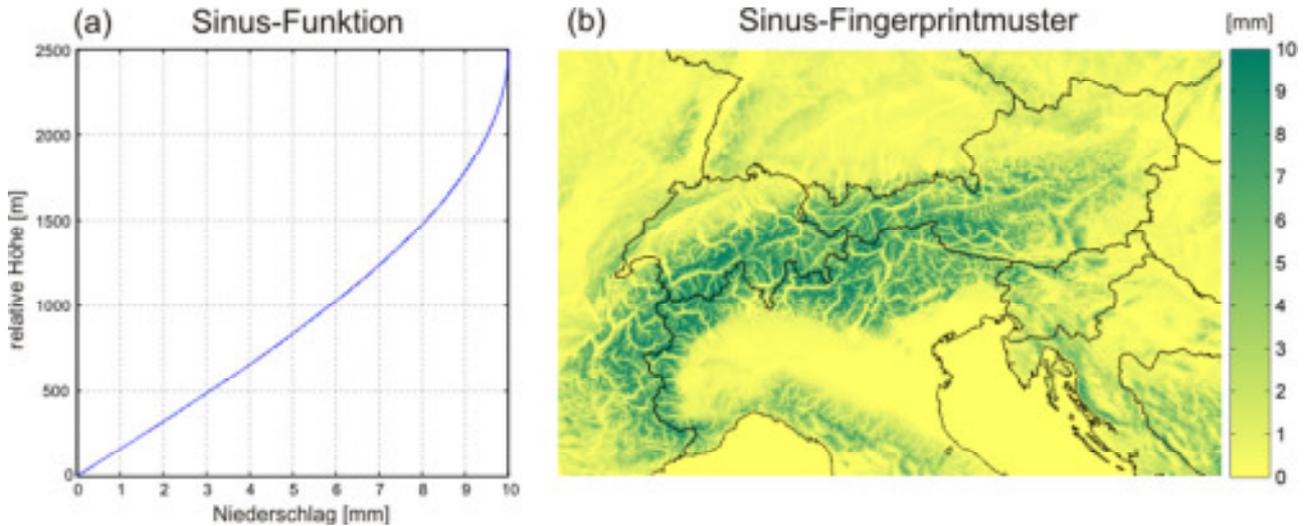


Abb. 11: Skalierte Sinusfunktion, die in einer relativen Höhe von $z_{rel} = 2500$ m das Maximum erreicht (a) und auf die relative Höhe angewandte Sinusfunktion für den Alpenraum (b). Man erkennt, dass geringe Erhebungen wie in Süddeutschland überproportional stark in Erscheinung treten, während hohe Gebirge weniger Kontrast aufweisen.

Abb. 12 zeigt die mit Verwendung der horizontalen Stau- und des vertikalen sinusförmigen Fingerprints erzielbaren Verbesserungen der Niederschlagsanalysen anhand von 365 aufsummierten 24-stündigen Einzelanalysen für das Jahr 2003. Abb. 12a basiert auf Analysen ohne Zusatzinformationen mit ausschließlicher Verwendung der etwa 200 GTS-Stationen (Synops und Metars). Man erkennt nur relativ glatte und großräumigere Strukturen mit höheren Summen entlang der Alpennordseite, in den Hohen Tauern und in den Karnischen sowie Julischen Alpen. Die Hinzunahme der knapp 900 hydrographischen Stationen in Österreich in Abb. 12b erhöht erwartungsgemäß die Details. Die Strukturen bleiben aufgrund des Verzichts auf Fingerprintfelder zellulär und glatt. Erst die Hinzunahme der 4 Stau- und des vertikalen sinusförmigen Höhenfingerprints in Abb. 12c lässt Details wie die inneralpinen Trockentäler erkennen.

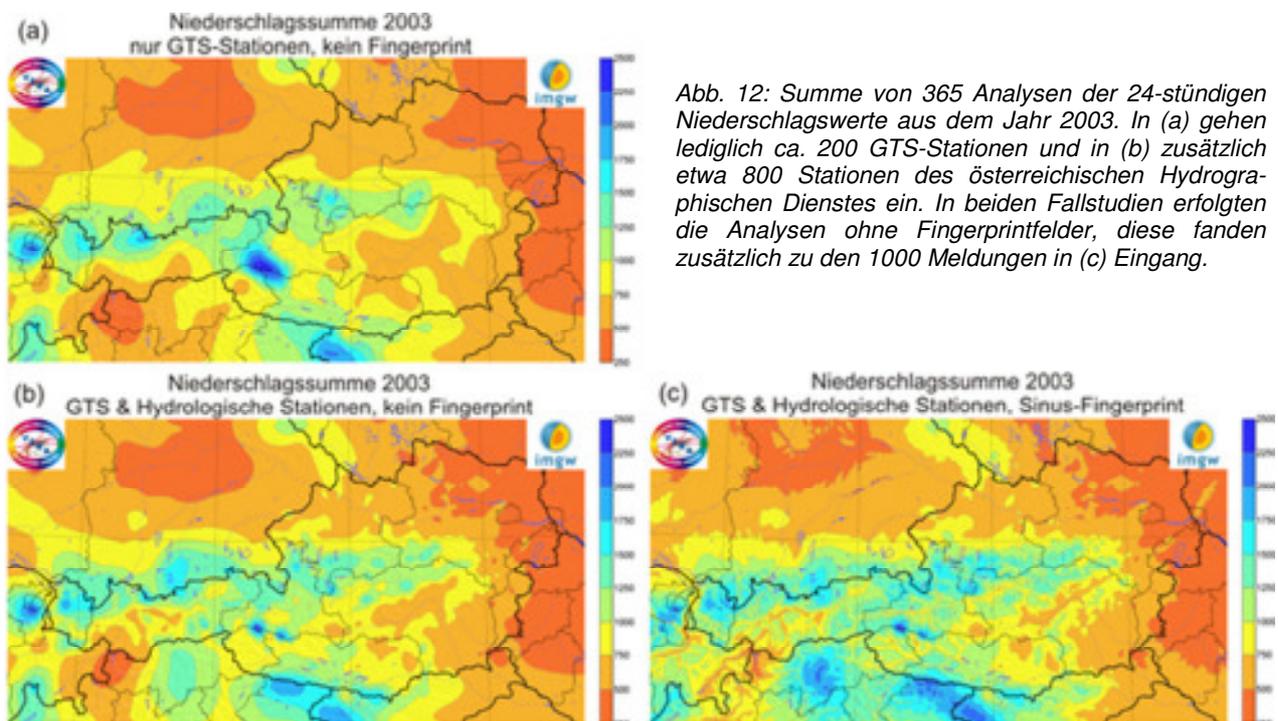


Abb. 12: Summe von 365 Analysen der 24-stündigen Niederschlagswerte aus dem Jahr 2003. In (a) gehen lediglich ca. 200 GTS-Stationen und in (b) zusätzlich etwa 800 Stationen des österreichischen Hydrographischen Dienstes ein. In beiden Fallstudien erfolgten die Analysen ohne Fingerprintfelder, diese fanden zusätzlich zu den 1000 Meldungen in (c) Eingang.

2.2.5.2 Hermite-Basispolynome als vertikale Niederschlagsfingerprints

Obwohl die Sinusfunktion für das Downscaling von Niederschlagsanalysen gute Dienste leistet, muss die relative Höhe, in welcher das Niederschlagsmaximum auftritt, vorgegeben werden und kann nicht während der Analyse bestimmt werden. Will man beliebige vertikale Profile mit einer vorgegebenen Anzahl an Freiheitsgraden zulassen, so gelingt dies im Fingerprintkonzept von VERA ausschließlich durch Vorgabe von Basis-Fingerprints, deren gewichteten Summen die Vertikalprofile ergeben. Nun stellt sich die Frage, wie viele Freiheitsgrade bzw. im Falle von Polynomen, welchen Grad diese Polynome aufweisen sollen. Eine höhere Anzahl ermöglicht zwar komplexere Profildfunktionen, allerdings sind dafür unter Umständen zu wenige Stationsmeldungen vorhanden, um auch lokal eine robuste Datengrundlage zur Verfügung zu haben. Als Kompromiss bieten sich Polynome 3. Grades an, die sich aus vier sogenannten Hermite-Basispolynomen zusammensetzen. Auf dem Intervall $t = [0,1]$ sind diese folgendermaßen definiert:

$$\begin{aligned} P_1(t) &= 2t^3 - 3t^2 + 1 & P_3(t) &= -2t^3 + 3t^2 \\ P_2(t) &= t^3 - 2t^2 + t & P_4(t) &= t^3 - t^2 \end{aligned}$$

Diese vier Basispolynome sind in Abb.13a dargestellt. Für den tatsächlichen Gebrauch müssen diese Basispolynome skaliert werden, damit diese anstelle auf dem Intervall $t = [0,1]$ auf der gesamten zu analysierende Domäne, also auf $t = z_{rel} = [0, z_{rel,max}]$ m definiert sind. Beispiele für vertikale Profile die sich durch unterschiedliche Gewichtungen der vier Basispolynome ergeben, sind in Abb. 13b zu sehen. Abhängig von den Gewichtungsfaktoren resultieren starke Anstiege in den unteren Bereichen mit einem Maximum und anschließendem Rückgang, zuerst langsame und dann stärkere Zunahmen mit der Höhe, aber auch Abnahmen über die gesamte Höhe oder nur wenig variierende Verläufe.

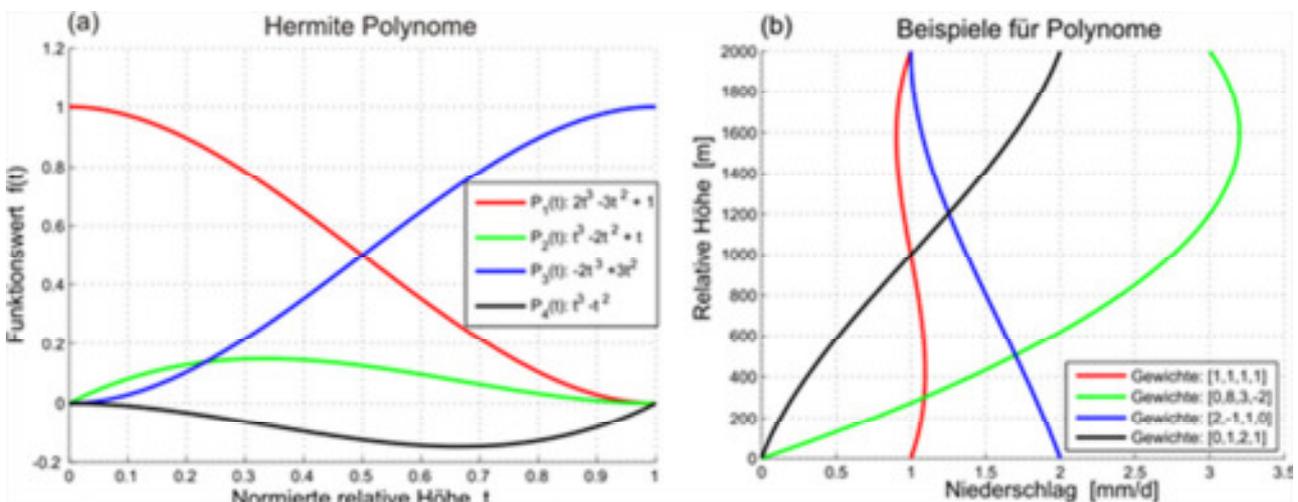


Abb. 13: Hermite-Basispolynome auf dem Intervall $t = [0,1]$ (a) und Beispiele für gewichtete und zusammengesetzte Basispolynome (b). Diese Beispiele zeigen die große Bandbreite möglicher vertikaler Niederschlagsprofile.

Hermite Basispolynome sind nicht die einzigen orthonormalen Zerlegungen eines Polynom 3. Grades, jedoch lassen sich die hier präsentierten Basispolynomen besonders leicht interpretieren. So sind die Gewichtungsfaktoren von P_1 und P_3 die Funktionswerte am Unter- bzw. Oberrand des vertikalen Intervalls und P_2 und P_4 sind die Steigungen an den beiden Rändern. Setzt man voraus, dass der Niederschlag im Tal- und Ebenenniveau durch den unerklärten Anteil sowie durch die horizontalen Staufingerprintfelder erklärt werden soll, so würde man auf die Verwendung des Basispolynoms P_1 verzichten, wie anhand eines Beispiels in Abb. 14a zu sehen ist.

Hermite Basispolynome als Fingerprints

(a) Niederschlagsanalyse 9. Dez. 2006 06:00 bis 10. Dez. 2006 06:00

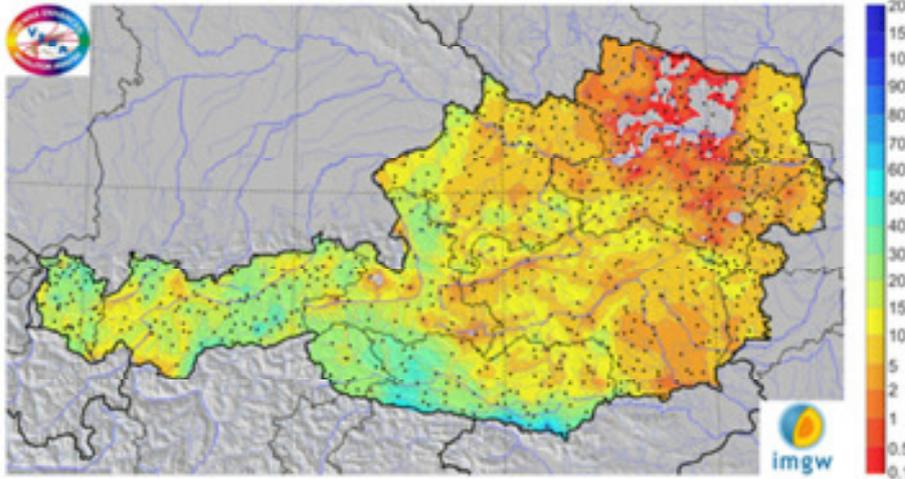
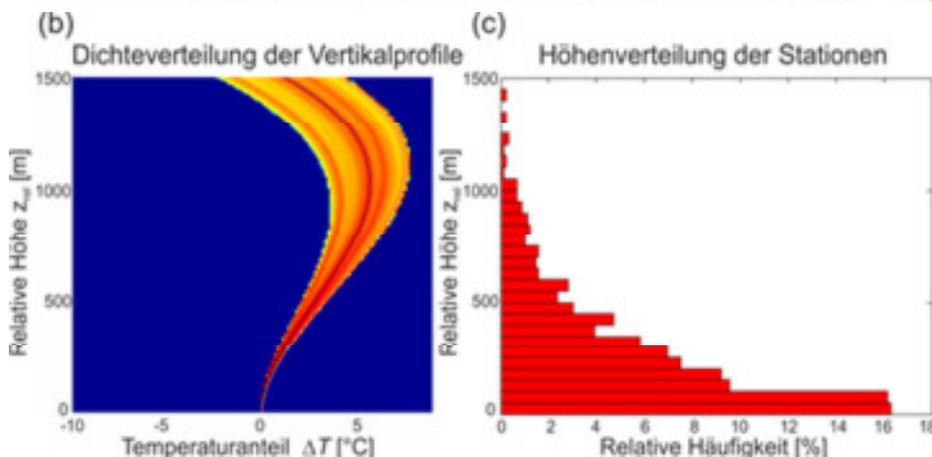


Abb. 14: (a) VERA-Niederschlagsanalyse für den 9. Dezember 2006. Für diese Analyse wurden sowohl die vier Stau- als auch drei Hermite Basispolynom-Fingerprintfelder verwendet. Nachdem nur hydrographische Stationen aus Österreich eingeflossen sind, wurde die Analyse außerhalb Österreichs ausgeblendet.

(b) Dichteverteilung der vertikalen Profillfunktionen der einzelnen Gitterpunkte. Man erkennt zuerst eine leichte Zunahme mit der Höhe, bei etwa 1000 m über dem Talboden ein Maximum und danach wieder eine Abnahme. Allerdings befinden sich oberhalb von 1000 m über den Talböden nur mehr sehr wenige Stationen (c).



Nachdem die Fingerprintgewichte horizontal variieren können, resultiert für die einzelnen Fingerprintgewichte c_n eine Bandbreite, sodass sich die vertikalen Profile von Gitterpunkt zu Gitterpunkt unterscheiden können. Alle vertikalen Niederschlagsprofile lassen sich als Dichtefunktion (Abb. 14b) darstellen. Wie man erkennen kann, nimmt die Niederschlagsintensität am 9. Dezember 2006 in Österreich mit der Höhe leicht zu, 1000 m über den Talböden wird ein Maximum erreicht und darüber geht die Intensität wieder stärker zurück. Allerdings befinden sich oberhalb von 1000 m über den Talböden nur mehr sehr wenige Messstationen, eine Information, die dem Histogramm in Abb. 14c entnommen werden kann.

Umfassendere Untersuchungen der vertikalen Niederschlagsprofile mit Hilfe der Hermite-Basispolynome stehen noch bevor, insbesondere soll eine statistische Auswertung der räumlichen Verteilung der Profile sowie eine Abhängigkeit von Wetterlagen, Niederschlagstypen (stratiförmig und konvektiv) sowie von Strömungslagen erfolgen.

Vor allem in der kalten Jahreszeit und da vor allem an hoch gelegenen exponierten Stellen führt der Wind zu einer signifikanten Reduktion des gemessenen Niederschlags. Der Grund ist in der Umströmung der als Hindernis im Strömungsfeld geltenden Messstation zu finden, sodass ein Teil des Niederschlags den Messtrichter gar nicht erreicht (Nespor 1998). Zurzeit wird der in VERA analysierte Niederschlag nicht hinsichtlich eines Windfehlers korrigiert, entsprechende Vorarbeiten dazu werden jedoch im Rahmen einer Diplomarbeit durchgeführt. Es ist zu erwarten, dass korrigierte Niederschlagsmesswerte zu einem stärkeren Signal im durch den Höhenfingerprint erklärbaren Anteil der Analyse führen.

Um die Wirkung von unterschiedlichen Fingerprintfeldern zu quantifizieren, wird das statistische Verfahren der Cross Validation bzw. Kreuzvalidierung herangezogen. Dafür wird der Reihe nach jeder Stationswert einmal von der Analyse ausgeschlossen, die Analyse an den Stationsort interpoliert und mit dem originalen Messwert verglichen. All diese Differenzen können beispielsweise im statistischen Maß des *Root Mean Square Errors* zusammengefasst werden.

3 Daten und operationeller Ablauf

In diesem Abschnitt wird in verkürzter Darstellung auf die in VERA-Analysen eingehenden Daten, die analysierten Parameter, die daraus abgeleiteten Größen sowie auf die betrachteten Domänen eingegangen.

3.1 Eingangsdaten

Operationell fließen in die stündlich durchgeführten Analysen die über das GTS-Netz verbreiteten Bodenbeobachtungen von Stationen im SYNOP- und METAR-Format ein. Zusätzlich zu dem in Europa relativ dichten Stationsnetz mit knapp 2000 Stationen gehen einige österreichische Stationen des privaten Wetterdienstes UBIMET sowie die Stationen des Landeswetterdienstes Südtirol ein.

Bezüglich der meteorologischen Messwerte werden 6-stündige Niederschlagswerte RR , Windrichtung dd , Windgeschwindigkeit ff , Temperatur T und Taupunkt T_d sowie Stationsdruck p decodiert. Während der Niederschlag unverändert übernommen werden kann, werden aus den Windinformationen die beiden Komponenten u und v berechnet. Der Luftdruck wird unter Verwendung von Temperatur und Taupunkt auf Meeresniveau zu p_{red} reduziert und aus Temperatur und Luftdruck wird zuerst die potentielle Temperatur Θ und anschließend unter Hinzunahme des Taupunkts die äquivalentpotentielle Temperatur Θ_e bestimmt. Der Grund, warum anstelle von Temperatur und Taupunkt die potentielle- bzw. äquivalentpotentielle Temperatur analysiert wird, liegt einerseits in den besonderen meteorologischen Eigenschaften (Maße für Entropie und Energiegehalt bzw. Luftmasse-eigenschaft) begründet, andererseits variieren diese Größen weit weniger stark mit der Höhe als die Temperatur selbst, sodass diese für eine zweidimensionale Analyse besser geeignet sind.

3.2 Stationsauswahl und Qualitätskontrolle

Auf welcher Oberfläche sollen die Analysen der einzelnen Parameter gelten? Während Niederschlagsanalysen auf der realen Topographie durchgeführt werden, macht eine Druckanalyse nur auf einer vorgegebenen horizontalen Fläche wie dem Meeresniveau mit $z = 0$ m Sinn. Um Fehler bei der Reduktion des Luftdrucks von großen Höhen zu vermeiden, werden Druckmessungen von Stationen oberhalb eines gewissen absoluten Niveaus verworfen. Für die Temperaturanalysen galt es einen Kompromiss zwischen einer möglichst glatten Oberfläche und der realen Topographie zu finden, um einerseits die großskaligen synoptischen Phänomene der horizontalen Skala zu überblicken, andererseits soll natürlich auch der Einfluss von Tälern und Gebirgen zu erkennen sein. Aus diesem Grund erfolgt die Analyse von potentieller und äquivalentpotentieller Temperatur auf der in Abschnitt (2.2.5) vorgestellten Minimumtopographie. Dies hat ein weiteres Auswahlkriterium, nämlich die Begrenzung der zulässigen Stationshöhe auf maximal 400 m über der Minimumtopographie des betrachteten Ortes, zur Folge. Als drittes Ausschlusskriterium wird von nahe beieinander gelegenen Stationen die höhere ausgeschlossen, sollte deren Höhenunterschied einen vorgegebenen maximalen Gradienten von $\Delta z/\Delta x = 18\text{m}/1\text{km}$ übersteigen. Die Beibehaltung könnte

beispielsweise im Falle einer Inversion, wobei eine Station ober-, die andere unterhalb davon liegt, eine horizontale Ausstrahlung der eventuell beträchtlichen (vertikal bedingten) Temperaturdifferenzen mit Über- und Unterschwingungen in der Analyse bewirken.

Um zufällige Fehler und systematische Fehler (Biase) zu korrigieren und Stationen mit großen Fehlern (Gross Errors) von der Analyse auszuschließen, wurde parallel zum eigentlichen Analysetool VERA eine Datenqualitätskontrolle (VERA-QC) entwickelt. Diese ist für Messwerte mit ausreichend hoher räumlicher und/oder zeitlicher Redundanz (mittlerer Stationsabstand \ll Dekorrelationslänge) durch Prüfung der räumlichen bzw. zeitlichen Konsistenz geeignet. Die Methode dafür bedient sich der Minimierung der Krümmungen des (unbekannten) Analysefeldes, welche durch die Krümmungen des (bekannten) Beobachtungsfeldes mittels Taylorreihenentwicklung approximiert werden müssen. Die darin auftretenden endlichen Differenzen zwischen Analyse- und Beobachtungsfeld an den Stationen stellen die Korrekturvorschläge $\Delta\Psi$ dar, nach denen das entstehende lineare Gleichungssystem aufgelöst wird. Abhängig von der Größe eines Korrekturvorschlages, vom Ausmaß der Krümmungsreduktion (Reduktion der lokalen Krümmung des Analysefeldes) durch die alleinige Anbringung des einen Korrekturvorschlages sowie bei Bedarf auch abhängig von einigen weiteren statistischen Betrachtungen, wird der Beobachtungswert akzeptiert, korrigiert oder verworfen. Da in die Taylorreihenentwicklung die Werte der natürlichen nächsten Nachbarn eingehen – deren Auswahl erfolgt mit Hilfe der Delaunay-Triangulation – passt sich VERA-QC der lokalen Stationsdichte an. VERA-QC funktioniert, ebenso wie VERA selbst, modellunabhängig und bedarf keines First Guess Feldes. Die Verwendung statistischer Informationen wie eines aus den Korrekturvorschlägen über ein Zeitintervall berechneten Biases ist optional. Ein Überblick über VERA-QC und die mathematischen Grundlagen kann Steinacker (2011), weitere Informationen zur Berechnung von Gross Errors, einigen Anwendungen, unter anderem auch auf Niederschlagsbeobachtungen der COPS-Messkampagne, sowie die Erläuterung des Stationsauswahlalgorithmus können Mayer (2012) entnommen werden.

3.3 Analyisierte Parameter und daraus abgeleitete Größen

In diesem Abschnitt sollen die von VERA analysierten Parameter und die daraus berechneten Felder kurz anhand von einzelnen Beispielen vorgestellt werden.

3.3.1 Niederschlag und potentielle Schneefallgrenze

Der Parameter Niederschlag wird zurzeit für über einen Zeitraum von 6 Stunden aufsummierte Beobachtungswerte analysiert. Die Stau- und Höhenfingerprintfelder (Sinus) sowie der Radarfingerprint (für den Großraum Wien) werden noch im Rahmen eines präoperationellen Betriebs getestet, für die aus den Hermite-Basispolynomen gebildeten Fingerprintfelder existieren vorläufig nur einzelne Testergebnisse.

Der Schmelzvorgang festen Niederschlags ist bekanntlich nicht an die Temperatur T selbst, sondern an die aus der äquivalentpotentiellen Temperatur Θ_e ableitbare Feuchttemperatur T_f gekoppelt. Man kann in den meisten Fällen bei $T_f = 1,5^\circ\text{C}$ von einem Übergang von Schnee in Regen ausgehen. Nachdem diese Parametrisierung keinen Niederschlag voraussetzt, spricht man hier von der *potentiellen* Schneefallgrenze *PSG*. Nach Steinacker (1983) kann diese aus der äquivalentpotentiellen Temperatur Θ_e und dem Luftdruck p folgendermaßen berechnet werden:

$$PSG [100 \text{ m}] = \frac{\Theta_e [^\circ\text{C}] - 12}{1.2} + \frac{p [\text{hPa}] - 1013.25}{12.5}$$

Abb. 15 zeigt die Niederschlagsanalyse vom 20. Oktober 2011, 06:00-12:00 UTC. Darin ist zu erkennen, dass die Schneefallgrenze aufgrund des Entzugs der Schmelzwärme aus der Luft im Bereich des stärksten Niederschlages im Klagenfurter Becken teilweise bis in die Niederungen abgesunken ist.

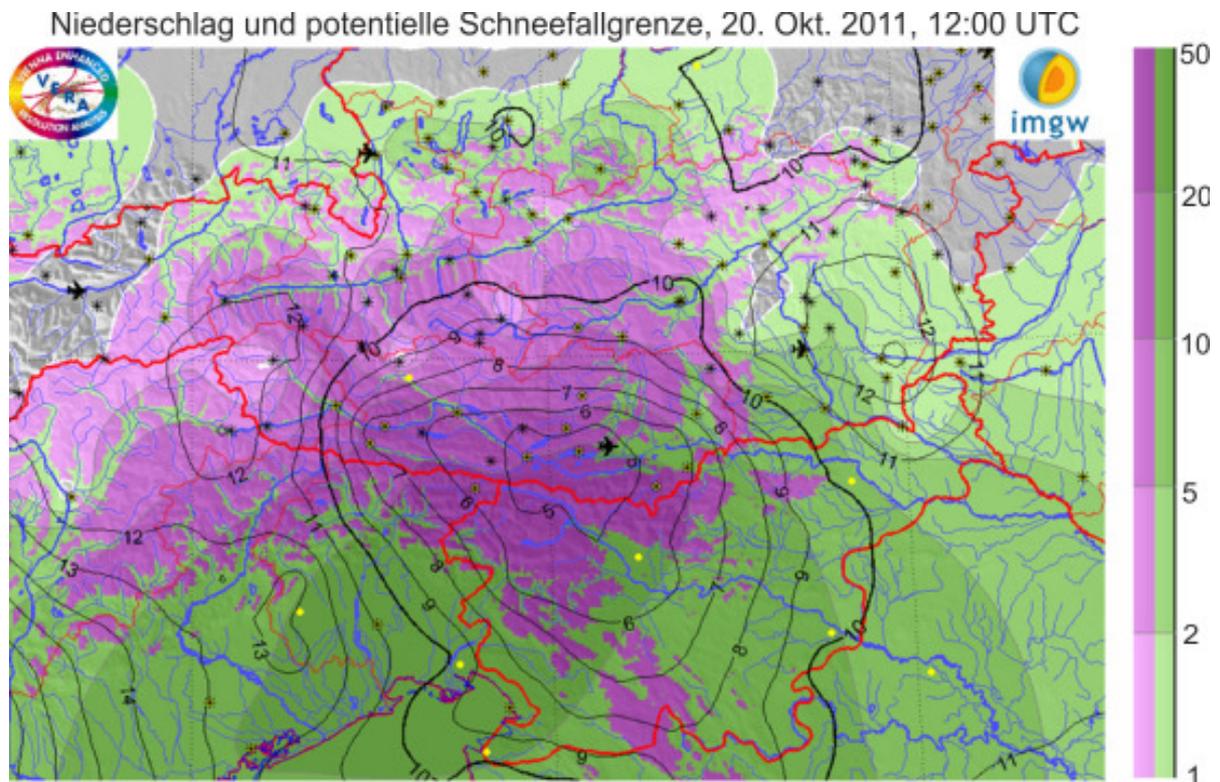


Abb. 15: Niederschlag [mm] (Farbflächen) und potentielle Schneefallgrenze [100 m] als Konturlinien. Niederschlag in Form von Regen wird mit grünen, fester Niederschlag mit violetten Farbtönen dargestellt. Dabei wird für jeden Gitterpunkt geprüft, ob die PSG ober- oder unterhalb der aktuellen Höhe z liegt.

3.3.2 Reduzierter Luftdruck und Drucktendenz

Beim auf Meeresebene reduzierten Luftdruck p_{red} handelt es sich um eine primäre, von VERA analysierte Größe, die Drucktendenz $\Delta p/\Delta t$ wird durch Subtraktion der drei Stunden zurückliegenden Druckanalyse berechnet. Interessant für die Meteorologie sind beide Größen aufgrund der Signale, die Fronten in ihnen hinterlassen. Fronten bedingen im Druckfeld oftmals einen zyklonalen "Knick", in der Drucktendenz bzw. im isalobarischen Feld zeichnen sich Fronten im Idealfall durch einen Vorzeichenwechsel aus, also Druckfall vor bzw. Druckanstieg nach Frontdurchgang. Sowohl Luftdruck als auch Drucktendenz sind für einen Kaltfrontdurchgang innerhalb der VERA-Domäne für Deutschland in Abb. 16 zu sehen.

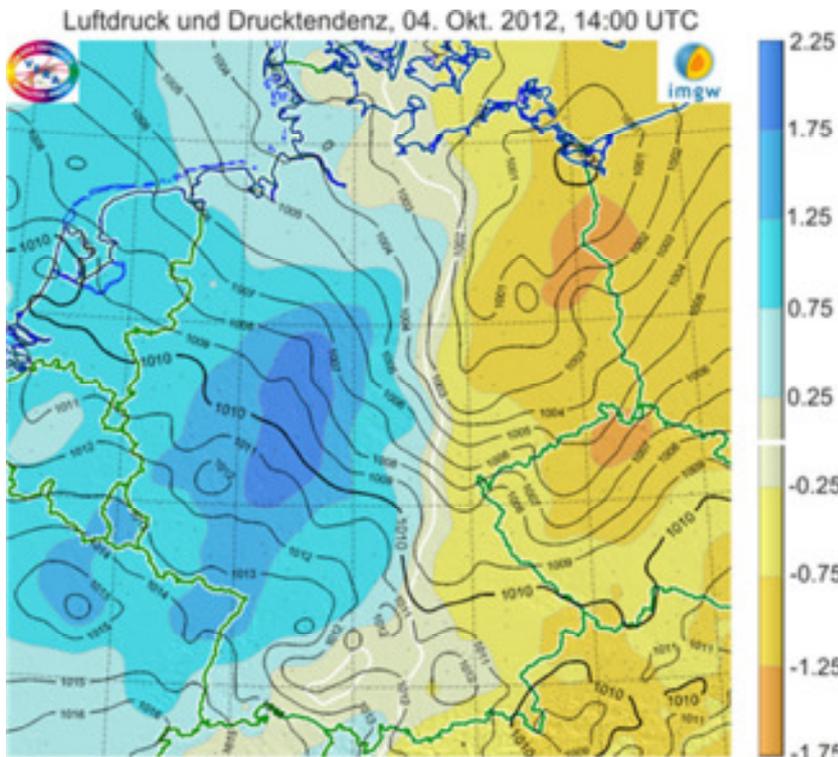


Abb. 16: Luftdruck [hPa] als Contourlinien und dreistündige Drucktendenz [hPa/3h] für den 4. Oktober 2012, 14:00 UTC. Zu diesem Zeitpunkt befindet sich eine von Norden nach Süden ausgerichtete Kaltfront, die Deutschland von West nach Ost überquert. Wie im Lehrbuch kann man sowohl den "Isobarenknick", als auch den Druckabfall vor bzw. den Druckanstieg hinter der Kaltfront erkennen.

Für die Analyse des Luftdrucks werden der thermische sowie die beiden dynamischen (Stau-) Fingerprintfelder verwendet.

3.3.3 Potentielle und äquivalentpotentielle Temperatur

Die aufgrund der vergleichsweise geringen Höhenabhängigkeiten ideal auf der Minimumtopographie zu analysierenden potentiellen und äquivalentpotentiellen Temperaturen Θ und Θ_e sind primäre Ergebnisse der VERA-Analyse.

Die potentielle Temperatur Θ ist die Temperatur, die sich einstellt, wenn man das Luftpaket ohne Wärmeaustausch mit der Umgebung auf das Druckniveau $p = 1000$ hPa bringt. Damit werden die Temperaturen von unterschiedlich hoch gelegenen Gebieten vergleichbar. Die potentielle Temperatur eignet sich beispielsweise sehr gut für eine Föhnanalyse, wie man anhand von Abb. 17a südlich des Alpenhauptkammes in Osttirol und Kärnten bei Nordföhn anhand der rötlichen Farben erkennen kann.

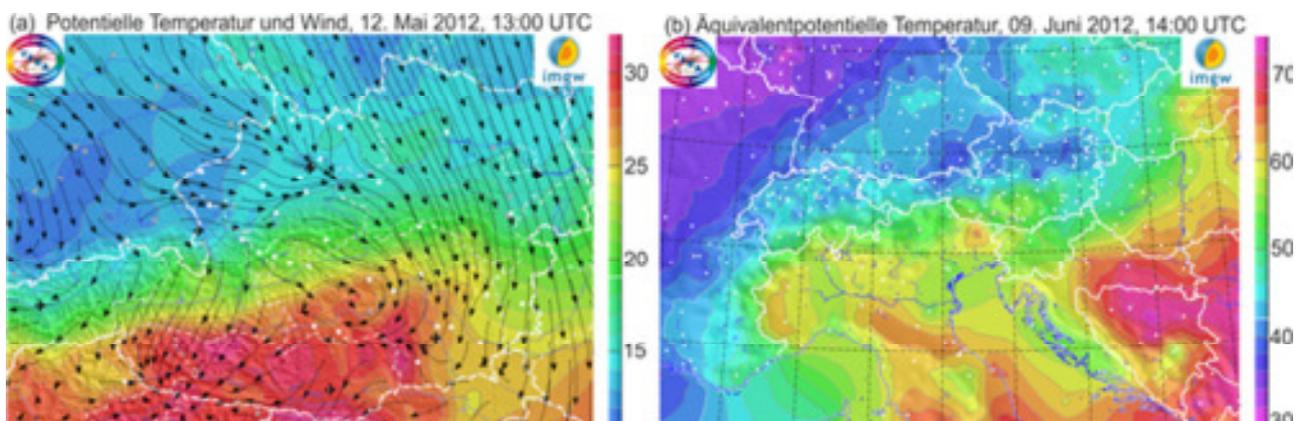


Abb. 17: (a): Potentielle Temperatur Θ [°C] als Farbflächen und Wind in Form von Stromlinien für den 12. Mai 2012, 13:00 UTC. (b): Verteilung der äquivalentpotentiellen Temperatur Θ_e [°C] als Farbflächen bei einem Kaltfrontdurchgang am 9. Juni 2012, 14:00 UTC.

Nimmt man zur fühlbaren Wärme noch die im Wasserdampf befindliche latente Wärme hinzu, so gelangt man zur äquivalentpotentiellen Temperatur Θ_e . Diese Temperatur würde sich einstellen, wenn man den gesamten Wasserdampf des Luftpakets auskondensieren lassen und das Luftpaket ohne Wärmeaustausch mit der Umgebung auf das Druckniveau $p = 1000 \text{ hPa}$ bringen würde. Nachdem sich Luftmassen neben der Temperatur auch durch ihren Feuchtegehalt unterscheiden, eignet sich diese Größe hervorragend zur Fronten- und Luftmassenanalyse. Als Beispiel ist in Abb. 17b die äquivalentpotentielle Temperatur für den Fall einer von Westen an die Alpen angelegten, bzw. östlich davon bis Kroatien vorgedrungenen Kaltfront zu sehen.

Sowohl für die potentielle, als auch für die äquivalentpotentielle Temperatur sind die in Abschnitten (2.2.2) und (2.2.3) vorgestellten thermischen und dynamischen Fingerprints in Verwendung.

3.3.4 Temperatur der Täler und Niederungen

Zwar sind die potentielle und die äquivalentpotentielle Temperatur Θ und Θ_e robust für eine 2D Analyse geeignet und synoptisch höchst relevant, für viele Anwendungen ist man jedoch an der vor Ort messbaren Temperatur selbst interessiert. Nachdem in großen Höhen positionierte Messstationen deutlich unterrepräsentiert sind (eine Extrapolation bis in Gipfelregionen ist mangels Kenntnis des variablen Höhengradienten schwierig) und die großräumige horizontale Skala in der Wetteranalyse von primärem Interesse ist, wird aus potentieller Temperatur Θ und reduziertem Druck p_{red} die Temperatur auf der Minimumtopographie (Höhe z_M) wie folgt berechnet:

$$TTN = \Theta \left(\frac{p_{red}}{p_0} \right)^\kappa - \gamma z_M$$

Nachdem in der Minimumtopographie die Täler und Niederungen hervorgehoben sind, wird die für diese Oberfläche berechnete Temperatur als Temperatur der Täler und Niederungen (TTN) bezeichnet und weicht von der an den entsprechenden Stationen gemessenen Temperatur nur geringfügig ab. Bei γ handelt es sich um den trockenisotropen Temperaturgradienten von $\gamma = 0.98^\circ\text{C}/100 \text{ m}$, $\kappa = 2/7$ ist eine Konstante. Ein Beispiel für die sekundäre Größe Temperatur der Täler und Niederungen kann Abb. 18 entnommen werden.

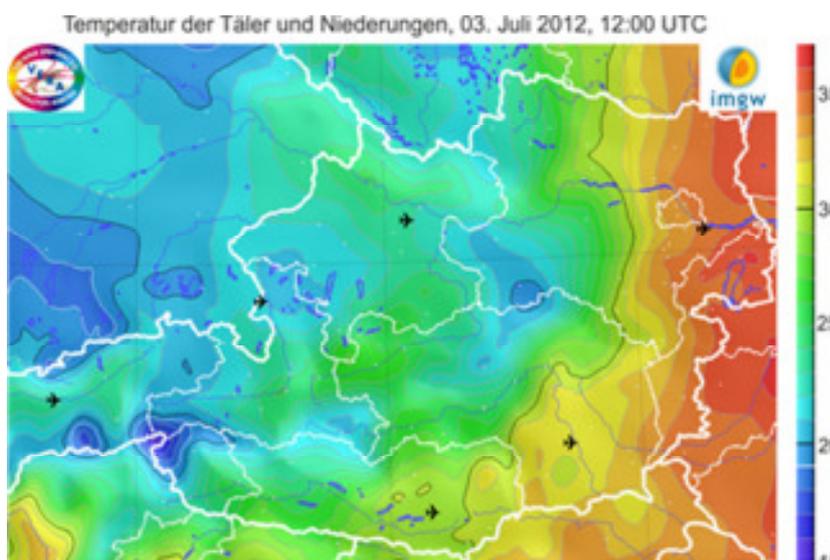


Abb. 18: Temperatur der Täler und Niederungen [$^\circ\text{C}$] für den 3. Juli 2012, 12:00 UTC, einem der heißesten Tage des Jahres 2012. Aufgrund der relativ glatten Minimumtopographie überwiegt der horizontale Anteil der Temperaturanalyse, nämlich hohe Temperaturen ganz im Osten Österreichs, etwas kühler ist es inneralpin und im Nordwesten. Dennoch machen sich die höchsten Gebirgsgruppen mit den Hochtälern durch etwas geringere Temperaturen bemerkbar.

3.3.5 Gefühlte Temperatur und Thermophysiologische Beanspruchung

Die gemessene Temperatur kann von der gefühlten Temperatur bei hohen Windgeschwindigkeiten und/oder hohem Feuchtegehalt der Luft beträchtlich abweichen, wie man es beispielsweise in stürmischen und klirrend kalten Winternächten oder an schwülen und windstillen Sommernachmittagen erleben kann. Diese, die wahrnehmbare Temperatur modifizierenden Größen können entweder getrennt in Form von Windchilltemperatur oder Schwüle- bzw. Hitzeindex Berücksichtigung finden oder gemeinsam im sogenannten "Universal Thermal Climate Index" *UTCI* ausgedrückt werden (Jendritzky 2009). Da letzterer umfassender ist – es gehen neben der gemessenen Temperatur die Windgeschwindigkeit, die Luftfeuchtigkeit und wenn vorhanden, auch die Strahlungstemperatur ein – soll der Fokus hier auf diese Größe gelegt werden. Definiert ist der *UTCI* durch jene Temperatur, die vorliegen müsste, damit bei Windstille, einer relativen Luftfeuchtigkeit von $RF = 50\%$ sowie einer der Lufttemperatur gleichenden Strahlungstemperatur dieselben physiologischen Reaktionen (z.B. Schweißrate, Hautfeuchte) auftreten, wie bei den aktuell vorliegenden Bedingungen. Die Berechnung vom *UTCI* erfolgt mittels eines Polynoms 6. Grades bezüglich der eingehenden Größen Temperatur, Windgeschwindigkeit und relativer Luftfeuchtigkeit.

Wie die gefühlte Temperatur zu Klassen der thermophysiologischen Beanspruchung zusammengefasst wird, geht aus der Tabelle in Abb. 19 hervor.

extrem	stark	mäßig	leicht	behaglich	leicht	mäßig	stark	extrem
Kältestress					Hitzestress			
< -39	-39 bis -26	-26 bis -13	-13 bis 0	0 bis 20	20 bis 26	26 bis 32	32 bis 38	> 38

Abb. 19: Zusammenhang zwischen gefühlter Temperatur bzw. *UTCI* [$^{\circ}\text{C}$] (unterste Zeile) und den einzelnen thermophysiologischen Beanspruchungsklassen.

Ein Beispiel für die gefühlte Temperatur (*UTCI*) sowie die Differenz zur herkömmlichen Temperatur für einen stürmischen, jedoch bezüglich der Temperatur selbst nicht allzu kalten Herbstmorgen für Ostösterreich und Umgebung zeigt Abb. 20a. Die Luft fühlte sich im Waldviertel um 12°C , in Böhmen sogar um bis zu 16°C kälter an als dies bei Windstille der Fall gewesen wäre. Der Einfluss der Luftfeuchtigkeit hingegen ist bei diesen tiefen Temperaturen nicht sehr relevant. Sehr wohl trifft dies für den in Abb. 20b präsentierten Fall eines schwülen Sommertages zu, in welchem die in Abb. 19 aufgelistete Klassifizierung dem Osten und Südosten Österreichs und dessen Umgebung eine starke Wärmebelastung ausweist.

Sowohl gefühlte Temperatur als auch die thermophysiologische Beanspruchung sind auf der Minimumtopographie definiert.

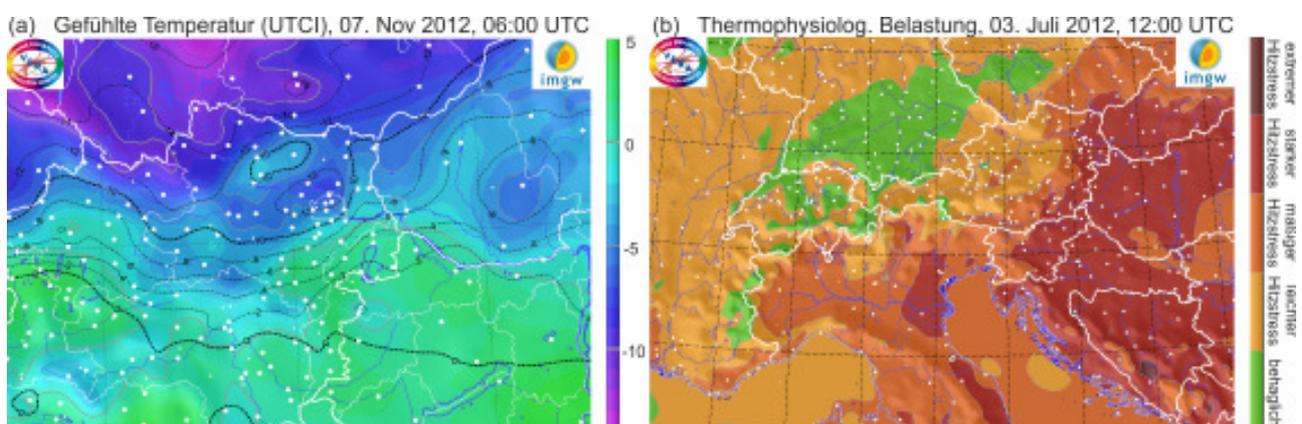


Abb. 20: (a): Gefühlte Temperatur (*UTCI* [$^{\circ}\text{C}$] als Contourflächen sowie Differenz zwischen gefühlter und tatsächlicher Temperatur [$^{\circ}\text{C}$] als strichlierte Contourlinien für Ostösterreich am 7. 11. 2012, 06:00 UTC. (b): Thermophysiologische Beanspruchung als Farbflächen für den 3. 07. 2012, 12:00 UTC für den Alpenraum.

3.3.6 Spezifische Feuchte und Feuchteflussdivergenz

Eine vor allem bei Stormchasern sehr beliebte abgeleitete Größe ist die Feuchteflussdivergenz FFD . Diese setzt sich, wie in folgender Formel ersichtlich ist, aus einem Feuchteadvektions- und einem mit der spezifischen Feuchte q gewichteten Divergenzterm zusammen (Kaufmann 2006):

$$FFD = u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} + q \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$$

Dabei sind u und v die Geschwindigkeitskomponenten in x - und in y -Richtung. Bei horizontaler Divergenz am Boden muss die auseinanderströmende Luft durch absinkende Luft aus der Höhe ersetzt werden. Negative Divergenz, also Konvergenz, bedingt ein Aufsteigen von Bodenluft mit den damit verbundenen Erscheinungen wie Kondensation und damit weiterer Labilisierung der Luft. Zonen ausgeprägter Feuchteflusskonvergenz sind entlang von Fronten zu finden sowie in Gebieten organisierter Konvektion, wie beispielsweise in Abb. 21a entlang einer Gewitterlinie vom Ennstal bis ins Waldviertel zu sehen ist. Untersuchungen haben gezeigt, dass Feuchteflussdivergenz mit einer verringerten und Feuchteflusskonvergenz mit einer erhöhten Anzahl von Blitzen einhergehen. Aus diesem Grunde eignet sich diese Größe bedingt als Prädiktor für die Gewitterbildung.

Die spezifische Feuchte q , diese gibt die Masse von Wasserdampf innerhalb eines kg von Luft an, kann aus Temperatur T , der potentiellen Temperatur Θ sowie der äquivalentpotentiellen Temperatur Θ_e berechnet werden:

$$q = \log \left(\frac{\Theta_e}{\Theta} \right) \cdot \frac{c_p T}{L}$$

mit c_p als spezifischer Wärmekapazität von Luft und L als Kondensationswärme von Wasserdampf.

Ein Beispiel für die spezifische Feuchte kann Abb. 21a entnommen werden. Vergleichsweise trockene Gebiete in den Bergen Bosniens, in den Alpen sowie im Norden der Domäne stehen feuchteren Gebieten über dem Mittelmeer, in der Poebene sowie im Rhonetal gegenüber.

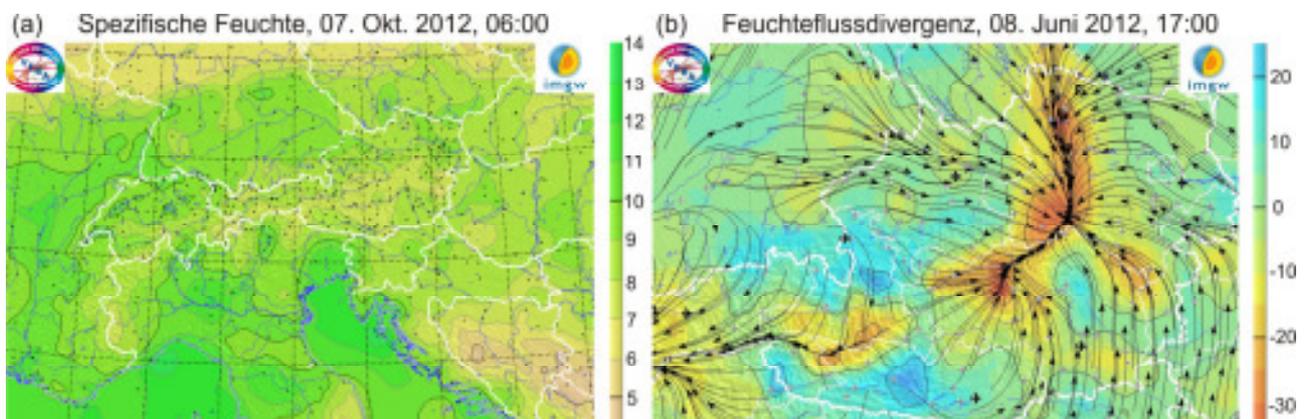


Abb. 21: (a): Spezifische Feuchte [g/kg] als Farbflächen für den 7. Oktober 2012, 06:00 UTC für die Alpendomäne, (b): Feuchteflussdivergenz [10⁻⁴ g/(kg s)] als Farbflächen und Wind in Form von Stromlinien für 8. Juni 2012, 17:00. Orange und rote Farbtöne deuten Feuchteflusskonvergenz an, wobei die Konvergenz selbst auch durch das Zusammenlaufen der Stromlinien zu erkennen ist.

3.3.7 Weitere Größen

Zusätzlich werden operationell Karten mit der skalaren Windgeschwindigkeit sowie welche mit der Windrichtung erstellt, wobei für jeden Gitterpunkt eine Zuordnung der Windrichtung in eine der Klassen Nord, Ost, Süd und West erfolgt. Prinzipiell lassen sich weitere Felder wie Vorticity (als Zirkulation vorstellbar) oder Temperaturadvektion berechnen, jedoch sind diese Größen aufgrund der großen Varianz der zugrunde liegenden Bodenfelder schwer interpretierbar und besser für die Analyse in der freien Atmosphäre geeignet.

4 Anwendungen

Die Hauptanwendungen von VERA-Analysen können jeweils einer der vier folgenden Kategorien zugewiesen werden:

- Forschung und Lehre
- Grundlage für Kurzfristvorhersage
- Klimatologische Auswertungen
- Modellverifikation

In die erste Gruppe fällt beispielsweise der Einsatz von VERA innerhalb der Lehrveranstaltung „Wetterbesprechung“, in welcher, neben einer Vorhersage, die Wetterlage der vergangenen Tage erörtert und physikalisch analysiert wird. Ebenfalls zu erwähnen ist in diesem Zusammenhang die Auswertung von in Messkampagnen gewonnenen Daten. Zudem wurden und werden am Institut für Meteorologie und Geophysik eine Reihe von Diplom-, Bachelor- und nun auch Masterarbeiten im Rahmen der Weiterentwicklung von VERA oder der Auswertung von VERA-Analysen betreut.

Als Basis für eine Kurzfristvorhersage wird VERA vom österreichischen Flugwetterdienst *Austro Control* verwendet, zudem ist VERA auch beim nationalen Schweizer Wetterdienst *MeteoSchweiz* implementiert. Die Sammlung stündlicher VERA-Analysen über längere Zeiträume erlaubt klimatologische bzw. statistische Auswertungen, wie die Berechnung von täglichen, monatlichen, jahreszeitlichen oder jährlichen Niederschlagssummen, Temperaturminima, -mittelwerte oder -maxima. Ein Beispiel für den aufsummierten Niederschlag des Jahres 2011 wurde bereits in Abb. 8a demonstriert, hier werden als Beispiele die Anzahl der Tage mit mindestens 20 mm Tagesniederschlag im Sommer 2012 (Abb. 22a) sowie die Tage mit einem Temperaturmaximum von mindestens 30 °C (*Heiße Tage*) im Sommerhalbjahr 2012 (Abb. 22b) präsentiert.

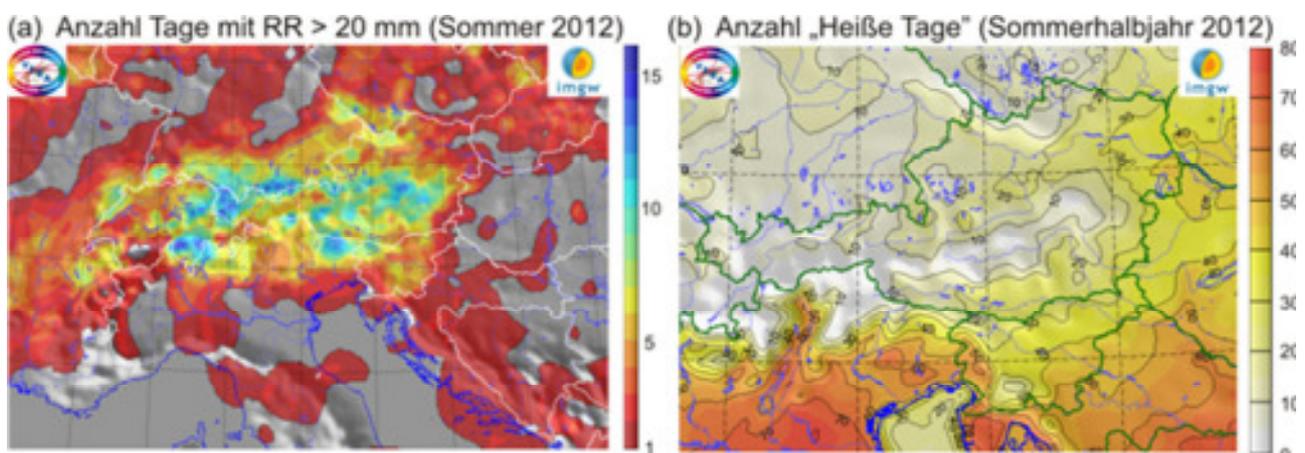
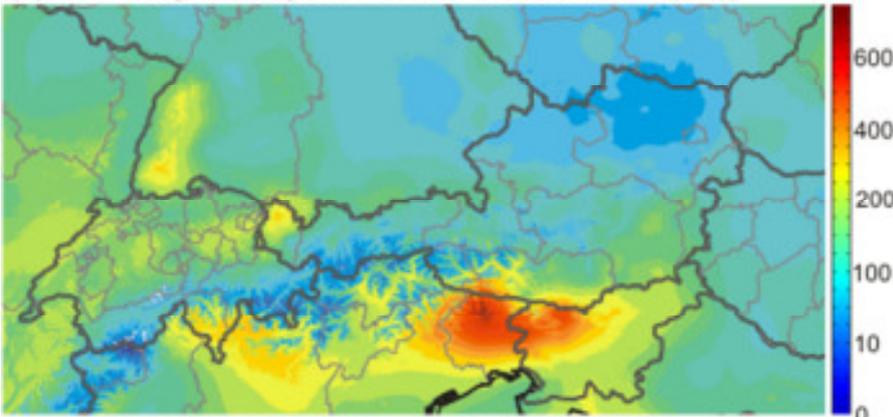


Abb. 22: (a): Anzahl der Tage mit Niederschlagssummen von $RR_{sum24} > 20$ mm. Während im Marchfeld, im Großteil Ungarns und in den Mittelmeerregionen teilweise an keinem Tag dieser Schwellwert überschritten wurde, traten vom Tessin über den Bregenzer Wald bis hin in die Obersteiermark sowie in den Karnischen und Julischen Alpen mehr als 10 dieser Tage auf. (b): Anzahl der Tage mit Temperaturmaxima von $T_{max} > 30$ °C (*Heiße Tage*). Was Österreich betrifft, zeigt sich ein ausgeprägter Ost-West-Gradient mit ca. 45 Tagen am Neusiedler See und 10 Tagen am Bodensee.

Für die Hydrologie zur Abschätzung von Niederschlagsmengen in flüssiger Form innerhalb eines Flusseinzugsgebietes oder für das Betreiben eines Schneemodells ist die Unterscheidung der gesamten Niederschlagsmengen in Regen- und Schneeanteile sinnvoll. Ein Beispiel für eine niederschlagsreiche Periode ist in Abb. 23 zu sehen, in Abb. 24 ist der für jeden Gitterpunkt der für dessen Einzugsgebiet im Mittel gefallene Niederschlag für den August 2012 abgebildet.

(a) Regenmenge 1. Okt. bis 15. Nov. 2012 [mm]



(b) Schnee (Wasseräquivalent) 1. Okt. bis 15. Nov. 2012 [mm]

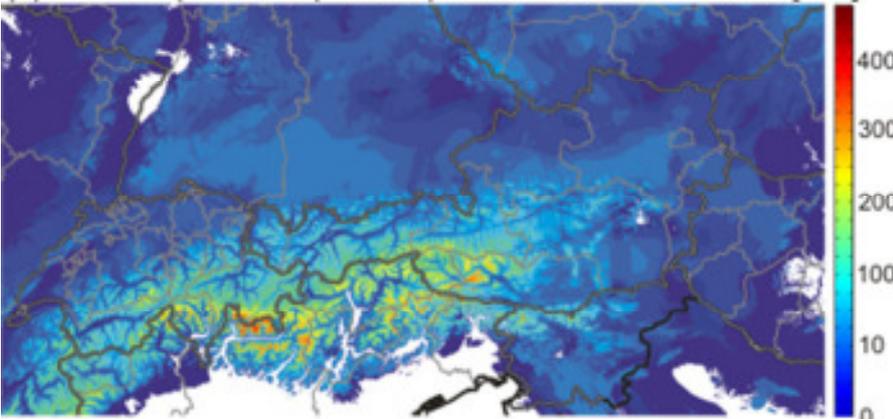


Abb. 23: (a): Die von 1. Oktober bis 15. November als Regen gefallenen und damit für lokale Hochwassersituationen in Südkärnten, Friaul und Nordslowenien verantwortlichen Niederschlagsmengen. In den Karnischen und Julischen Alpen sowie in den Karawanken sind bis zu 700 mm Regen gefallen, während vor allem Niederösterreich mit < 50 mm vergleichsweise trocken blieb. (b): Wasseräquivalent des in derselben Zeitspanne als Schnee gefallener Niederschlag. Man erkennt einerseits, dass beinahe ganz Österreich und die gesamte Schweiz bereits den ersten Schneefall erlebten, andererseits erkennt man anhand der Rottöne bemerkenswert hohe Schneemengen in den Hochlagen von den Bernina Alpen bis zur Kreuzeckgruppe.

Mittlerer Niederschlag in Einzugsgebieten für August 2012 [mm]

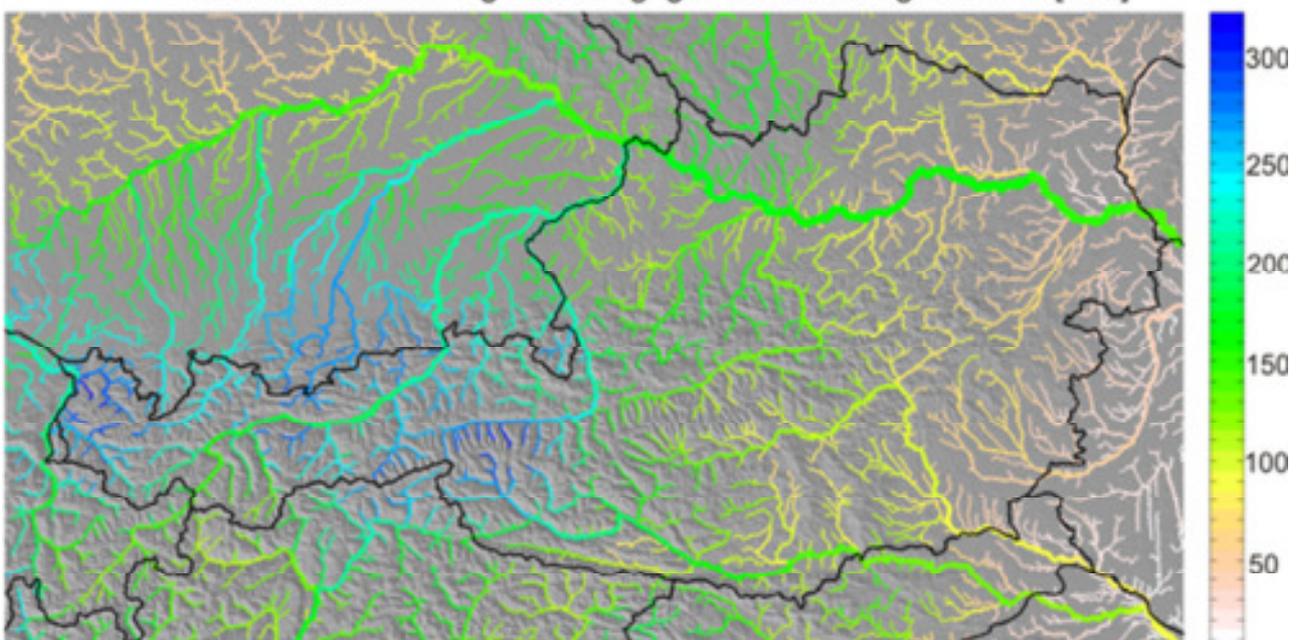


Abb. 24: Niederschlag im August 2012, der im Flächenmittel des Einzugsgebietes eines jeden Gitterpunktes gefallen ist. Für diesen Zweck wurde für jeden Gitterpunkt das Einzugsgebiet berechnet, anschließend die Niederschlagsmenge an den Gitterpunkten der Einzugsgebiete von den VERA-Analysen abgegriffen und gemittelt. Damit erhält man die Information der von den jeweiligen Gewässern maximal abzuführenden Niederschläge (Verdunstung und andere Effekte nicht berücksichtigt). Man erkennt, dass die die Hohen Tauern, den Bregenzer Wald und das Karwendelgebirge entwässernden Flüsse die größten Wassermengen abführen müssen.

Eine weitere Anwendung, welche die wichtige Säule von VERA und auch der dazugehörigen Qualitätskontrolle VERA-QC in Form der Modellunabhängigkeit begründet, ist die Modellverifikation. Um die Güte eines Wettervorhersagemodells zu bewerten, ist es erforderlich, diese mit einer objektiven Analyse zu vergleichen. Natürlich kann auch ein objektives Analyseverfahren wie VERA nicht auf Annahmen wie in diesem Fall eine minimale Krümmung oder Steigung des unerklärten Anteils verzichten, allerdings ist weder das zu verifizierende noch ein alternatives Vorhersagemodell am Zustandekommen der meteorologischen Felder involviert. Neben dem simplen Vergleich der Gitterpunktwerte von VERA-Analyse und Modell kann auch das Modellfeld als Fingerprintfeld vorgegeben werden. Die entsprechenden Fingerprintgewichte geben dann Auskunft darüber, wie gut das Modellfeld von den Messwerten bestätigt wird, bei $c=1$ wäre die Übereinstimmung perfekt. Abb. 25 zeigt als Beispiel den Vergleich einer 6-stündigen Niederschlagsvorhersage des frei verfügbaren Wettervorhersagemodells *GFS* mit der für denselben Termin gültigen VERA-Analyse.

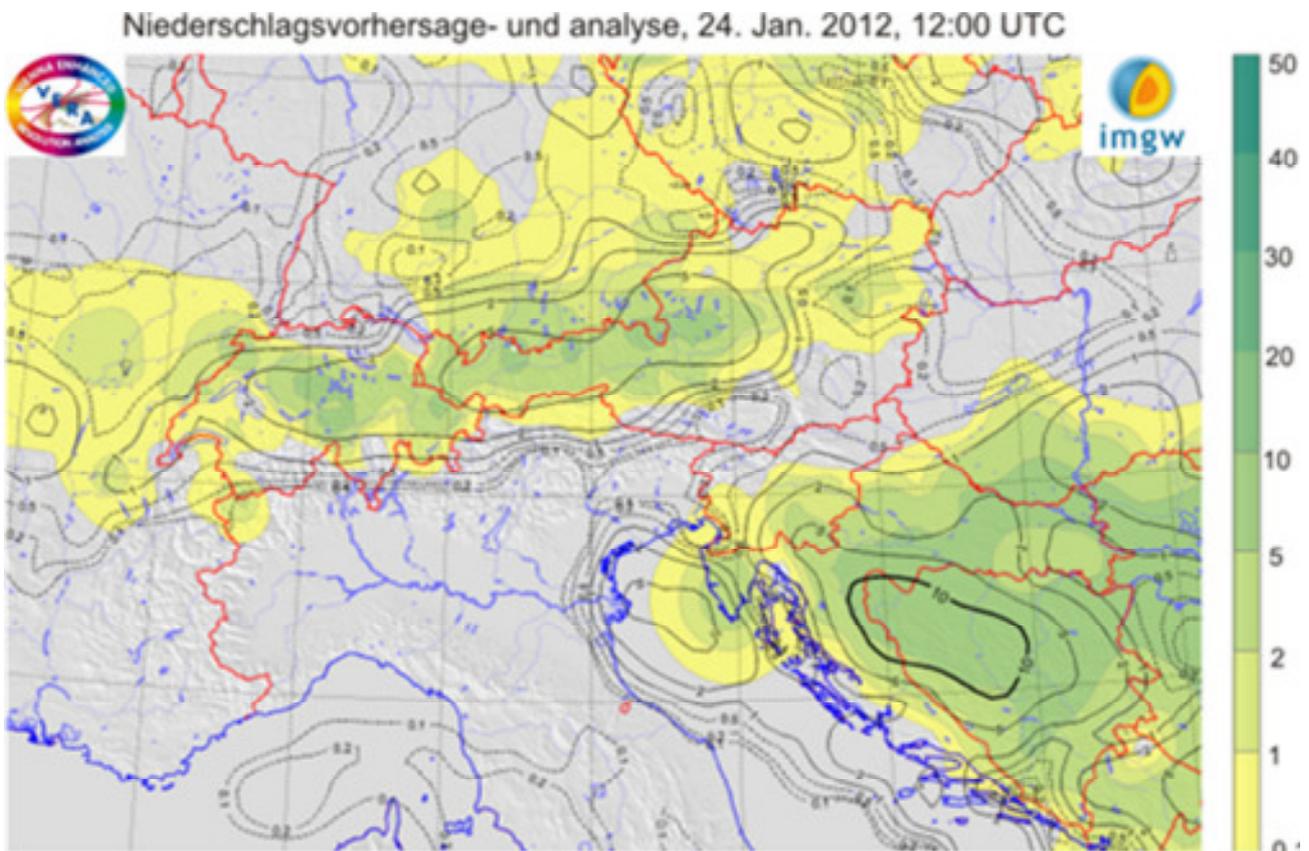


Abb. 25: Vergleich der GFS-Modellvorhersage des 6-stündigen Niederschlags [mm] für den 24. Januar 2012, 06:00-12:00 UTC (schwarze Contourlinien) mit der entsprechenden VERA-Analyse (Contourflächen). Man erkennt eine gute Übereinstimmung am Balkan, über der Slowakei und dem Mittelmeer ist der prognostizierte Niederschlag weitgehend ausgeblieben.

5 Ausblick

Für die Weiterentwicklung von VERA existieren Pläne bezüglich einer Erweiterung der Penaltyfunktion J_p (Glattheitsbedingung für die Fingerprintgewichte), Verbesserung bzw. Implementierung neuer Fingerprintfelder (Inversionsfingerprint sowie die Berücksichtigung der atmosphärischen Stabilität in den dynamischen Fingerprints und die Schneebedeckung im thermischen Fingerprint). Des Weiteren soll durch die Analyse der Temperatur auf mehreren übereinander liegenden Niveaus eine Bestimmung der Temperatur auf der realen Topographie möglich werden. Eine gemeinsame (multivariate) Analyse von miteinander verknüpften Größen wie Druck und Wind (Geostrophie) oder Druck und Temperatur (Hydrostasie) soll die Analysequalität

weiter erhöhen. Schließlich ist eine Reanalyse der meteorologischen Größen der letzten Klimanormalperiode (1981-2010) geplant, wofür aktuell die ersten vorbereitenden Arbeiten durchgeführt werden. Im Rahmen einer Masterarbeit wird die Minimierung von Kosten- und Penaltyfunktion mittels eines Monte Carlo Verfahrens getestet, wodurch einerseits komplexere Fingerprintfelder mit internen anzupassenden Parametern (beispielsweise die Inversionshöhe oder die atmosphärische Stabilität) vorgegeben werden können, andererseits könnte man die durch die Fehler der Messwerte vorhandenen Unsicherheiten auf die Gitterpunkte übertragen und anstelle von einzelnen Analysewerten umfassendere Verteilungsfunktionen erhalten.

6 Internetlinks und Literaturhinweise

Operationell erstellte VERA-Analysen können für Österreich (mit Unterausschnitten), die Schweiz, Deutschland, den Alpenraum, Europa, die USA, Mittelamerika, Japan, Australien und Neuseeland auf <http://www.univie.ac.at/amk/veraflex/test/public/> abgerufen werden (siehe Abb. 26).

Klimatologische Auswertungen wie Niederschlagssummen, Maxima, Minima und Mittelwerte für Temperatur, Wind und Luftdruck sind auf täglicher, monatlicher, jahreszeitlicher und jährlicher Basis auf <http://www.univie.ac.at/amk/veraflex/test/statistik/> zu finden.

Interessante und aktuelle Analysen werden täglich auf Facebook unter <http://www.facebook.com/Veraflex/> online zur Diskussion gestellt.

The screenshot shows the VERA-Homepage interface. At the top, it displays 'Alpenraum' and 'Samstag, 17. November 2012'. On the left, there is a 'Domänen' (Domains) menu with options like 'Europa', 'Alpenraum', 'Österreich', etc. Below the menu is a calendar for November 2012, with the 17th highlighted in green. The main content area is a grid of analysis data. It is divided into 'Standardkarten' and 'Spezielle Karten'. Each section has a 'Parameter / Zeit (UTC)' column and 24 columns representing hours from 00 to 23. The data cells contain green checkmarks, indicating that analysis data is available for those hours. At the bottom, there are social media links and a footer with '© 2012 INM US Wien'.

Abb. 26: Screenshot der VERA-Homepage. Links oben befindet sich die Auswahl der Domäne, darunter kann zwischen Analyse- (links) und Statistikmodus (rechts) ausgewählt werden. Die 5 Symbole darunter beinhalten Landkarte, Topographie, Minimumtopographie, VERA-Gitter und eine Karte mit Wetterkameras. Oberhalb der Sprachauswahl links unten befindet sich ein Kalender zur Terminauswahl, wobei für die grün dargestellten Tage Analysen zur Verfügung stehen. Stündliche Analysekarten können durch einfaches Linksklicken auf die grünen Hackerln geöffnet werden. Einige der Karten sind interaktiv in dem Sinne, dass man beim Bewegen des Mauszeigers über die Stationen und Drücken der linken Maustaste die Stationswerte vor und nach der Qualitätskontrolle angezeigt bekommt. Doppelklick auf die grünen Hackerln öffnet eine Karte mit der Option, einen Loop zu erstellen bzw. die zeitlich vor oder zurückliegenden Karten zu betrachten.

- BARNES, S. L., 1964: A Technique for Maximizing Details in Numerical Weather Map Analysis. *Journal of Applied Meteorology*, 3, pp. 396-409.
- COLLIER, C. G. 1996: Application of Weather Radar Systems. John Wiley and Sons, Chichester, UK, pp. 51-70.
- CRESSMAN, G. P., 1959: An Operational Objective Analysis System. *Monthly Weather Review*, 87, pp. 367- 374.
- GANDIN, L., 1965: Objective Analysis of Meteorological Fields. *Israeli Program for Scientific Translations*, 242 pp.
- GLAZIRIN, G. E., 1997: Precipitation Distribution with Altitude. *Theoretical and Applied Climatology*, 58, pp. 141-145.
- JENDRITZKY, G., P. BRÖDE, D. FIALA, G. HAVENITH, P. WEIHS, E. BATCHVAROVA und R. DEDEAR, 2009: Der Thermische Klimaindex UTCl. *Deutscher Wetterdienst, Klimastatusbericht 2009*, pp. 96-101.
- KAUFMANN, H., 2006: Die mesoskalige Analyse der Feuchteflussdivergenz im Alpenraum. Diplomarbeit an der Universität Wien, 115 pp.
- LAUSCHER, F., 1976: Weltweite Typen der Höhenabhängigkeit des Niederschlags. *Wetter und Leben*, 18, pp. 80-90.
- MAYER, D., R. STEINACKER und A. STEINER, 2012: Innovations and Applications of the VERA Quality Control, *Geoscientific Instrumentation, Methods and Data Systems*, 1, pp. 135-149.
- NESPOR, V. und B. SEVRUK, 1998: Estimation of Wind induced Error of Rainfall Gauge Measurements using numerical Simulation, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 16, pp. 450-464.
- PANOFSKY, H. A., 1949: Objective Weather-Map Analysis, *Journal of Meteorology*, 6, pp. 386-392.
- STEINACKER, R., 1983: Diagnose und Prognose der Schneefallgrenze. *Wetter und Leben*, 35, pp. 81-90.
- STEINACKER, R., M. RATHEISER, B. BICA, B. CHIMANI, M. DORNINGER, W. GEPP, C. LOTTERANER, C. SCHNEIDER und S. TSCHANNETT, 2006: A Mesoscale Data Analysis and Downscaling Method over Complex Terrain. *Monthly Weather Review*, 134, pp. 2758-2771.
- STEINACKER R., D. MAYER und A. STEINER, 2011: Data Quality Control Based on Self-Consistency. *Monthly Weather Review*, 139, pp. 3974–3991.

Anschrift der Verfasser

Dipl.-Ing. Mag. Dr. Dieter Mayer
 Institut für Meteorologie und Geophysik
 Universität Wien
 Althanstraße 14
 A-1090 Wien
 Tel.: +43-1-4277-53733
dieter.mayer@univie.ac.at

o. Univ.-Prof. Dr. Reinhold Steinacker
 Institut für Meteorologie und Geophysik
 Universität Wien
 Althanstraße 14
 A-1090 Wien
 Tel.: +43-1-4277-53730
reinhold.steinacker@univie.ac.at

Langzeitentwicklung der Wassertemperatur in österreichischen Fließgewässern

Long-term Changes in Water Temperature in Austrian Rivers

Stefan Standhartinger, Reinhold Godina

Stichworte: Wassertemperatur, Lufttemperatur, Klimawandel, Hydrologie, Donau, Mur, Gail, Salzach, Österreich

Keywords: river temperature, air temperature, climate change, hydrology, Danube, Mur, Gail, Salzach, Austria

Zusammenfassung

Diese Analyse untersucht die Temperaturdaten von vier österreichischen Flüssen unterschiedlicher Charakteristik und Einzugsgebietsgröße auf mögliche Trends. Im Zeitraum von 1901 bis 2010 wurde an allen Gewässern ein Anstieg der mittleren jährlichen Wassertemperatur verzeichnet. Das Ausmaß des Anstieges der Temperatur weist je nach Saison Unterschiede auf. Die Wassertemperatur hat sich an den vier untersuchten Gewässern zwischen 0,3°C und 1,4°C erhöht. Es kann angenommen werden, dass der globale Klimawandel die treibende Kraft für diese Entwicklung ist. Es gibt Hinweise darauf, dass Gewässer mit kleinem Einzugsgebiet weniger stark von der Erwärmung betroffen sind. In der Donau hingegen stieg die mittlere monatliche Wassertemperatur teilweise über 2°C an. Dies hat wesentliche Auswirkungen auf die Ökologie und die Wasserwirtschaft.

Summary

This analysis examines temperature changes in four Austrian rivers with different characteristics and catchment size and describes their possible impact on future developments. An increase of the mean annual water temperature was recorded in all four rivers from 1901 to 2010. The extent of this increase has seasonal differences. The water temperature has risen between 0.3°C and 1.4°C in the four analyzed rivers. The reason for this development seems to be an increase in air temperature as a result of global climate change. There are indications that rivers with small catchment size are less affected by global warming. However, the average monthly water temperature in the Danube partially increased by more than 2 °C. This has important implications for the ecology and water resources.

1 Einleitung

Die Wassertemperatur ist einer der wichtigsten physikalischen Parameter in Fließgewässern. Sie hat Einfluss auf die physikalischen, chemischen und biologischen Prozesse, die in einem Flusssystem stattfinden und hat somit direkte Auswirkungen auf das Arteninventar und die Wasserqualität. Die Evolution, Verteilung und Ökologie von Organismen werden stark von der Wassertemperatur beeinflusst (Jungwirth et al., 2003) und verändern sich mit steigender Temperatur. Matulla et al. (2007) beschreiben beispielsweise eine mögliche Verschiebung der Fischregionen für die Mur in Richtung Oberlauf, was die

Habitatverfügbarkeit von Salmoniden wie den Huchen (*Hucho Hucho*) noch stärker einschränken würde. Nicht nur die Verteilung der Organismen, sondern auch die Prozesse der Paarung, Eiablage und Larvenentwicklung werden in hohem Maße von der Wassertemperatur gesteuert (z.B. Gore, 1992; Evans & Petts, 1997; Kamler et al., 1998; Jonsson & Jonsson, 2009). Auch die Menge an gelösten Gasen (Ducharn, 2008) und die Schwebstoffkonzentration, Faktoren, die für die Wasserqualität entscheidend sind, werden vom Temperaturhaushalt beeinflusst. Dies hat direkte Auswirkungen auf die Verwendung des Wassers zur Erholung, Wasserversorgung, Bewässerung und industriellen Nutzung durch den Menschen (Webb & Nobilis, 2007). Die Wassertemperatur ist somit nicht nur ökologisch, sondern auch ökonomisch von Bedeutung.

Die Änderungen im Temperaturregime eines Fließgewässers können sowohl natürlich als auch anthropogen sein. Menschliche Eingriffe wirken direkt, z.B. über Kühlwassereinleitung, oder indirekt, durch Regulierung, Stauhaltung, Wasserentnahme oder die Flächennutzung im Einzugsgebiet, auf die Wassertemperatur. Brown & Krygier (1967) z.B. zeigten schon sehr früh, dass der Holzeinschlag, vor allem in Oberläufen, den Temperaturhaushalt stark beeinflusst. Dymond (1984) fand heraus, dass Veränderungen der Wassertiefe, als Folge von Wasserentnahme, die Wassertemperatur verändern. Langford (1990) untersucht die vielfältigen Auswirkungen des Temperaturanstiegs durch industrielle Wärmeverschmutzung auf den aquatischen Lebensraum. Webb & Walling (1996) zeigen am englischen Haddeo River, dass Stauhaltung und Regulierung zu einer Erhöhung der mittleren Wassertemperatur und zu einer Verringerung der Eisbildung führen können. Neben diesen Faktoren gibt es in den vergangenen Jahrzehnten Belege dafür, dass durch den globalen Klimawandel die Wassertemperatur der Flüsse ansteigt (z.B. Sinokrot, 1995; Van Vliet et al., 2011).

Dass insgesamt sehr wenig lange Zeitreihen von Fließgewässertemperaturdaten vorhanden sind, deutet darauf hin, dass diesem Thema wenig Interesse seitens der Forschung gewidmet wurde. Erst seit den umfassenden Untersuchungen zum Thema Klimawandel in jüngster Vergangenheit rückt die Langzeituntersuchung der Temperatur von Fließgewässern stärker in den Fokus der Wissenschaft.

In Österreich hat die Erforschung der Wassertemperatur eine lange Tradition. An vielen Gewässern wurden Ende des 19. Jahrhunderts Messstellen für die Erfassung der Wassertemperatur errichtet, die zum Teil bis heute Daten liefern. Bereits frühere Studien nutzten dieses Datenmaterial, um Langzeittrends der Wassertemperatur zu untersuchen (Nobilis & Webb, 1994; Webb & Nobilis, 1995, 2007). Die vorliegende Analyse soll diese Arbeit weiterführen und aufzeigen, ob heute noch die gleichen Entwicklungen vorzufinden sind wie damals bzw. ob und wie sich die Bedingungen seither verändert haben. Auf Basis der mittleren monatlichen, saisonalen, und jährlichen Wasser- und Lufttemperatur soll aufgezeigt werden, inwieweit die Wassertemperatur von der Erwärmung des Klimas betroffen ist.

2 Methoden und Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet umfasst vier Fließgewässer mit unterschiedlicher Einzugsgebietsgröße und Höhenlage (Tabelle 1) und reflektiert die Variabilität österreichischer Fließgewässer. Die Charakteristik der einzelnen Gewässer reicht von kleinen, gletscher-beeinflussten Einzugsgebieten mit einer langjährigen mittleren Wassertemperatur von weniger als 5°C bis hin zu abflussreichen Gewässern wie der Donau mit einer mittleren jährlichen Temperatur von 9,5°C. Die Bandbreite der verschiedenen Höhenlagen beträgt knapp 600 Höhenmeter.

Die Wassertemperaturdaten sind für den Zeitraum 1901 bis 2010 verfügbar und stammen vom *Hydrografischen Zentralbüro des Bundesministeriums für Land- und Forstwirtschaft Umwelt und Wasserwirtschaft (HZB)*. Sie basieren auf täglichen Messungen unterschiedlicher Methodik. Da sich die Art der Datenerfassung im Verlauf der Messstellengeschichte verändert hat, wurden für die hier vorliegende Analyse die Daten auf Zeitpunktwerte normiert. Bevor die Daten kontinuierlich und in digitaler Form von

einem Datensammler aufgezeichnet wurden, maß man die Temperatur einmal täglich mit einem Schöpftthermometer oder die Temperatur wurde mit einem analogen Schreibgerät aufgezeichnet und als Tagesmittelwert erfasst. Im Hydrographischen Jahrbuch von Österreich werden Monatsmittel der Wassertemperatur dargestellt. Dieser Wert wird entweder aus den Tagesmittelwerten der Datensammler bzw. analogen Schreibgeräten oder aus den Messungen mit dem Schöpftthermometer errechnet. Um eine Trendanalyse durchführen zu können, muss die unterschiedliche Erfassung der Daten berücksichtigt und die Datenreihe gegebenenfalls korrigiert bzw. homogenisiert werden. Wenn an einer Messstelle in der Vergangenheit die Temperatur um 07:00 Uhr mit dem Schöpftthermometer gemessen wurde und die Messstelle auf Datensammler umgestellt wurde, ist auch der Temperaturwert dieses Zeitpunktes aus den Datensammlern zu verwenden, um vergleichbare Monatsmittelwerte der Temperatur zu erhalten. Nur durch die Homogenisierung der Daten können langfristige Entwicklungen beschrieben werden. Entscheidend für die Aussagekraft vieljähriger Daten sind die lückenlose Messung und die Qualitätsprüfung seitens des Messstellenbetreibers.

Die Lufttemperaturdaten stammen aus der HISTALP-Datenbank (Historical Instrumental Climatological Surface Time Series of the Greater Alpine Region) der *Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG)*. Da die Auswahl an langjährigen Zeitreihen sowohl bei den Wasser- als auch bei den Lufttemperaturdaten begrenzt ist, sind die jeweiligen Messstellen nicht immer am gleichen Ort. Die maximale Distanz zwischen den Messstellenpaaren beträgt etwa 40 km (Federaun – Klagenfurt). Da es bei dieser Analyse nicht um den Vergleich der absoluten Temperaturen geht, sondern vielmehr die Trends des Temperaturverlaufs untersucht werden, ist dies vernachlässigbar. Es ist anzunehmen, dass die Temperatur großräumig denselben Trends folgt.

Tabelle 1: Eigenschaften der Untersuchungsgebiete

	Gewässer	Messstelle	Pegelnulppunkt (m ü.A)	Einzugsgebiet (km²)	Mittlerer jährlicher Durchfluss Q (m³/s)
Wasser	Donau	Kienstock	194	95970	1877*
	Mur	Graz	328,67	7042,8	117**
	Gail	Federaun	498,54	1304,9	44,5***
	Salzach	Mittersill	782,9	582,6	24,6***
Luft		St. Pölten	273		
		Graz	366		
		Klagenfurt	447		
		Zell am See	766		

* aus Reihe 1981 – 2009

** aus Reihe 1987 – 2009 (Pegel Friesach)

*** aus Reihe 1951 – 2009

Ob die Zeitreihen der mittleren jährlichen Wasser- und Lufttemperaturen einem linearen Trend folgen, wurde mit dem Programm CTPA (Change and Trend Problem Analysis) des *Czech Hydrometeorological Institute* getestet. Der Test analysiert, ob die Steigung eines einfachen linearen Regressionsmodells gleich Null oder ungleich Null ist. Bei der Nullhypothese und der alternativen Hypothese handelt es sich um Rahmenbedingungen, unter denen entweder der Mittelwert oder der Trend über den Untersuchungszeitraum gleich bleiben (Andel, 1976). Die Änderungen in der Trendentwicklung der mittleren jährlichen Temperaturdaten ist mithilfe der Methode nach Jaruskova (1994) überprüft worden. Zur Prüfung, ob der lineare Trend der monatlichen und saisonalen Wasser- und Lufttemperatur signifikant ist, wurde der

studentische t-Test verwendet. Alle Tests wurden auf einem Signifikanzniveau von $p < 0,05$ durchgeführt. Mittels Korrelationsanalyse wurde ein möglicher Zusammenhang zwischen Wasser- und Lufttemperatur geprüft.

3 Ergebnisse

3.1 Entwicklung Wasser- und Lufttemperatur

Abbildung 1 zeigt die Entwicklung der mittleren jährlichen Wassertemperatur am Donaupegel in Kienstock sowie die der Lufttemperatur an der Messstelle St. Pölten für den Zeitraum 1901 bis 2010. Die Luft- und Wassertemperatur weist im Beobachtungszeitraum eine hohe Variabilität auf. Die Schwankungen der Wassertemperatur stimmen in hohem Maße mit denen der Lufttemperatur überein. Beide Parameter folgen einem ansteigenden Trend. Aus der Gleichung der Trendgeraden ergibt sich ein Anstieg der Temperaturen um ca. $0,13^{\circ}\text{C}$ (Wasser) bzw. $0,14^{\circ}\text{C}$ (Luft) pro Dekade. Der geringe Wert des Bestimmtheitsmaßes (R^2) zeigt die hohe Variabilität der mittleren jährlichen Temperaturen an. Die Wassertemperatur ($R^2 = 0,44$) schwankt weniger stark als die Lufttemperatur ($R^2 = 0,32$). Dies ist wahrscheinlich eine Folge der Pufferwirkung des Wassers, durch die kurzfristige Extreme abgeschwächt werden.

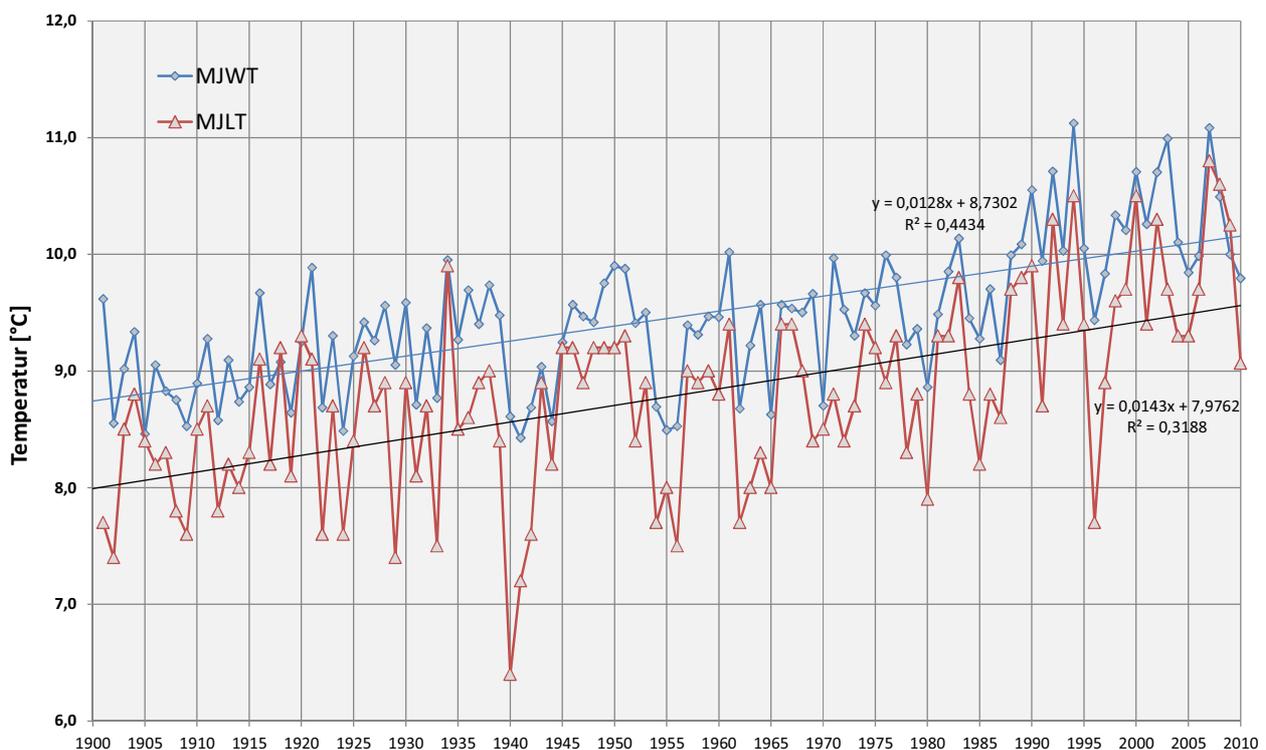


Abbildung 1: Mittlere jährliche (MJ)Temperatur von Wasser (Kienstock/Donau) [blau] und Luft (St. Pölten) [rot] in $^{\circ}\text{C}$ für den Zeitraum von 1901-2010. Geraden geben den linearen Trend wieder.

Die Entwicklung der Wasser- und Lufttemperatur am Murpegel in Graz bzw. Graz-Universität zeigen zwar bezüglich der jährlichen Schwankungen ein ähnliches Verhalten, weisen aber im Untersuchungszeitraum einen unterschiedlich stark ansteigenden Trend auf (Abbildung 2). Während die Temperatur der Mur im Mittel nur etwa $0,1^{\circ}\text{C}$ pro Dekade ansteigt, nimmt die Lufttemperatur um etwa $0,17^{\circ}\text{C}$ pro Dekade zu. Vor allem in den letzten zwei Jahrzehnten ist der Anstieg der Lufttemperatur höher als jener der Wassertemperatur. Graz unterscheidet sich durch seine Beckenlage klimatisch von seiner Umgebung und weist generell wärmere mittlere Temperaturen auf. Da die Temperatur der Mur in Graz eigentlich vom davorliegenden Einzugsgebiet geprägt ist und sich die Lufttemperatur im Grazer Becken erst weiter flussab

voll auswirkt, könnte der starke Anstieg der Lufttemperatur am Pegel Graz noch nicht messbar sein. Die Analyse der Lufttemperaturdaten von Lobming (nähe Bruck an der Mur) und Breitenau bei Mixnitz ergaben aber, dass auch weiter flussauf der Anstieg der Lufttemperatur deutlich stärker ausfällt als jener der Wassertemperatur. Betrachtet man allerdings Messstellen in höheren Lagen, zeigt sich, dass die Lufttemperatur dort weniger stark ansteigt (Pleschkogel, Pusterwald-Hinterwinkel). Der Anstieg der mittleren Lufttemperatur im Einzugsgebiet dürfte also geringer sein als am Pegel Graz, was den unterschiedlichen Verlauf der Lufttemperatur teilweise erklärt. Ein weiterer Grund für den unterschiedlichen Verlauf könnte eine Änderung in der Messmethodik der Wassertemperatur sein. Tatsächlich wird die Wassertemperatur seit 1999 nicht mehr täglich mit einem Schöpfthermometer, sondern kontinuierlich mit einem Datensammler gemessen. Die Messung mit dem Datensammler wurde zwar durch Kontrollmessungen (mit Schöpfthermometer) verifiziert, die Wassertemperaturen mussten aber in den Jahren 1999 und 2002 nach oben korrigiert werden, da sie nicht plausibel erschienen. Im Jahr 2003 wurde die Messstelle flussabwärts verlegt. Diese Veränderung sollte aber tendenziell eher zu einer höheren Wassertemperatur führen, da die Temperatur mit der fließenden Welle zunimmt (z.B. Torgersen et al., 2001; Caissie, 2006). Mögliche Ursachen für den unterschiedlichen Anstieg der Wasser- und Lufttemperatur könnten auch veränderte hydrologische Bedingungen (Schmelzwasser, Schwebstoffe) oder veränderte menschliche Nutzungen im Gewässer oder im Einzugsgebiet sein.

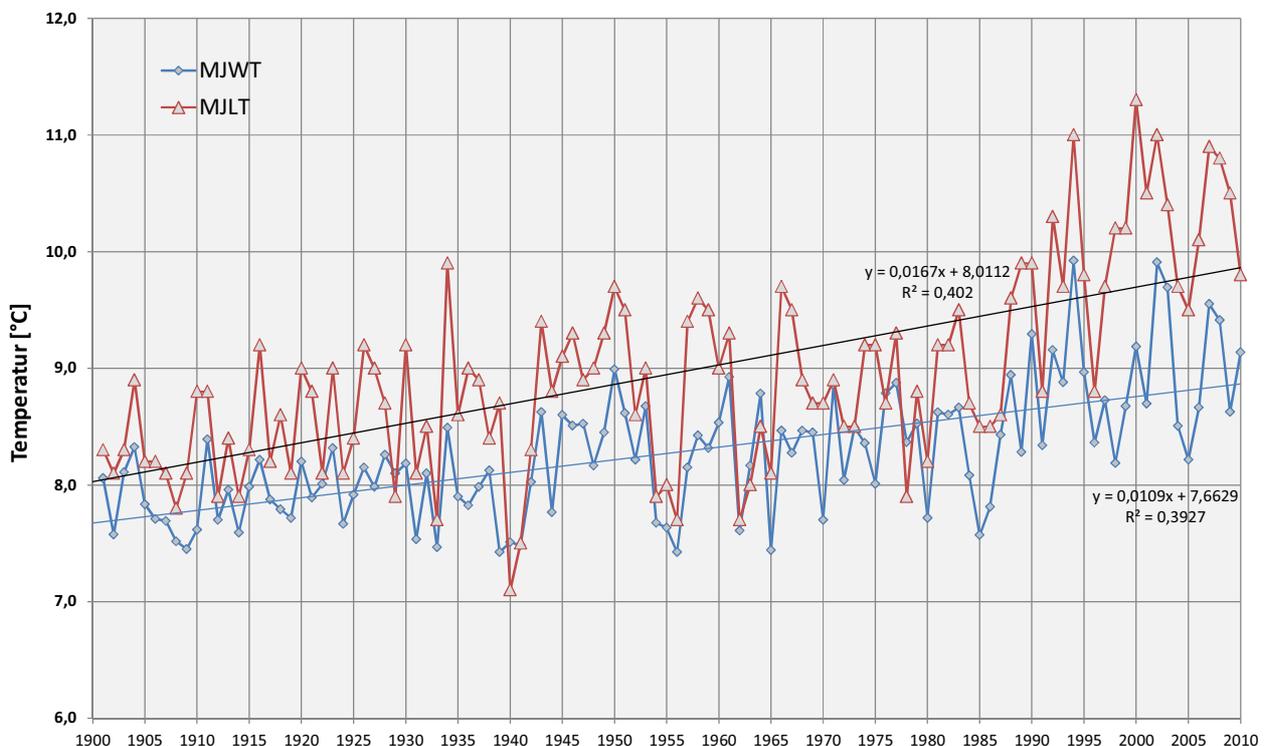


Abbildung 2: Mittlere jährliche (MJ)Temperatur von Wasser (Graz/Mur) [blau] und Luft (Graz) [rot] in [°C] für den Zeitraum von 1901-2010. Geraden geben den linearen Trend wieder.

Die Wassertemperatur steigt auch an der Gail deutlich weniger als die Lufttemperatur (Abbildung 3). An der Messstelle Klagenfurt ergibt sich ein Anstieg der mittleren jährlichen Lufttemperatur um 0,13°C pro Dekade und entwickelt sich somit ähnlich wie in St. Pölten. Die Wassertemperatur nimmt hingegen nur um etwa 0,06°C pro Dekade zu. Der Anstieg der Wassertemperatur beträgt also nur etwa die Hälfte des Anstieges der Lufttemperatur.

Das geringe Bestimmtheitsmaß ($R^2 = 0,19$) zeigt die sehr hohe Variabilität der Temperaturen in der Gail. Die Variabilität der Temperaturen scheint sich mit der Gewässergröße zu verändern. Je kleiner ein Gewässer bzw. je kleiner sein Einzugsgebiet, desto variabler ist die mittlere jährliche Wassertemperatur im zeitlichen

Verlauf. Gleichzeitig nimmt auch das Ausmaß des Anstieges mit der Einzugsgebietsgröße ab. Es scheint, als ob ein direkt proportionaler Zusammenhang zwischen Einzugsgebietsgröße und Temperaturanstieg besteht. Die Größe des Einzugsgebiets repräsentiert dabei die Rahmenbedingungen, die im Einzugsgebiet vorherrschen. Faktoren wie die Seehöhe, das Abflussregime oder die Schneeverhältnisse sind je nach Einzugsgebietsgröße ähnlich ausgeprägt. Seine Größe ist somit ein guter Indikator für die äußeren Einflüsse, die auf das Gewässer und somit auch auf die Wassertemperatur wirken.

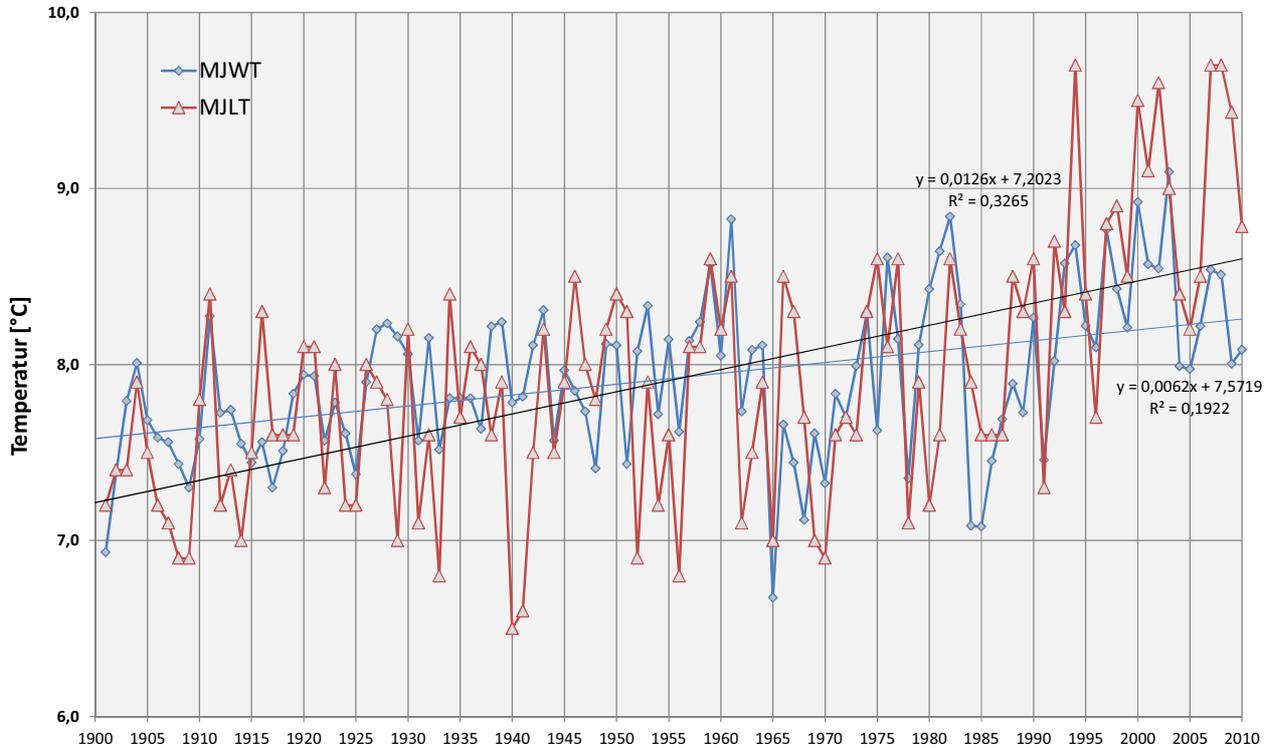


Abbildung 3: Mittlere jährliche (MJ) Temperatur von Wasser (Federaun/Gail) [blau] und Luft (Klagenfurt) [rot] in [°C] für den Zeitraum von 1901-2010. Geraden geben den linearen Trend wieder.

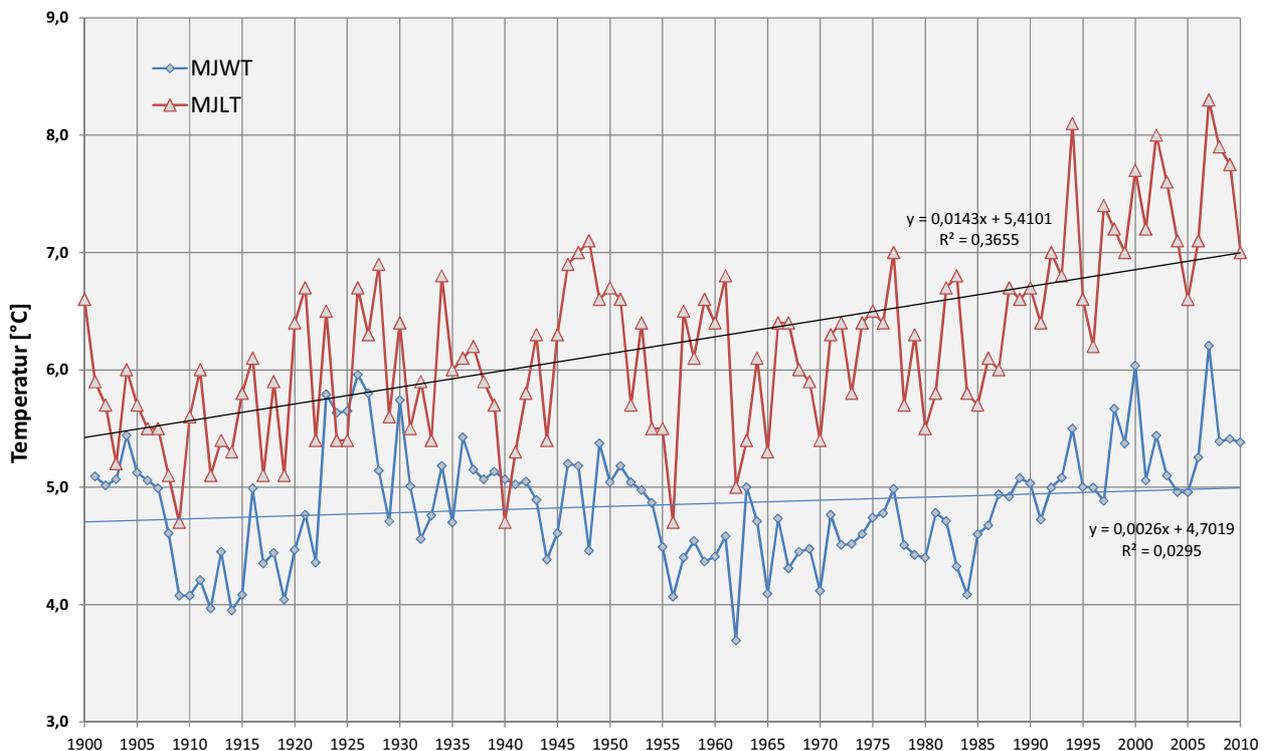


Abbildung 4: Mittlere jährliche (MJ) Temperatur von Wasser (Mittersill/Salzach) [blau] und Luft (Zell am See) [rot] in [°C] für den Zeitraum von 1901-2010. Geraden geben den linearen Trend wieder.

Den größten Unterschied in der Trendentwicklung zwischen Wasser- und Lufttemperatur weist die Salzach auf (Abbildung 4). Während die Lufttemperatur (Messstelle Zell am See) um etwa 0,14 °C pro Dekade steigt, nimmt die Wassertemperatur nur um ca. 0,03°C pro Dekade zu. Von den untersuchten Gewässern ist dies der niedrigste Wert des Temperaturanstiegs. Da es sich bei der Salzach am Pegel Mittersill um das kleinste Einzugsgebiet handelt, bestätigt sich die bereits formulierte Hypothese, dass der Temperaturanstieg bei kleineren Einzugsgebieten schwächer ausgeprägt ist.

Der lineare Trend der mittleren jährlichen Wassertemperatur ist zwar signifikant, betrachtet man allerdings den Temperaturverlauf (Abbildung 4, blaue Linie), sieht man, dass die Temperatur in einzelnen Perioden doch deutlich vom Trend abweicht (z.B. 1955-1985). Dies passiert, weil etliche Vorgänge im Einzugsgebiet und im Gewässer selbst die Wassertemperatur direkt oder indirekt beeinflussen. Die Wassertemperatur ist sozusagen ein Summenparameter oder das Endprodukt, das alle temperaturbeeinflussenden Faktoren zusammenfasst. Sie kann zum Beispiel vom Grundwasser oder der Verdunstungskälte beeinflusst werden (Caissie, 2006). Ihr Verlauf lässt sich nicht eindeutig über die Entwicklung der Lufttemperatur erklären.

In allen vier untersuchten Gewässern ist die mittlere jährliche Temperatur im Beobachtungszeitraum signifikant angestiegen. Abbildung 5 zeigt zusammenfassend die Trendgeraden der mittleren jährlichen Wasser- und Lufttemperatur.

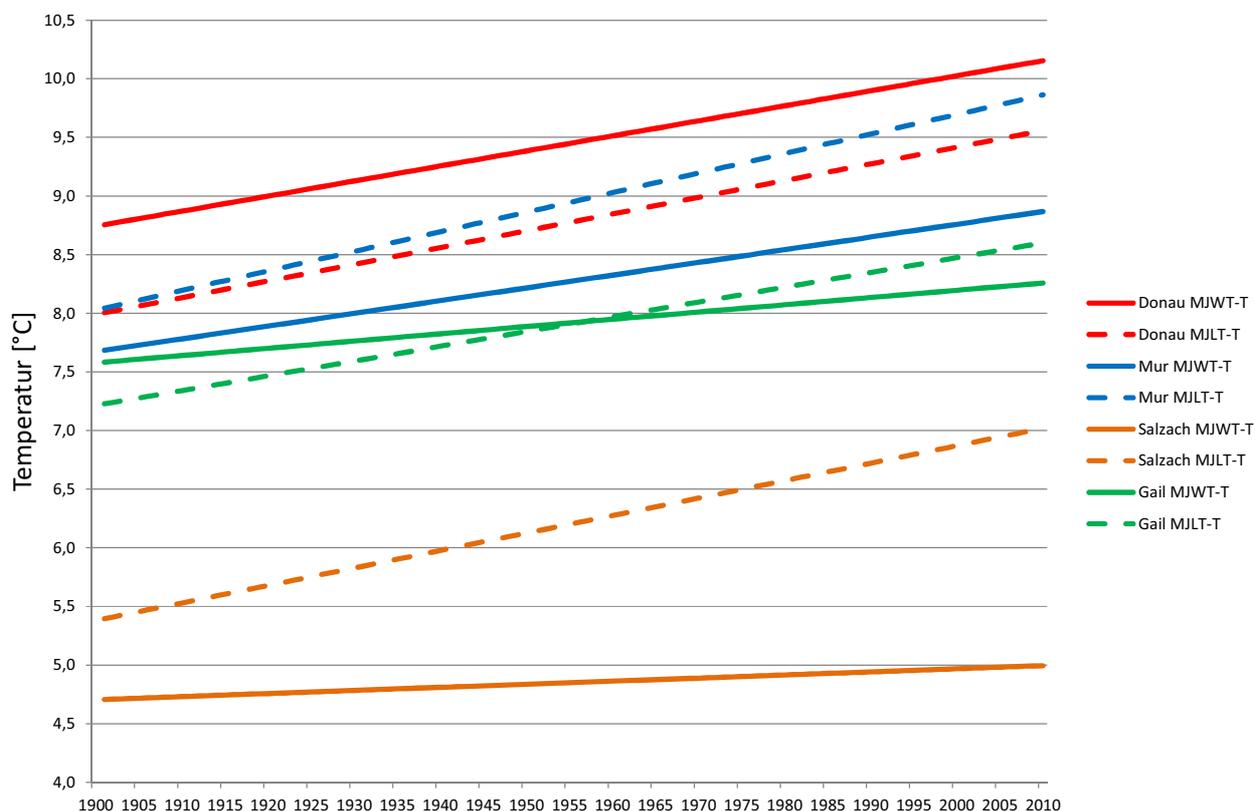


Abbildung 5: Trendgeraden der mittleren jährlichen Wassertemperaturen (MJWT) und Lufttemperaturen (MJLT).

Während die Lufttemperatur an allen vier Messstellen einen ähnlichen Anstieg aufweist, gibt es bei den Wassertemperaturen doch deutliche Unterschiede zwischen den einzelnen Flüssen. Bei Gewässern mit großem Einzugsgebiet ist der Verlauf des Trends der Wassertemperatur dem Trend der Lufttemperatur sehr ähnlich. Je kleiner hingegen das Einzugsgebiet ist, desto stärker dürften andere Faktoren wie zum Beispiel: Schneeschmelze, Gletscherentwicklung, Grundwasserhaushalt, Niederschlag oder Beschattung die Wassertemperatur beeinflussen. Dieser Einfluss zeigt sich auch in der Ausprägung der thermischen Regime. Abbildung 6 zeigt den mittleren Jahrgang der Luft- und Wassertemperatur an der Donau (links) und an der Salzach (rechts) für den Zeitraum 2000 bis 2010. Nach der Klassifikation nach Lauscher (1963a und 1963b)

repräsentiert die Donau am Pegel Kienstock (Typ 1: relativ warm) das obere Ende und die Salzach am Pegel Mittersill (Typ 9: relativ kalt) das untere Ende einer Skala mit 9 verschiedenen Regimetypen (HAÖ, 2003). Bei diesen Typen liegen alle Jahreszeitenmittelwerte über bzw. unter jenen, die in dieser Seehöhe zu erwarten sind. Wie man sieht, folgt die Wassertemperatur an der Salzach viel weniger dem Verlauf der Lufttemperatur als an der Donau.

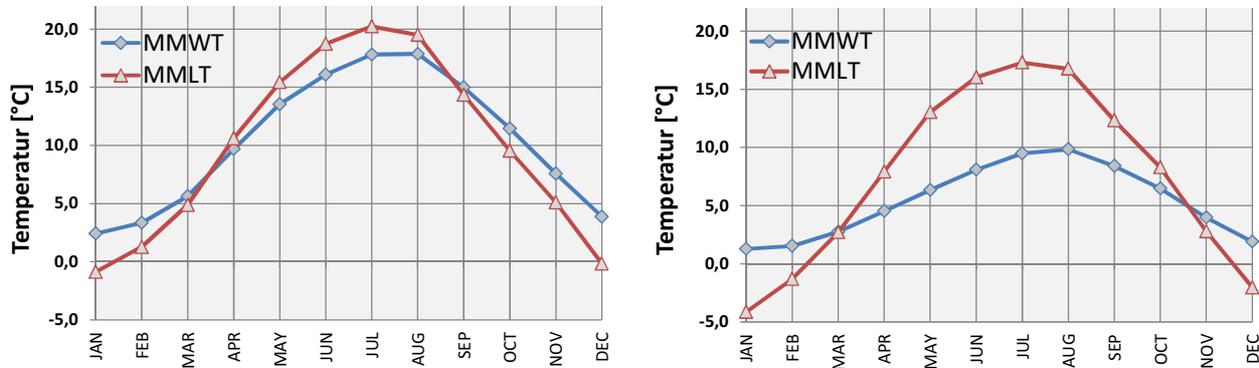


Abbildung 6: Jahresgang der mittleren monatlichen (MM) Temperatur von Wasser [blau] und Luft [rot] an den Messstellen Kienstock-Donau/St. Pölten (links) und Mittersill-Salzach/Zell am See (rechts) im Zeitraum 2000-2010.

3.2 Änderungen im Trend

Betrachtet man den Verlauf der Ganglinien von Wasser- und Lufttemperatur, ist teilweise schon mit freiem Auge erkennbar, dass die Entwicklung der Temperatur im Untersuchungszeitraum unterschiedlichen Trends folgt.

Abbildung 7 zeigt die Veränderung des Trends für den Pegel Kienstock an der Donau (links) und für die Messstelle St. Pölten (rechts). Im Zeitraum 1901 bis 1970 liegt der Anstieg der Wasser- und Lufttemperatur unter $0,1 \text{ } ^\circ\text{C}$ pro Dekade. Seit den 1970er Jahren ist ein deutlich stärkerer Trend erkennbar. In diesem Zeitraum stieg die Temperatur um etwa $0,3 \text{ } ^\circ\text{C}$ pro Dekade an, also etwa dreimal so stark. Betrachtet man die absolute Temperatur, sind etwa zwei Drittel des Gesamtanstiegs in den vergangenen 40 Jahren passiert.

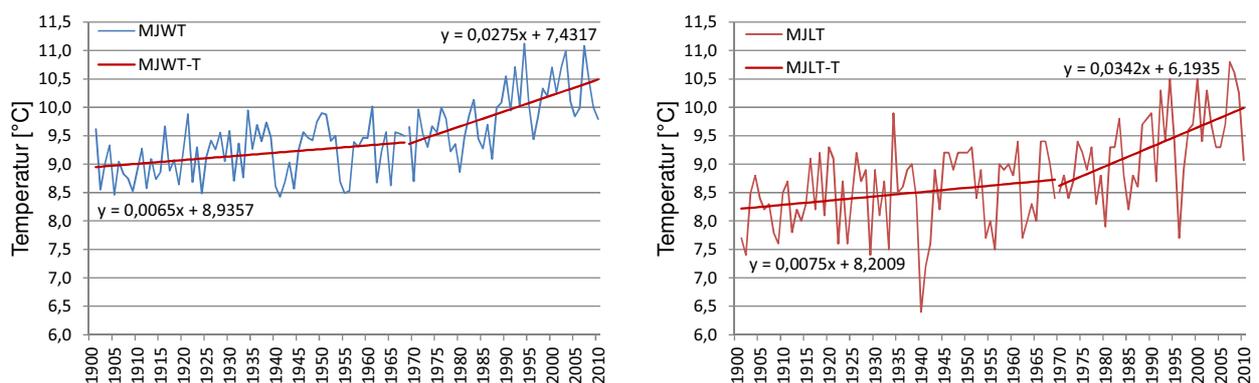


Abbildung 7: Änderung im Trend und Gleichungen der Trendgeraden der mittleren jährlichen Wassertemperatur (MJWT) in Kienstock/Donau (links) und mittleren jährlichen Lufttemperatur (MJLT) in St. Pölten (rechts).

Wie an der Donau zeigen die Trends von Wasser- und Lufttemperatur der Mur bis in die 1970er Jahre ein vergleichbares Verhalten (Abbildung 8). Die Temperatur der Mur stieg im Zeitraum 1901 bis 1975 mit $0,07 \text{ } ^\circ\text{C}$ pro Dekade an. Danach steigt die Wassertemperatur mit $0,23 \text{ } ^\circ\text{C}$ pro Dekade etwa dreimal so stark. Die Ganglinie der Lufttemperatur entwickelt sich ähnlich. Der Anstieg von $0,07 \text{ } ^\circ\text{C}$ pro Dekade dauert allerdings bis 1989 an und springt dann auf ein deutlich höheres mittleres Niveau mit anschließend steilerem Anstieg.

Wie bereits weiter oben erwähnt, weist die Ganglinie der Lufttemperatur am Pegel Graz in den letzten zwei Jahrzehnten sehr hohe Temperaturen auf. Der Anstieg der mittleren Lufttemperatur im Einzugsgebiet dürfte aber aufgrund des geringen Temperaturanstieges in höheren Lagen niedriger sein. Die Punktmessung in Graz kann also nur bedingt Auskunft über die Entwicklung der Wassertemperatur geben. Lokale Temperaturmaxima, wie sie im Grazer Becken vorherrschen, sind zu begrenzt, um die Wassertemperatur wesentlich zu beeinflussen. Vielmehr müsste die mittlere Temperatur im Einzugsgebiet betrachtet werden, um genauere Aussagen zur Luft- Wassertemperaturbeziehung treffen zu können. Für den Untersuchungszeitraum liegen allerdings nur an wenigen Messstellen im Einzugsgebiet ausreichend Daten vor.

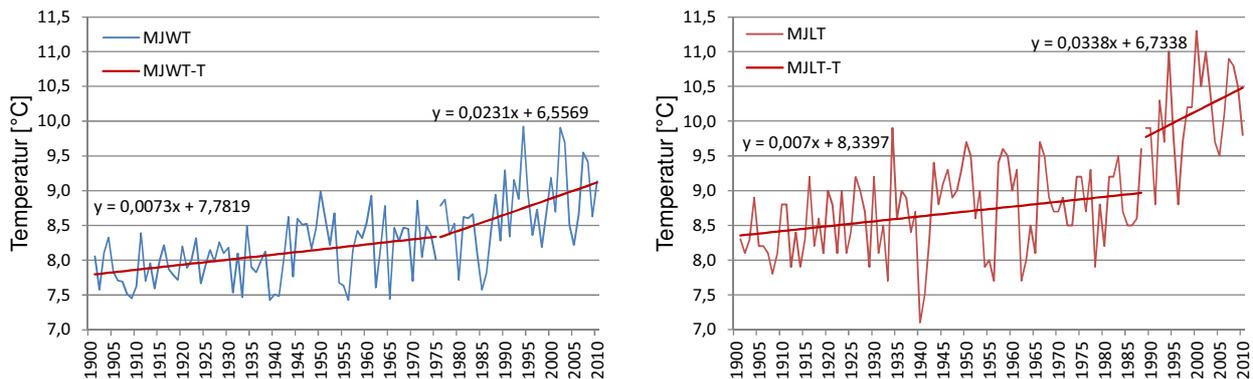


Abbildung 8: Änderung im Trend und Gleichungen der Trendgeraden der mittleren jährlichen Wassertemperatur (MJWT) in Graz/Mur (links) und mittleren jährlichen Lufttemperatur (MJLT) in Graz (rechts).

An der Gail ist der Temperaturanstieg von Luft und Wasser bis in die späten 1930er bzw. frühen 1940er in etwa gleich. Danach steigt die Lufttemperatur deutlich stärker an als die Wassertemperatur, deren Trend sogar im Vergleich zur Zeitspanne 1901 bis 1942 abflacht (Abbildung 9). Der Anstieg der Lufttemperatur hingegen erhöht sich von etwa 0,1 °C auf 0,2 °C pro Dekade. Ähnlich wie in Graz ist auch in Klagenfurt ein starker Anstieg der Lufttemperatur in den letzten zwei Jahrzehnten zu verzeichnen.

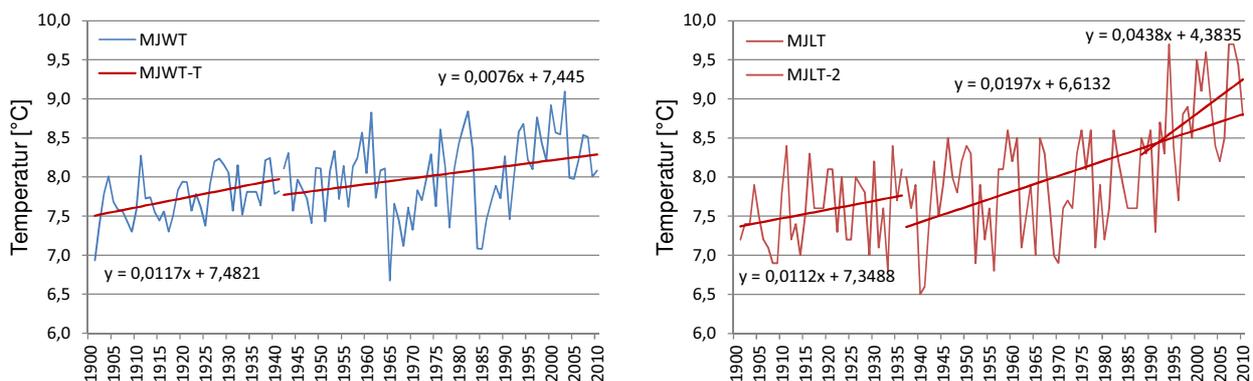


Abbildung 9: Änderung im Trend und Gleichungen der Trendgeraden der mittleren jährlichen Wassertemperatur (MJWT) in Federaun/Gail (links) und mittleren jährlichen Lufttemperatur (MJLT) in Klagenfurt (rechts).

Die Ganglinie der Wassertemperatur an der Salzach am Pegel Mittersill weist im Zeitraum 1901 bis 1958 keinen signifikanten Trend auf (Abbildung 10 links). Erst ab dem Jahr 1959 zeichnet sich ein deutlicher Trend in der Temperaturentwicklung ab; allerdings ist durch die niedrigeren Ausgangswert der Trendgeraden – bedingt durch die niedrigen Temperaturen in den 1940er Jahren – trotz eines Anstieges von ca. 0,2 °C pro Dekade insgesamt nur ein geringer Gesamtanstieg zu verzeichnen (siehe auch Abbildung 4). Die Entwicklung der Lufttemperatur zeigt eine Änderung ab 1937 (Abbildung 10 rechts). Die Änderung umfasst fast ausschließlich den Sprung auf einen niedrigeren Ausgangspunkt der Trendgerade. Der Anstieg

der Geraden bleibt mit ca. 0,2°C pro Dekade in etwa gleich. Insgesamt zeigt die Ganglinie der Lufttemperatur Ähnlichkeiten in den Trends mit der Temperaturganglinie von Klagenfurt. Nur der stärkere Anstieg der Temperatur in den letzten drei Jahrzehnten ist nicht zu erkennen.

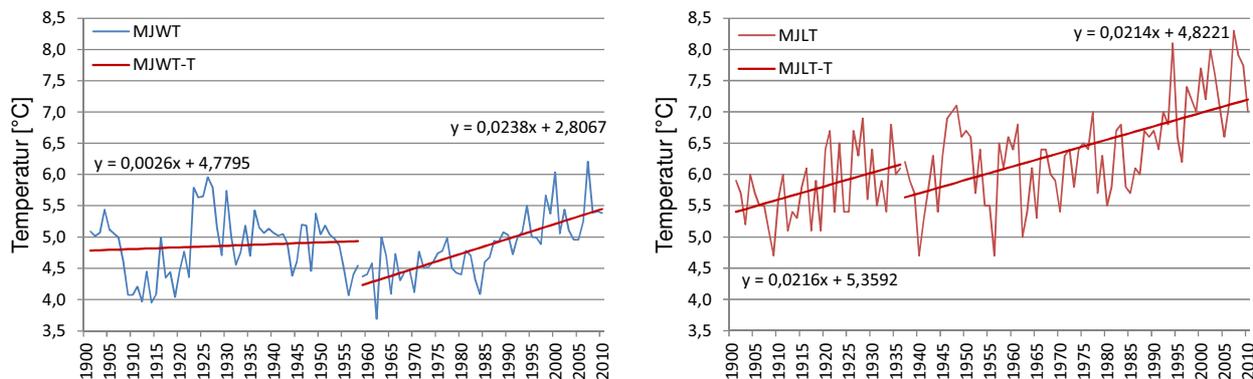


Abbildung 10: Änderung im Trend und Gleichungen der Trendgeraden der mittleren jährlichen Wassertemperatur (MJWT) in Mittersill/Salzach (links) und mittleren jährlichen Lufttemperatur (MJLT) in Zell am See (rechts).

Zusammenfassend zeigt sich abermals, dass bei kleineren Einzugsgebieten die Entwicklung der Wasser- und Lufttemperatur sehr unterschiedlich sein können. An der Donau hingegen und teilweise auch an der Mur folgen die Temperaturen von Wasser und Luft ähnlichen Trends.

Vergleicht man die Änderungen im Trendverhalten der Wassertemperatur der einzelnen Gewässer, ist bei allen ein Trend zu steigenden Temperaturen erkennbar. Die Temperaturentwicklung von Donau und Mur verhält sich sehr ähnlich. Bei den beiden kleineren Gewässern ist vor allem der Zeitpunkt der Trendänderung sehr unterschiedlich. Bei der Lufttemperatur weisen die Trendgeraden von St. Pölten und Graz sowie von Klagenfurt und Zell am See ein ähnliches Verhalten hinsichtlich Änderungszeitpunkt und Anstieg auf.

Auffallend ist auch, dass alle vier Lufttemperaturzeitreihen im Jahr 1940 ein Minimum aufweisen, das in den Wassertemperaturzeitreihen kaum zu sehen ist. In diesem Jahr dürften österreichweit Bedingungen vorgeherrscht haben, die ein starkes Absinken der Wassertemperatur verhinderten.

3.3 Monatliche und saisonale Entwicklungen

Die Analyse der monatlichen, saisonalen und jährlichen mittleren Wassertemperatur im Untersuchungszeitraum (1901-2010) zeigt deutliche Unterschiede in der Temperaturentwicklung der einzelnen Gewässer (Tabelle 2). Vor allem das Ausmaß des Anstieges, aber auch dessen Signifikanz nimmt mit der Größe des Einzugsgebietes markant ab. Betrachtet man die einzelnen Monate, ergibt sich der größte signifikante Anstieg der Wassertemperatur im November an der Donau (2,3°C) und der geringste im Jänner an der Salzach in Mittersill (0,4°C). An allen Gewässern ist in den meisten Monaten ein deutlicher Anstieg der mittleren monatlichen Wassertemperatur erkennbar. Nur die Salzach weist, vor allem in den Frühlingsmonaten, eine Abnahme der Temperatur auf. Diese ist zwar nicht signifikant, zeigt aber, wie unterschiedlich die Temperaturregime der untersuchten Gewässer sind.

Betrachtet man die saisonale Temperaturentwicklung, ergibt sich in den untersuchten 110 Jahren in beinahe allen Gewässern in allen Jahreszeiten eine deutliche Erhöhung der mittleren Wassertemperatur. Im Herbst macht der Anstieg an der Donau am Pegel Kienstock mehr als 2°C aus. Der jeweils höchste Anstieg ist in den untersuchten Gewässern in unterschiedlichen Jahreszeiten vorzufinden. Während in der Salzach und Donau der größte Anstieg der Wassertemperatur im Herbst stattfand, ergibt sich der markanteste Anstieg in der Mur im Winter und in der Gail im Frühling und Winter.

Die jährliche mittlere Wassertemperatur hat in allen untersuchten Gewässern signifikant zugenommen. In der Donau stieg die Temperatur in den letzten 110 Jahren um 1,4°C an. Je kleiner das Einzugsgebiet ist, desto geringer fällt der Temperaturanstieg aus. In der Salzach in Mittersill beträgt er nur noch 0,3°C.

Tabelle 2: Trend der monatlichen, saisonalen und jährlichen Wassertemperatur in °C für die Periode 1901-2010, basierend auf einer linearen Regressionsanalyse.

Messstelle	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	DJF	MAM	JJA	SON	Jahr
<i>Wassertemp.</i>																	
Donau	0,77	1,32	0,69	0,92	1,14	1,07	1,34	2,23	1,72	2,13	2,33	1,27	1,12	0,92	1,55	2,06	1,41
Mur	1,46	2,11	1,36	1,11	0,85	0,57	0,70	1,39	0,73	1,43	1,59	1,02	1,53	1,11	0,89	1,25	1,19
Gail	1,00	1,62	1,36	0,85	0,68	0,60	0,41	0,86	0,06	0,21	0,26	0,26	0,96	0,96	0,62	0,18	0,68
Salzach	0,41	-0,08	-0,25	-0,47	-0,26	0,00	0,66	0,87	0,66	0,44	0,97	0,53	0,29	-0,33	0,51	0,69	0,29
<i>Lufttemp.</i>																	
St. Pölten	1,20	1,84	1,19	2,12	1,79	1,71	2,02	2,54	1,47	1,36	1,52	0,16	0,89	1,69	2,09	1,43	1,57
Graz	2,08	2,25	1,39	2,06	1,93	1,95	2,22	2,53	1,68	1,71	1,90	0,53	1,49	1,80	2,23	1,78	1,83
Klagenfurt	1,60	1,72	1,00	1,41	1,66	1,52	1,61	2,11	1,23	1,57	1,40	-0,25	0,93	1,35	1,75	1,39	1,39
Zell am See	1,99	2,47	1,52	1,57	1,62	1,59	1,75	2,00	1,06	1,53	1,42	1,04	1,75	1,58	1,77	1,34	1,64

Fett = signifikant ($p < 0,05$). DJF: Dez-Feb, MAM: Mär-Mai, JJA: Jun-Jul, SON: Sep-Nov

Betrachtet man die Entwicklung der Lufttemperatur, zeigt sich, dass hier die Unterschiede zwischen den einzelnen Messstellen deutlich geringer ausfallen. Die Zunahme der jährlichen Lufttemperatur im Untersuchungszeitraum liegt in den untersuchten Gebieten zwischen 1,4°C und 1,8°C. Der größte Anstieg der mittleren monatlichen Lufttemperatur ergibt sich im August an den Messstellen St. Pölten und Klagenfurt, mit mehr als 2,5°C. Abgesehen vom Dezember liegt der monatliche Temperaturanstieg an allen vier Messstellen über 1°C. Signifikante Temperaturabnahmen wurden – wie auch bei der Wassertemperatur – keine verzeichnet. Tendenziell fällt der Anstieg im Sommer am größten aus. Sowohl in St. Pölten als auch in Graz beträgt der Anstieg der sommerlichen Temperatur mehr als 2°C.

Aus den vorhandenen Daten lässt sich keine Abhängigkeit der Temperaturentwicklung von der Höhenlage ablesen.

Vergleicht man nun den jährlichen Anstieg von Wasser- und Lufttemperatur, zeigt sich, dass die Zunahme der Lufttemperatur deutlich höher ist. Während an der Donau ein Anstieg der Lufttemperatur von etwa 1,6°C (St. Pölten) einem Anstieg der Wassertemperatur von 1,4°C gegenübersteht, entspricht ein Anstieg der Lufttemperatur von 1,6°C (Zell am See) an der Salzach nur noch einem Anstieg der Wassertemperatur von 0,3°C.

Tabelle 3: Korrelationskoeffizienten für die Beziehung von Wasser- und Lufttemperatur für den Zeitraum von 1901 bis 2010

Wassertemperatur	DJF	MAM	JJA	SON	Jahr	Lufttemperatur
Donau	0,12	0,69	0,70	0,72	0,74	St. Pölten
Mur	0,18	0,68	0,56	0,65	0,68	Graz-Universität
Gail	0,02	0,36	0,42	0,52	0,38	Klagenfurt
Salzach	0,09	0,23	0,29	0,41	0,29	Zell am See

DJF: Dez-Feb, MAM: Mär-Mai, JJA: Jun-Jul, SON: Sep-Nov

Tabelle 3 zeigt, dass die Korrelation, die sich aus der Beziehung der mittleren jährlichen Wasser- und Lufttemperatur ergibt, nicht besonders stark ist. Dies wurde schon bei anderen Untersuchungen beobachtet (Webb & Nobilis 1997 und 2007) und zeigt, dass hier andere Effekte – wie etwa Schneeschmelze oder Grundwasserhaushalt – das Temperaturregime beeinflussen. Wieder ist die deutliche Abhängigkeit von der Einzugsgebietsgröße ersichtlich. Die Korrelation ist am stärksten an der Donau und am schwächsten an der

– stark vom Gletscher beeinflusst – Salzach. Die starke Abhängigkeit vom Einzugsgebiet dürfte zum einen auf die Zeitspanne, die das Wasser der globalen Strahlung ausgesetzt ist, zurückzuführen sein. Je größer das Einzugsgebiet ist, desto länger ist das Wasser dieser Strahlung ausgesetzt und gleicht sich somit der Lufttemperatur an. In kleinen Einzugsgebieten wirkt sich die Lufttemperatur viel weniger aus, da die Zeitspanne, bis der Niederschlag abflusswirksam wird, kurz ist. Zusätzlich ist in kleinen Einzugsgebieten die Wassertemperatur viel stärker von hydrologischen Faktoren – wie Grundwasserhaushalt, Gletscher- und Schneeschmelze – beeinflusst. Diese Faktoren wirken sich mindernd auf die Wassertemperatur aus. Tendenziell ist die Korrelation im Herbst am stärksten und im Winter am geringsten. Im Winter macht sich hier der Umstand bemerkbar, dass die Wassertemperatur mit dem Gefrierpunkt begrenzt ist. Während die Lufttemperatur weit unter dem Gefrierpunkt liegen kann, liegt die Wassertemperatur mindestens bei etwa 0°C. Dies könnte die geringere Korrelation vor allem in den Monaten mit vielen Frosttagen erklären.

Zusammenfassend sind in Abbildung 11 die jährlichen und jahreszeitlichen Entwicklungen der Wasser- und Lufttemperatur in den vergangenen 110 Jahren grafisch dargestellt.

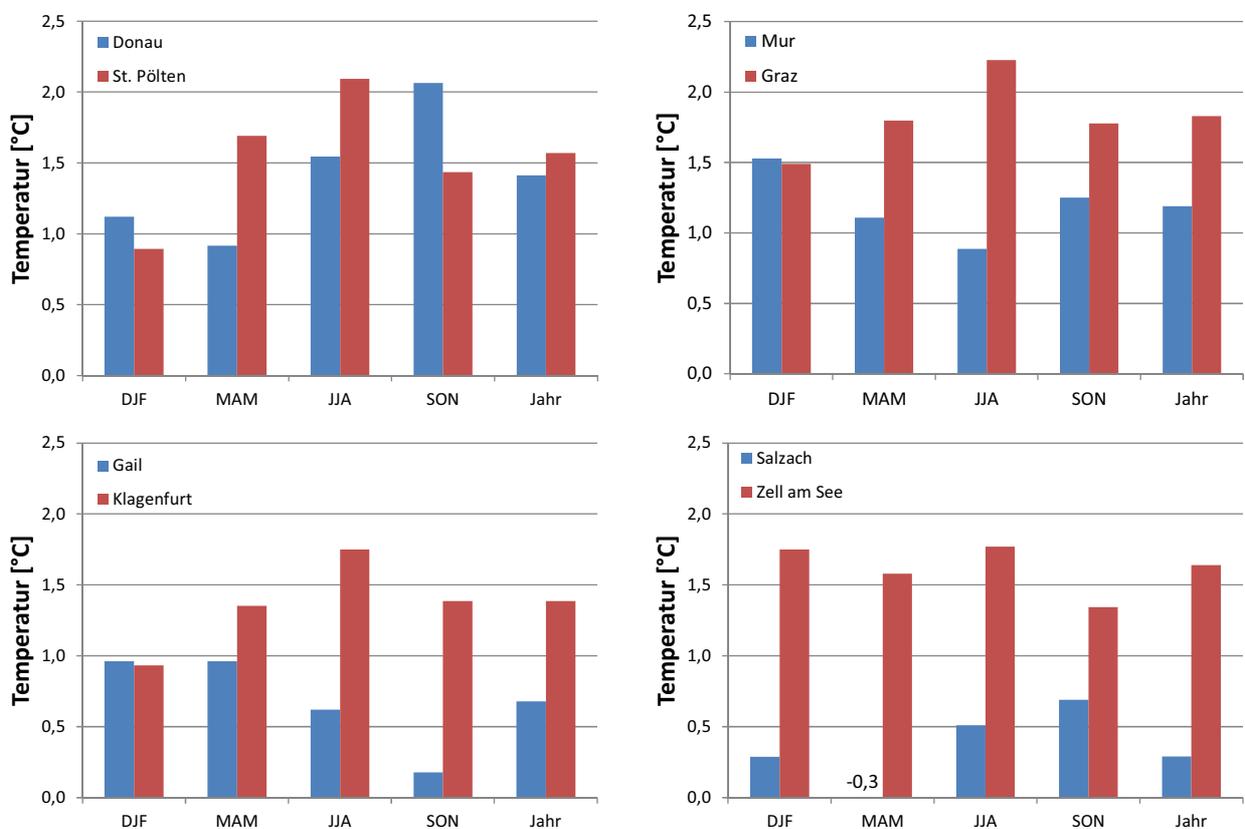


Abbildung 11: Änderung der Wassertemperatur (blau) und Lufttemperatur (rot) im Zeitraum von 1901-2010 nach Jahreszeit und Jahresmittel.

4 Diskussion

Viele Studien belegen, dass ein enger Zusammenhang zwischen Luft- und Wassertemperatur besteht. Smith (1981) zeigt, dass ein einfaches lineares Regressionsmodell die mittlere monatliche und jährliche Wassertemperatur nur aus den Lufttemperaturdaten ausreichend abschätzen kann. Webb et al. (2003) untersuchten die Beziehung von Wasser- und Lufttemperatur und den Einfluss des Abflusses im Exe Einzugsgebiet (Devon, UK) und bestätigten den engen Zusammenhang vor allem unter Niederwasserbedingungen.

Die Ergebnisse dieser Analyse zeigen eindeutig, dass sich die mittlere jährliche Wasser- und Lufttemperatur in den untersuchten 110 Jahren an allen vier Fließgewässern bzw. Messstellen deutlich erhöht hat. Der Anstieg der mittleren jährlichen Wassertemperatur von 0,3°C bis 1,4°C fällt dabei geringer aus als jener der Lufttemperatur, der zwischen 1,4°C und 1,8°C liegt. Webb & Nobilis (1995) untersuchten die Wassertemperaturen österreichischer Fließgewässer im Zeitraum 1901 bis 1990 und kamen damals zu dem Ergebnis, dass die Wassertemperatur stärker als die Lufttemperatur ansteigt. Es scheint, als ob die Wassertemperatur seit 1990 durch andere Faktoren im Anstieg gehemmt wurde. Es könnte einen Zusammenhang zwischen Lufttemperaturanstieg und Hydrologie geben, da mehr Schnee- und Gletscherwasser die Erwärmung bremsen. Vor allem in den kleineren, „alpinen“ Einzugsgebieten steigt die Wassertemperatur wesentlich weniger an als die Lufttemperatur. Die mittlere monatliche Wassertemperatur der Salzach ist in den Frühjahrsmonaten zum Teil – wenn auch nicht signifikant – gesunken. Dies könnte ein Hinweis darauf sein, dass die Schneeschmelze im Frühjahr stärker ist, mehr Schmelzwasser frei wird und dadurch die Temperatur des Wassers trotz steigender Lufttemperatur sinkt.

Die österreichische Donau ist im vergangenen Jahrhundert sehr stark durch menschliche Eingriffe verändert worden. Neben den ansteigenden Lufttemperaturen könnte der Einfluss von Regulierung und Stauhaltung das Temperaturregime wesentlich beeinflussen. Die Stauhaltung verringert die Fließgeschwindigkeit und verlängert so die Aufenthaltsdauer des Wassers im Gewässer. Webb & Nobilis (1995) weisen darauf hin, dass dadurch eine größere Erwärmung durch den Austausch von Strahlungs- und Wärmeenergie passieren kann. Dieser anthropogene Druck ist in den Oberläufen oft geringer, sodass der Anstieg der Wassertemperatur weniger stark ist. Es gibt also einen Zusammenhang zwischen der Luft-Wassertemperatur-Beziehung und der Größe bzw. Charakteristik des Einzugsgebietes (Webb & Nobilis, 2007). Je größer das Einzugsgebiet ist bzw. je niedriger es liegt, desto stärker folgt die Wassertemperaturentwicklung jener der Lufttemperatur. Dabei ist zu beachten, dass nicht die Einzugsgebietsgröße direkt die Wassertemperatur beeinflusst. Sie spiegelt vielmehr die äußeren Einflüsse, die auf das Gewässer und somit auch auf die Wassertemperatur wirken, wider. Den Zusammenhang zwischen Einzugsgebietsgröße und Wassertemperaturanstieg bestätigen auch Bonacci et al. (2008), die an der kroatischen Donau, Drau und Save Wassertemperaturen im Zeitraum 1948 bis 2005 untersuchten. Der Anstieg der Lufttemperatur lag in den untersuchten Gebieten auf ähnlichem Niveau. Der Anstieg der Wassertemperatur sank aber mit abnehmender Größe des Einzugsgebietes (EZG). An der Donau am Pegel Vukovar (EZG = 250 000km²) stieg die Temperatur um 0,025°C pro Jahr, an der Drau am Pegel Donji Miholjac (EZG 0 37 142km²) um 0,016°C und an der Save am Pegel Zagreb (EZG = 12 450km²) um 0,012°C pro Jahr. Weiters wurde ein Anstieg der maximalen jährlichen Wassertemperatur verzeichnet. Zum selben Ergebnis kommt auch eine Studie des LFULG Sachsen. Als wesentlicher Grund für diesen Sachverhalt nennt die Studie den Einfluss des Grundwassers auf die Wassertemperatur. Kleine durchflussschwache Fließgewässer mit kleinen Einzugsgebieten, insbesondere in Quellnähe, erwiesen sich als am wenigsten stark von der Erwärmung betroffen (Schneider et al., 2011).

Auch was das Trendverhalten angeht, scheint die Einzugsgebietsgröße eine Rolle zu spielen. Nur die Donau und zum Teil auch die Mur weisen in den Zeitreihen von Wasser- und Lufttemperatur ähnliche Trendveränderungen auf. Bei Gail und Salzach hingegen zeigen die Zeitreihen von Wasser- und Lufttemperatur ganz unterschiedliche Trends und Trendänderungen. Die genauen Gründe dafür lassen sich alleine über die Analyse der mittleren jährlichen Temperatur nicht hinreichend erörtern. Hier ist es sicher notwendig, den zeitlichen Maßstab zu verkleinern. Aber auch Änderungen im Niederschlagsregime, Schmelzwasserabfluss oder anthropogene Eingriffe im Gewässer und Einzugsgebiet müssen genauer analysiert werden, um schlüssige Erklärungen zu finden.

Der Anstieg der Wassertemperatur ist signifikant und ist vor allem durch den Anstieg der mittleren Lufttemperatur als Folge des Klimawandels zu erklären. Steigt – wie an der Donau – die mittlere jährliche Wassertemperatur im Zeitraum 1901 bis 2010 um bis zu 1,4°C und bis zu 2,3°C im langjährigen Monatsmittel, hat dies Auswirkungen auf die Ökologie und die Wasserwirtschaft. Schädler (2010) zeigt auf,

dass eine Erwärmung der Wassertemperatur die Stromproduktion direkt beeinflusst, da diese weniger Kühlleistung aus den Flüssen beziehen kann. Generell wird durch die höheren Wassertemperaturen eine Anpassung der Kühltechnik jener Industrien nötig, die auf Kühlwasser aus Fließgewässern angewiesen sind, wenn die gewohnte Betriebsweise aufrechterhalten bleiben soll. Janauer (2010) geht davon aus, dass als Folge des Temperaturanstieges mehr Makrophyten aus südlicheren Gebieten migrieren könnten, die unter Umständen heimische Arten verdrängen. Die Auswirkungen auf die Fauna sind vielzählig. In alpinen Fließgewässern kommt es aufgrund der guten Sauerstoffversorgung weniger zu Fischsterben durch Sauerstoffzerrung, sondern mehr zu einem Abwandern kälteliebender Fischbestände in höhere Lagen (Jackson & Mandrak, 2002; Matulla et al., 2007). Das Abwandern in größere Seehöhen ist durch die natürlichen Bedingungen begrenzt, sodass es bei fortlaufender Erwärmung zu massiven Lebensraumverlusten kommen kann (Mohseni et al., 2003). Dies könnte in weiterer Folge zum Aussterben mancher Arten führen.

Literatur

- ANDEL, J. (1976): *Statistical analysis of time series*. SNTL. Tschechien. Prag.
- BONACCI, O., D. TRNINIĆ, T. ROJE-BONACCI (2008): *Analysis of the water temperature regime of the Danube and its tributaries in Croatia*. Hydrological Processes. Vol. 22 (7), 1014-1021.
- BROWN, G.W., J.T. KRYGIER (1967): *Changing water temperatures in small mountain streams*. Journal of Soil and Water Conservation. Vol. 22; 242–244.
- CAISSIE, D. (2006): *The thermal regime of rivers: A review*. Freshwater Biology. Vol. 51 (8), 1389-1406.
- DUCHARNE, A. (2008): *Importance of stream temperature to climate change impact on water quality*. Hydrology and Earth System Sciences. Vol. 12 (3), 797-810.
- DYMOND, J.R. (1984): *Water temperature change caused by abstraction*. Journal of Hydraulic Engineering ASCE. Vol. 110 (7), 987-991.
- EVANS, E.C., G.E. PETTS (1997): *Hyporheic temperature patterns within riffles*. Hydrological Sciences Journal. Vol. 42 (2); 199-213.
- GORE, JA. (1992): *Hydrological change*. In *The Rivers Handbook*, Vol. 2, Calow P, Petts GE (eds). Blackwell Science: Oxford; 33–54.
- HAÖ (2003): *Wassertemperatur*. Hydrologischer Atlas Österreich. Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft Umwelt und Wasserwirtschaft. Wien.
- JACKSON, D.A., N.E. MANDRAK (2002): *Changing fish biodiversity: Predicting the loss of cyprinid biodiversity due to global climate change*. American Fisheries Society Symposium. Vol. (32), 89-98.
- JANAUER, G.A. (2010): *Klimawandel und aquatische Makrophyten*. Auswirkungen des Klimawandels auf die österreichische Wasserwirtschaft. BMLFUW, ÖWAV (Hrsg.). Austria. Vienna, 153-165.
- JARUSKOVA, D. (1994): *Detecting a change in regression*. VH-TRES. Tschechien. Budweis.
- JONSSON, B., N. JONSSON (2009): *A review of the likely effects of climate change on anadromous Atlantic salmon Salmo salar and brown trout Salmo trutta, with particular reference to water temperature and flow*. Journal of Fish Biology. Vol. 75 (10), 2381-2447
- JUNGWIRTH, M., G. HAIDVOGL, O. MOOG, S. MUHAR, S. SCHMUTZ (2003): *Angewandte Fischökologie an Fließgewässern*. Facultas Universitätsverlag. Wien.
- KAMLER, E., H. KECKEIS, E. BAUER-NEMESCHKAL (1998): *Temperature-induced changes of survival, development and yolk partitioning in Chondrostoma nasus*. Journal of Fish Biology. Vol. 53 (3), 658-682.
- LANGFORD, T.E.L. (1990): *Ecological effects of thermal discharges*. Elsevier Applied Science Publishers. Essex. England.
- LAUSCHER, F. (1963a): *Durchschnittswerte der Flusstemperatur in verschiedenen Seehöhen der Ostalpenländer*. Wetter und Leben. Vol. 15, 30-34.

- LAUSCHER, F. (1963b): Flusstemperaturen in den Niederungen des mittleren Donaugebiets. Wetter und Leben. Vol. 15, 99-106.
- MATULLA, C., S. SCHMUTZ, A. MELCHER, T. GERERSDORFER, P. HAAS (2007): *Assessing the impact of a downscaled climate changesimulation on the fish fauna in an Inner-Alpine River*. International Journal of Biometeorology. Vol. 52 (2), 127-137.
- MOHSENI, O., H.G. STEFAN, J.G. EATON (2003): *Global warming and potential changes in fish habitat in U.S. streams*. Climatic Change. Vol. 59 (3), 389-409.
- NOBILIS, F., B.W. WEBB (1994): *Long-term Water Temperature Behaviour in Austrian Rivers*. Mitteilungsblatt des Hydrographischen Dienstes in Österreich. Vol. 72 (2), 4-22.
- SCHNEIDER, P., R. LÖSER, N. GOTTSCHALK, B. SPÄNHÖFF (2011): *Klimawandel und Wasserwirtschaft*. Schriftenreihe des Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie. Vol. 40, 88.
- SCHÄDLER, B. (2010): *Die Schweiz im Jahr 2050 – Auswirkungen des Klimawandels auf den Wasserkreislauf und die Wasserwirtschaft*. Auswirkungen des Klimawandels auf die österreichische Wasserwirtschaft. BMLFUW, ÖWAV (Hrsg.). Austria. Vienna, 153-165.
- SINOKROT, B.A., H.G. STEFAN, J.H. MCCORMICK, J.G. EATON (1995): Modeling of climate change effects on stream temperatures and fish habitats below dams and near groundwater inputs. Climatic Change. Vol. 30 (2), 181-200.
- SMITH, K. (1981): *The prediction of river water temperatures*. Hydrological Sciences Bulletin. Vol. 26 (1), 19-32.
- TORGERSEN, C.E., R.N. FAUX, B.A. MCINTOSH, N.J. POAGE, D.J. NORTON (2001): *Airborne thermal remote sensing for water temperature assessment in rivers and streams*. Remote Sensing of Environment, 76 (3), 386-398.
- WEBB, B.W., F. NOBILIS (1995): *Long term water temperature trends in Austrian rivers*. Hydrological Sciences Journal/Journal des Sciences Hydrologiques. Vol. 40 (1), 83-96.
- WEBB, B.W., F. NOBILIS (1997): *Long-term perspective on the nature of the air-water temperature relationship: a case study*. Hydrological Processes. Vol. 11 (2), 137-147.
- WEBB, B.W., D.E. WALLING (1996): Long-term variability in the thermal impact of river impoundment and regulation. Applied Geography, Vol.16 (3), 211-223.
- WEBB, B.W., P.D. CLACK, D.E. WALLING (2003): *Water-air temperature relationships in a Devon river system and the role of flow*. Hydrological Processes. 17 (15), 3069-3084.
- WEBB, B.W., F. NOBILIS (2007): Long-term changes in river temperature and influence of climatic and hydrological factors. Hydrological Science Journal. Vol. 52 (1); 74-85.
- VAN VLIET, M.T.H., F. LUDWIG, J.J.G. ZWOLSMAN, G.P. WEEDON, P. KABAT (2011): *Global river temperatures and sensitivity to atmospheric warming and changes in river flow*. Water Resources Research. Vol. 47 (2).

Anschrift der Verfasser

Dipl. Ing. Stefan Standhartinger
 Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft,
 Umwelt und Wasserwirtschaft
 Abteilung VII/3-Wasserhaushalt
 Marxergasse 3
 1030Wien
Stefan.Standhartinger@lebensministerium.at

Dipl. Ing. Reinhold Godina
 Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft,
 Umwelt und Wasserwirtschaft
 Abteilung VII/3-Wasserhaushalt
 Marxergasse 3
 1030Wien
Reinhold.Godina@lebensministerium.at

Die Hochwasserereignisse im Sommer 2012 in der Steiermark

Flood events in summer 2012 in Styria

Robert Schatzl, Romana Verwüster, Josef Quinz, Stefan Standhartinger

Zusammenfassung

Eine extreme Häufung von zumeist kleinräumigen Starkniederschlagsereignissen führte von Juni bis August 2012 fast in der gesamten Steiermark zu Hochwasserereignissen, die einerseits in kleinen (Wildbach) Einzugsgebieten schwere Schäden durch Murenabgänge und Hangrutschungen verursachten, andererseits aber auch vor allem im Juli großräumige Auswirkungen (Mur- und Ennsgebiet) zeigten. In diesem Bericht wird im ersten Teil die Wetter- bzw. Niederschlagsituation der einzelnen Ereignisse aufgezeigt, im zweiten Teil werden die Hochwasserereignisse in Bezug auf Spitzendurchflüsse und Jährlichkeiten analysiert.

Summary

An extreme number of heavy rain fall events from June to August 2012 resulted in flood events almost in whole Styria, which on the one hand caused immense damages in smaller catchments and on the other hand showed heavy impacts especially in July also in Mur and Enns catchment. In this report, the weather and rainfall situation during each event will be shown as well as the flood events will be analysed concerning peak flood and return period.

1. Einleitung

Eine extreme Häufung von großteils sehr kleinräumigen Starkniederschlagsereignissen führte von Juni bis August 2012 fast in der gesamten Steiermark zu Hochwasserereignissen vor allem in kleineren Einzugsgebieten, die in vielen Fällen mit großen Schäden und im Juli auch mit großräumigen Auswirkungen speziell im Mur- und Ennsgebiet verbunden waren.

In diesem Bericht wird einerseits die Wetter- bzw. Niederschlagsituation der einzelnen Ereignisse aufgezeigt, andererseits werden die Hochwasserereignisse in Bezug auf Spitzendurchflüsse und Jährlichkeiten an jenen Gewässern analysiert, an welchen vom Hydrographischen Dienst Steiermark Pegel betrieben werden bzw. wo ein 1-jährliches Ereignis erreicht oder überschritten wurde, wobei die Einteilung aufgrund der Vielzahl der Ereignisse nach Flussgebieten erfolgt.

Es ist zu beachten, dass es sich bei den im Folgenden dargestellten Daten um Erstausswertungen handelt, wobei sich die angegebenen Spitzendurchflüsse und entsprechenden Jährlichkeiten im Rahmen der Bilanzierung noch ändern können.

2. Analyse der Niederschlagsereignisse

2.1 Ereignis 20. bis 23. Juni

Großwetterlage und Niederschlag

Mit einer südwestlichen Höhenströmung gelangten sehr warme und labil geschichtete Luftmassen in den Alpenraum, wobei eine Gewitterzone vor allem im Bereich des Palten- und Liesingtales, aber auch im Bereich des Stanzbaches zu Starkregenereignissen mit teils heftigen Überflutungen und damit verbundenen Schäden führte.

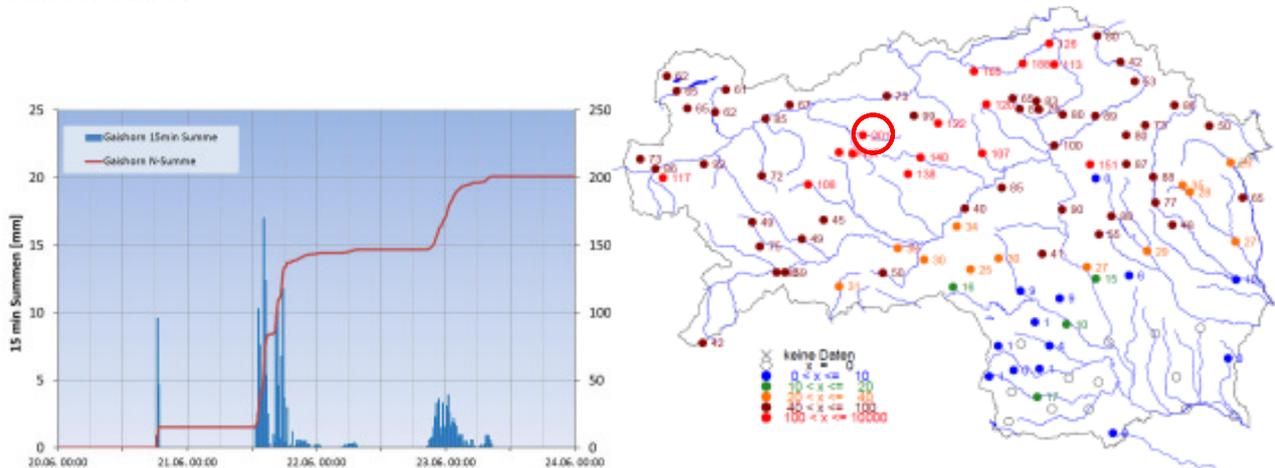


Abbildung 1: Niederschlagsverhalten an der Station Gaishorn (HZB 214585) vom 20. bis 23.6.2012 [links] Niederschlagssummen vom 20. bis 23.6.2012 in der Steiermark (roter Kreis: Station Gaishorn) [rechts]

Aus Abbildung 1 (rechts) ist zu erkennen, dass die größten Niederschlagssummen im Bereich des Palten- und Liesingtales, im Bereich der Zentralalpen (obere Mur und Enns), an der oberen Mürz sowie in der nördlichen Oststeiermark zu beobachten waren. Dabei waren mehrere Niederschlagsschwerpunkte zu verzeichnen, so war bereits am 19.6. der Bereich Fohnsdorf und Pöls von einem kleinräumigen Starkregenereignis betroffen, am 20.6. der Bereich Mürzzuschlag und Stanz (Stanzbach) sowie vom 21.6. bis 23.6. der Raum Trieben (ZAMG, 2012)

In Abbildung 1 (links) ist das Niederschlagsverhalten an der Station Gaishorn, die in einem der Kerngebiete der Starkniederschlagszellen situiert ist, dargestellt. Es ist zu erkennen, dass der Hauptniederschlag am 21.6. innerhalb von 6 Stunden mit ca. 120 mm Niederschlag zu verzeichnen war, was einer Jährlichkeit von etwa 100 entspricht. Weiters war in der Nacht vom 22. auf 23.6. ein zweiter Niederschlagsschwerpunkt zu beobachten, die Niederschlagssumme fiel mit ca. 50 mm innerhalb von 8 Stunden aber deutlich geringer aus. Die Gesamtniederschlagssumme von 20. bis 23.6. lag bei 200 mm, was in etwa einem 60-jährlichen Ereignis entspricht.

2.2 Ereignis 3. und 4. Juli

Großwetterlage und Niederschlag

Mit südwestlicher Höhenströmung gelangten feuchte und labil geschichtete Luftmassen in den Ostalpenraum. Entlang einer Übergangszone von heißen Luftmassen im Osten und mäßig warmen Luftmassen im Westen entstanden immer wieder teils heftige Gewitter und Starkniederschlagszonen. Diesmal war vor allem das Einzugsgebiet des Granitzenbaches von einer mächtigen Starkniederschlagszelle betroffen, die kleinräumig im Gebiet von Obdach zu Niederschlagssummen von über 150 mm in 2 Stunden führte (ZAMG, 2012) dies entspricht einer Jährlichkeit von weit über 100. Diese Summe wurde auch durch

die Messung einer privaten Niederschlagsbeobachterin in diesem Bereich zumindest in der Größenordnung bestätigt.

Die Beobachtungen an den Niederschlagsstationen des HD Steiermark zeigten die Kleinräumigkeit des Ereignisses, da beide in diesem Gebiet betriebenen Niederschlagsstationen bereits außerhalb des Kerngebiets der Starkniederschlagszelle lagen. An der Station Obdach wurden 42 mm, an der Station Mittergraben 56 mm gemessen (Jährlichkeit von ca. 3-5 Jahren). Abbildung 2 (links) zeigt das Niederschlagsverhalten an der Station Mittergraben. Auch hier ist zu erkennen, dass der Hauptniederschlag innerhalb von 2 Stunden zu verzeichnen war. Die Lage der Niederschlagsstationen Mittergraben ist aus Abbildung 2 (rechts) ersichtlich.

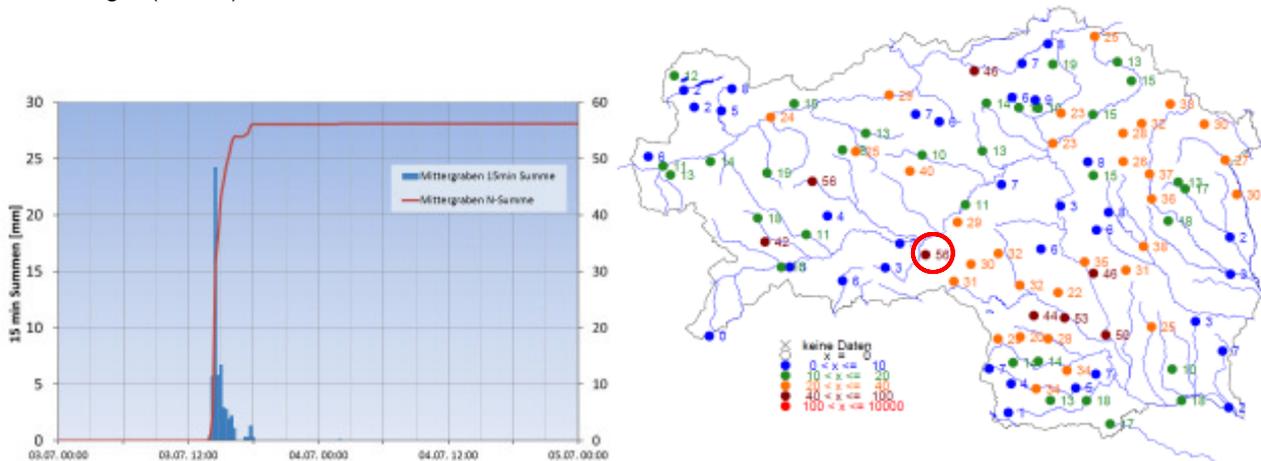


Abbildung 2: Niederschlagsverhalten an der Station Mittergraben (HKB 196004) vom 3. bis 4.7.2012 [links] Niederschlagssummen vom 3. bis 4.7. 2012 in der Steiermark (roter Kreis: Station Mittergraben) [rechts]

2.3 Ereignis 14. bis 16. Juli

Großwetterlage und Niederschlag

Eingelagert in eine südwestliche Höhenströmung zog eine Kaltfront von Westen her über die Steiermark und führte fast flächendeckend zu teils kräftigen Niederschlägen. Abbildung 3 (rechts) zeigt die Niederschlagssummen vom 14. bis 16.7.2012 in der Steiermark, dabei ist die relativ gleichmäßige Überregnung zu erkennen. Die größten Niederschlagssummen waren im Bereich der oberen Mur sowie in der Weststeiermark zu verzeichnen. In Abbildung 3 (links) ist das Niederschlagsverhalten an der Station Schmelz von 14.7. bis 16.7.2012 dargestellt. Es ist zu erkennen, dass der Niederschlag relativ gleichmäßig über ca. 24 Stunden aufgetreten ist.

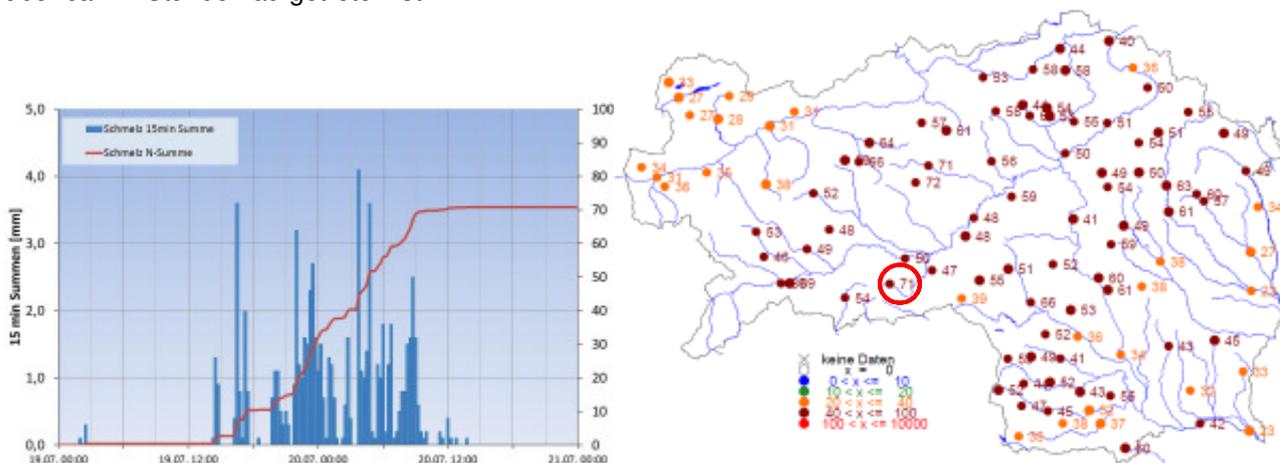


Abbildung 3: Niederschlagsverhalten an der Station Schmelz (HKB 111765) vom 14. bis 16.7.2012 [links] Niederschlagssummen vom 14. bis 16.7.2012 in der Steiermark(roter Kreis: Station Schmelz) [rechts]

2.4 Ereignis 19. bis 22. Juli

Großwetterlage und Niederschlag

Eingelagert in eine Südwest- bis Westströmung erreichte eine Kaltfront die Steiermark, die in den nördlichen Landesteilen fast flächendeckend zu Starkniederschlägen führte. Bedingt dadurch kam es kleinräumig auch zu Hangrutschungen und Vermurungen, so war die Murenkatastrophe in St. Lorenzen eine unmittelbare Auswirkung der starken Regenfälle.

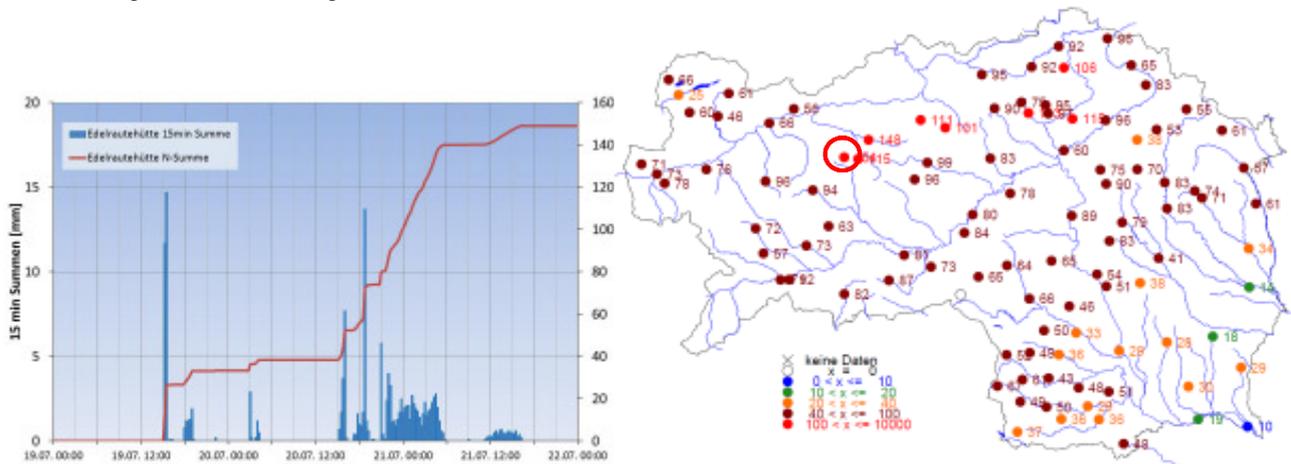


Abbildung 4: Niederschlagsverhalten an der Station Edelrautehütte (HZB 106138) vom 19. bis 23.7.2012 [links] Niederschlagssummen vom 19. bis 23.7.2012 in der Steiermark (roter Kreis: Station Edelrautehütte)

Abbildung 4 (rechts) zeigt die Niederschlagssummen vom 19. bis 23.7. in der Steiermark, es ist zu erkennen, dass die größten Niederschlagsmengen im Bereich der Zentralalpen (Enns-, Murgebiet und teilweise Mürzgebiet) zu verzeichnen waren.

Abbildung 4 (links) zeigt das Niederschlagsverhalten an der Station Edelrautehütte. Es ist zu sehen, dass die Hauptniederschlagstätigkeit vom 20.7. ab ca. 15:00 Uhr bis 21.7. ca. 05:00 Uhr mit teils sehr hohen Niederschlagsintensitäten zu beobachten war. Die Niederschlagssumme lag bei ca. 110 mm und entsprach somit in etwa einem 20-jährlichen Niederschlagsereignis.

2.5 Ereignis 4. August

Großwetterlage und Niederschlag

An der Vorderseite eines umfangreichen Tiefs über den Britischen Inseln wurden von Südwesten her feucht-warme und labil geschichtete Luftmassen nach Österreich gelenkt. Besonders im Bergland führte dies zu häufigen Regenschauern und Gewittern. Eine besonders massive Schauerzelle verursachte im Bereich des Bretsteinbaches ein bedeutendes Hochwasserereignis.

Abbildung 5 (rechts) zeigt die Niederschlagssummen am 4.8. in der Steiermark, mit den größten Niederschlagsmengen im Bereich des Bretstein- und Pölsbaches, wobei zu vermuten ist, dass die Niederschlagssummen im Zentrum des Ereignisses noch wesentlich höher waren.

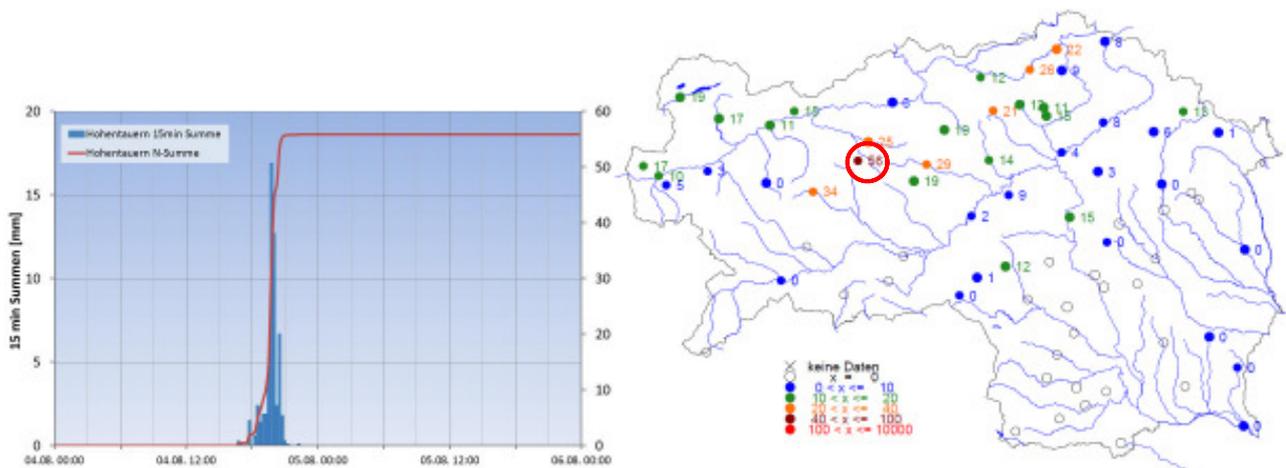


Abbildung 5: Niederschlagsverhalten an der Station Hohentauern (HZB 111765) vom 4.8.2012 [links] Niederschlagssummen am 4.8.2012 in der Steiermark (roter Kreis: Station Hohentauern)

Abbildung 5 (links) zeigt das Niederschlagsverhalten an der Station Hohentauern, es ist zu sehen, dass die Hauptniederschlagstätigkeit am 4.8. innerhalb von ca. 2,5 Stunden mit teils sehr hohen Niederschlagsintensitäten zu beobachten war. Die Niederschlagssumme lag bei ca. 56 mm und entsprach somit in etwa einem 5-10 jährlichen Niederschlagsereignis.

2.6 Gesamtniederschlagssummen Juni bis August

Abbildung 6 zeigt die Gesamtniederschlagssummen in der Steiermark vom 20.6. bis inklusive 4.8.2012. Die höchste Summe war dabei an der Station Gaishorn mit 655 mm zu beobachten, dies bedeutet ca. 60% einer durchschnittlichen Jahresniederschlagssumme. Weiters ist zu erkennen, dass die höchsten Niederschlagssummen im Bereich der Zentralalpen sowie des Müürztals zu verzeichnen waren. Weitgehend verschont von den Starkregenereignissen blieben nur die südlichen Teile der West- bzw. Oststeiermark.

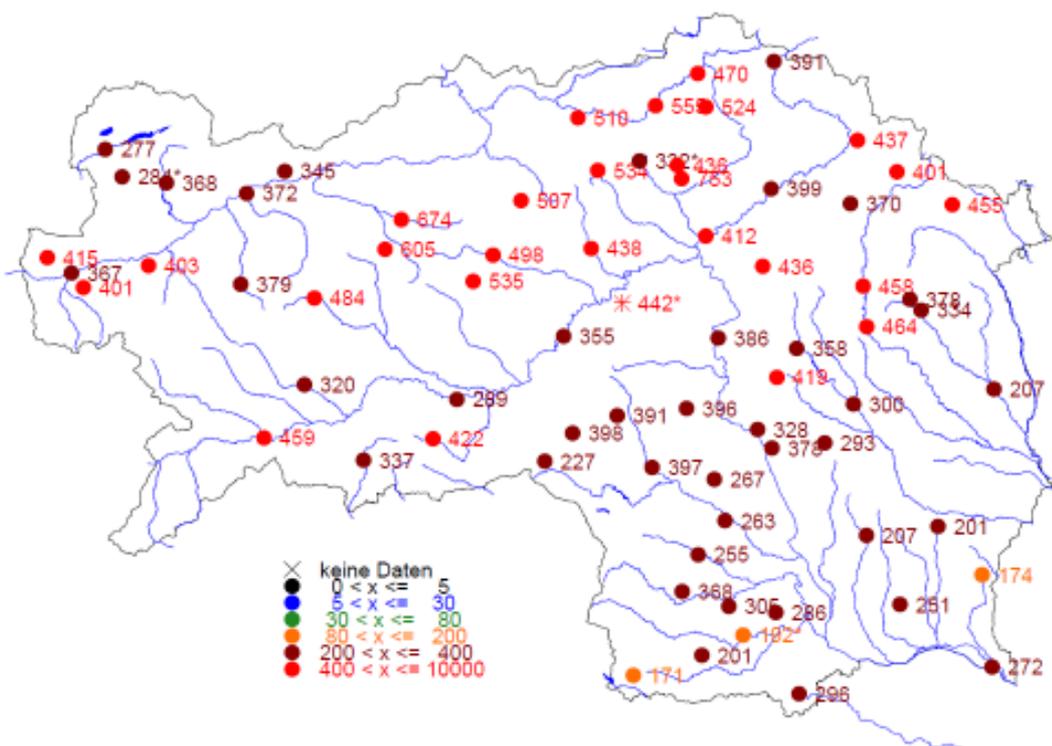


Abbildung 6: Gesamtniederschlagssummen vom 20.6. bis 4.8.2012 in der Steiermark

3. Analyse des Hochwassergeschehens

Wie bereits in der Einleitung erwähnt, wird das Hochwassergeschehen getrennt nach Flussgebieten analysiert, da einzelne Pegel bzw. Gewässer von mehreren Ereignissen betroffen waren.

Im Folgenden werden die Ganglinien an den betroffenen Pegeln graphisch dargestellt sowie die maximalen Wasserstände, Spitzendurchflüsse und entsprechenden Jährlichkeiten analysiert und tabellarisch gezeigt. An jenen Pegeln, an denen die HQ_{100} -Grenze erreicht bzw. überschritten wurde, gibt es einen Hinweis darauf in den grafisch dargestellten Durchflussganglinien.

3.1 Ennsgebiet

Das Flussgebiet der Enns war von den Ereignissen um den 22. Juni, am 15. Juli sowie dem 21. Juli betroffen. Abbildung 8 und Abbildung 9 zeigen die Verläufe der Wasserstandsganglinien an ausgewählten Pegeln. Die Lage der Pegel ist in Abbildung 7 zu erkennen. Die maximalen Wasserstände, Spitzendurchflüsse und Jährlichkeiten sind in Tabelle 1 dargestellt.

Wie Tabelle 1 zeigt, wurden die höchsten Jährlichkeiten der Spitzendurchflüsse an der Palten (sehr viel größer als HQ_{100} bzw. $\sim HQ_{100}$ an den Pegeln Treglwang und Gaisorn bei beiden Ereignissen, $\sim HQ_{60-70}$ am Pegel Selzthal im Juli), dem Irdningbach ($\sim HQ_{50}$ am Pegel Irdning im Juli) sowie am Gullingbach ($\sim HQ_{20-30}$ am Pegel Aigen im Juli) verzeichnet. An der Enns wurde die höchste Jährlichkeit im Juli mit einem HQ_{15} am Pegel Trautenfels beobachtet.

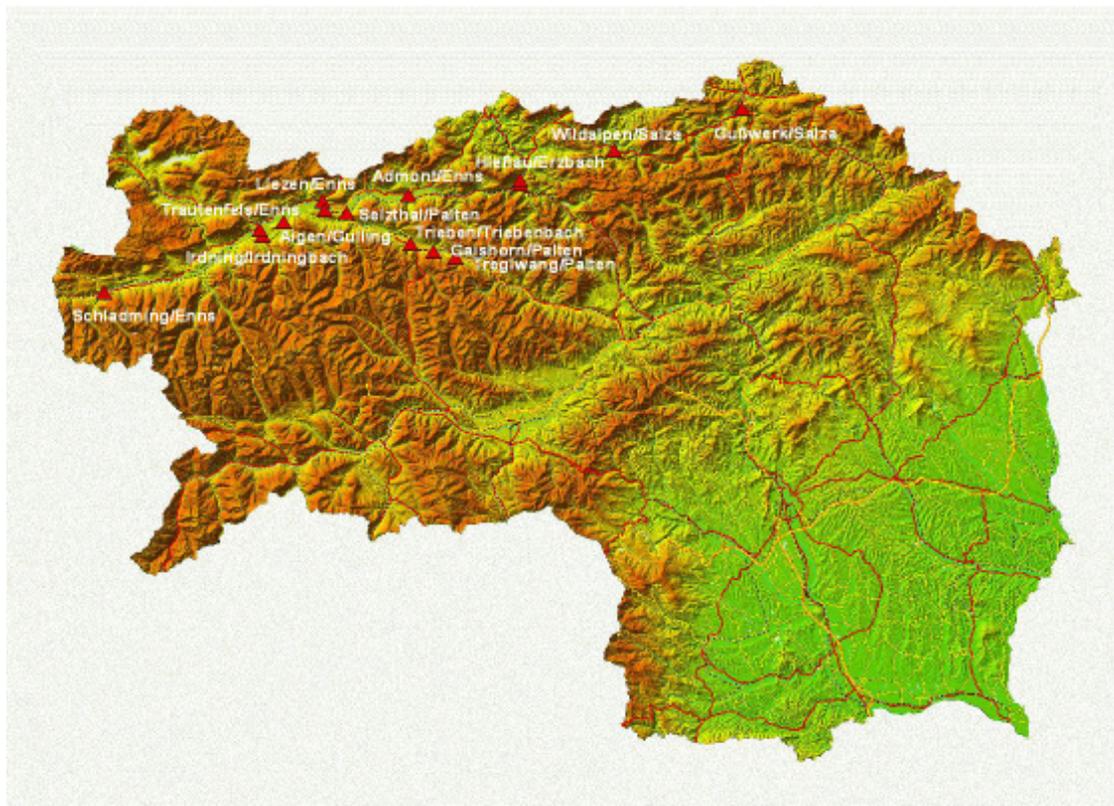


Abbildung 7: Lage der betroffenen Pegel im Ennsgebiet

Enns

Abbildung 8 (links) zeigt die Abflussganglinien von vier Pegeln der steirischen Enns. In Liezen und Admont erreichte der Durchfluss am 21.7.2012 bzw. 22.7.2012 ein HQ_{10} . Die größte Hochwasserspitze in der Enns trat am 21.7.2012 am Pegel Trautenfels mit einem Durchfluss von $372 \text{ m}^3/\text{s}$ und einer Wiederkehrzeit von 15 Jahren auf.

Palten

Wie schon beim Hochwasser im Juni war die Palten im Ennsgebiet im Juli wieder stark von Hochwasser betroffen. In Gaishorn wurde zum zweiten Mal innerhalb eines Jahres ein Durchfluss, der statistisch gesehen nur einmal in 100 Jahren vorkommt, gemessen. Auch in Treglwang ($>HQ_{100}$) und Selzthal (HQ_{60-70}) erreichte der Durchfluss der Palten wiederholt sehr hohe Werte (Abbildung 8, rechts). Wie an der Ganglinienform des Pegels Gaishorn/Palten zu erkennen ist, ist der Pegel kurz nach einem Rückhaltebecken situiert.

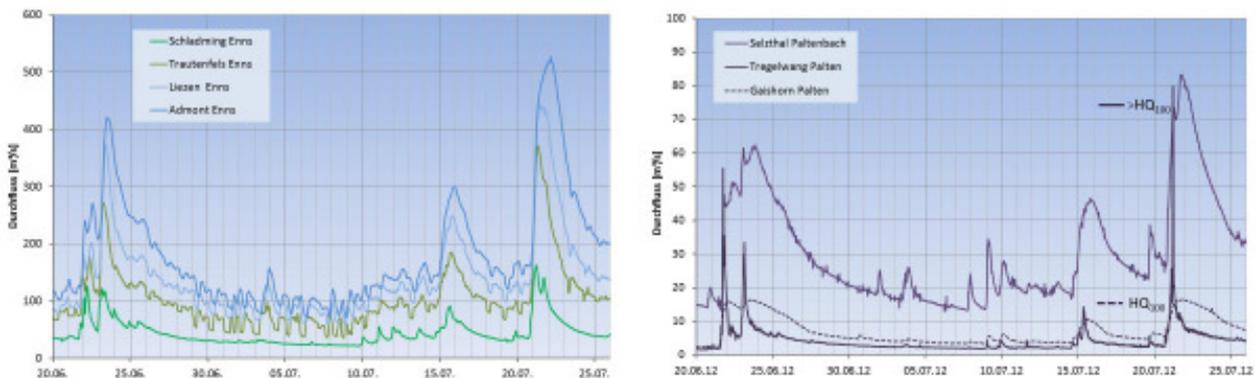


Abbildung 8: Durchflussganglinien an Pegel der steirischen Enns (links) und Palten (rechts)

Triebenbach

Im Zuge des Hochwassers im Juni kam es an diesem Zubringer zur Palten zu massiven Anlandungen und Sohlaufhöhungen im Fließgewässer. Nach dem Hochwasserereignis vom 15.7.2012 wurden im Bereich des Pegels Trieben/Triebenbach umfangreiche Baggerungsarbeiten zur Absenkung der Sohle durchgeführt, wodurch sich auch das Pegelprofil wesentlich verändert hat. Somit war es nicht möglich, für das Ereignis am 21.7.2012 eine plausible Auswertung der Hochwasserspitze durchzuführen.

Zubringer zur Enns oberhalb der Palten

Ein 50-jährliches Hochwasser ereignete sich im Irdningbach am 21.7.2012 mit einem Durchfluss von $140 \text{ m}^3/\text{s}$ (Abbildung 9, links). Beim Pegel Aigen/Gullingbach wurde im Zuge dieses Ereignisses der Messsteg zerstört.

Salza

An der Salza ging die Wasserführung über ein HQ_3 (am 21.7.2012) nicht hinaus (Abbildung 9, rechts).

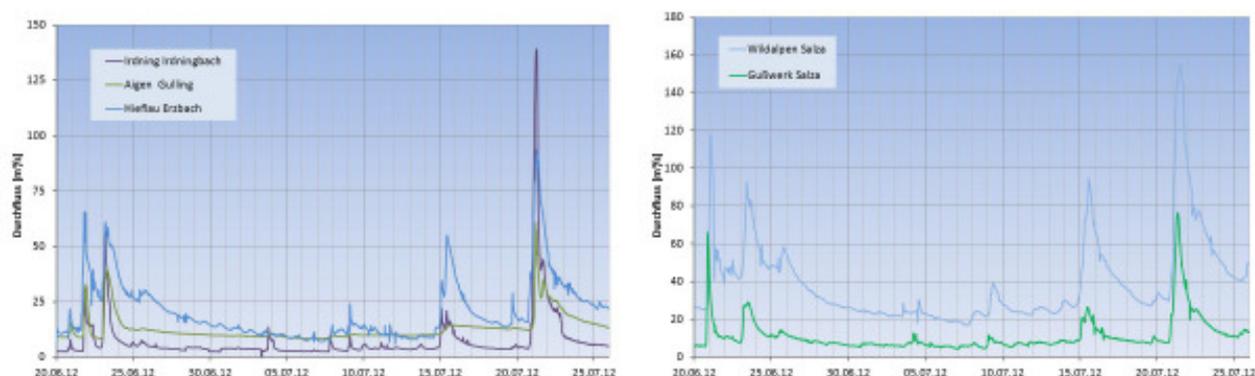


Abbildung 9: Durchflussganglinien an Zubringern zur Enns (links) und Salza (rechts)

Tabelle 1 zeigt eine Zusammenstellung der von den Hochwasserereignissen betroffenen Pegel im Ennsgebiet mit maximalen beobachteten Wasserständen, aus den gültigen Schlüsselkurven errechneten Spitzendurchflüssen sowie den aus den aktuellen Gutachtenwerten ermittelten Jährlichkeiten der Hochwasserspitzen.

Tabelle 1: Maximale Wasserstände, Durchflüsse und Jährlichkeiten der von den Hochwasserereignissen betroffenen Pegel im Ennsgebiet

Pegel	Hochwasserspitzen über HQ ₁			
	max. Wasserstand [cm]	Zeit	Durchfluss [m ³ /s]	Jährlichkeit
Schladming/Enns	201	22.06. 05:00	117	~ HQ ₂
	202	23.06. 04:15	118	~ HQ ₂
	241	21.07. 05:00	160	~ HQ ₈
Trautenfels/Enns	317	23.06. 07:15	271	~ HQ ₃₋₄
	408	21.07. 08:00	372	~ HQ ₁₅
Liezen/Enns	561	23.06. 09:30	375	~ HQ ₄
	623	21.07. 10:00	451	~ HQ ₁₀
Admont/Enns	420	23.06. 12:15	421	~ HQ ₄
	467	22.07. 04:30	517	~ HQ ₁₀
Treglwang/Palten	192	21.06. 18:30	67	> HQ ₁₀₀
	212	21.07. 05:15	91	> HQ ₁₀₀
Gaishorn/Palten	220	23.06. 12:15	16	~ HQ ₁₀₀
	220	21.07. 19:15	16	~ HQ ₁₀₀
Selzthal/Palten	298	23.06. 20:50	63	~ HQ ₁₀
	332	21.07. 17:20	83	~ HQ ₆₀₋₇₀
Trieben/Triebenbach	304	21.06. 19:15	46	~ HQ ₈
Irdning/Irdningbach	387	23.06. 04:00	60	~ HQ ₃
	503	21.07. 06:30	140	~ HQ ₅₀
Aigen/Gullingbach	380	23.06. 06:00	40	~ HQ ₃₋₄
	430	21.07. 05:00	63	~ HQ ₂₀₋₃₀
Hieflau/Erzbach	410	21.07. 05:45	95	~ HQ ₂₅
Gußwerk/Salza	236	20.06. 21:00	67	~ HQ ₂₋₃
	247	21.07. 08:30	77	~ HQ ₃
Wildalpen/Salza	285	21.06. 01:30	118	~ HQ ₁₋₂
	320	21.07. 12:00	155	~ HQ ₃

3.2 Murgebiet

Das Flussgebiet der Mur war von den Ereignissen um den 22. Juni, am 3. Juli, dem 15. sowie dem 21. Juli betroffen. Abbildung 11, Abbildung 13 und Abbildung 15 zeigen die Verläufe der Wasserstandsganglinien an den betroffenen Pegeln. Die Lage der Pegel ist in Abbildung 10 zu erkennen. Die maximalen Wasserstände, Spitzendurchflüsse und Jährlichkeiten sind in Tabelle 2 dargestellt.

Wie die Tabelle 2 zeigt, wurden die höchsten Jährlichkeiten der Spitzendurchflüsse an der Pöls (~ HQ₁₀₀ am Pegel Pöls am 21.7., HQ₅₀ am 5.8.), der Liesing (~ HQ₁₀₋₂₀ bei den Ereignissen am 23.6., 15.7. und 21.7.) und der Mur (max. HQ₂₀₋₂₅ am Pegel Graz am 21.7.) beobachtet.

Am 3.7. trat im Raum Obdach ein Starkregenereignis auf, wobei einige Zubringer zum Granitzenbach Spitzendurchflüsse mit einer Jährlichkeit > HQ₁₀₀ aufwiesen (Quelle: Hochwasserdokumentation 3.7.2012 Obdacher Sattel – Hochwasserscheitelabflüsse; GZ.: FA19B 51.La-10/2002-60).

Ebenfalls im Bereich eines HQ₁₀₀ lag das Hochwasserereignis am 4.8. am Pegel Zistl/Pusterwaldbach, wobei der Beitrag des Bretsteinbaches zum Spitzendurchfluss wesentlich größer war als jener des Pusterwaldbaches, womit die Jährlichkeit am Bretsteinbach somit jedenfalls als > HQ₁₀₀ abgeschätzt werden kann.

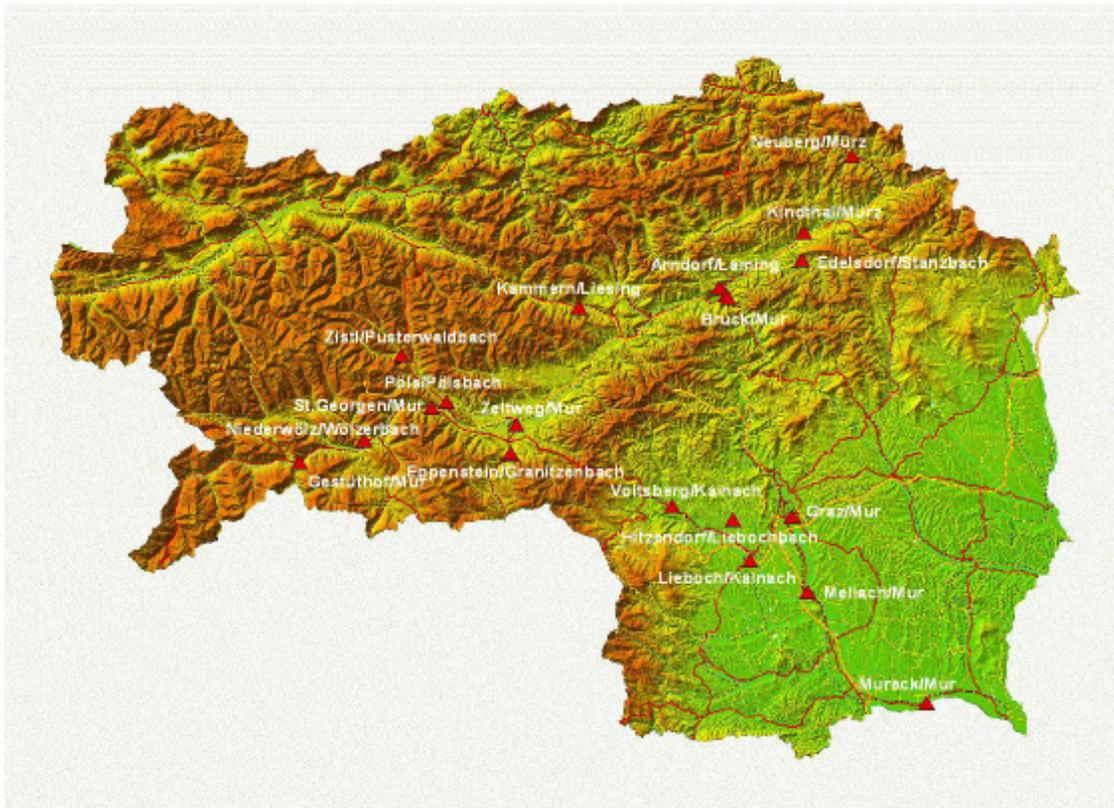


Abbildung 10: Lage der betroffenen Pegel im Murgebiet

Mur

An der oberen Mur und mittleren Mur bis Graz wurde beim Hochwasserereignis vom 21. Juli HQ_{10} deutlich überschritten (Abbildung 11, links). Die größte Jährlichkeit erreichte die Mur in Graz am 21. Juli mit HQ_{20-25} (Abbildung 11, rechts). Das befürchtete 30-jährliche Ereignis blieb aus. Stellenweise gab es Überflutungen in Bruck an der Mur (Sperrung der Schnellstraße) und oberhalb von Graz (z.B. Deutschfeistritz).

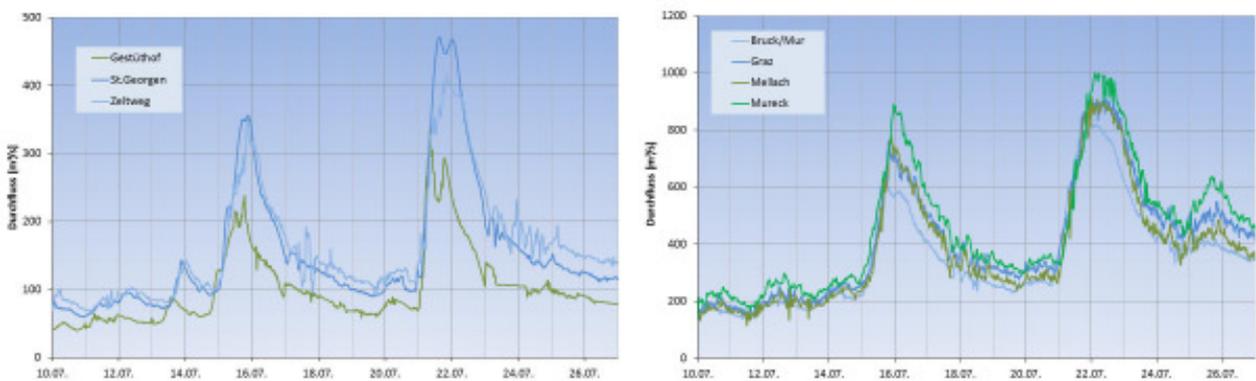


Abbildung 11: Abflussganglinien an den Messstellen der oberen Mur vom 10.7. bis 27.7.2012 (links) und ab dem Pegel Bruck an der Mur vom 10.7. bis 27.7.2012



Abbildung 12: Fotos vom Hochwasserereignis am 21.7. an der Mur; erste Reihe: links: Pegel Bruck/Mur, rechts: Murinsel und zweite Reihe: links: Pegel Graz/Mur; rechts: Pegel Mellach/Mur

Hochwasserganglinien der Pegel an Zubringern im oberen Murtal

Am Pegel Pöls/Pölsbach waren insgesamt 4 Hochwasserereignisse mit einer Jährlichkeit $> HQ_{10}$ zu beobachten, das größte dabei war jenes am 21. Juli mit einem Spitzendurchfluss im Bereich eines HQ_{100} . Das Ereignis am 4. August mit Schwerpunkt am Bretsteinbach führte am Pegel Pöls zu einem Spitzendurchfluss im Bereich eines HQ_{50} .

Wie bereits erwähnt, wurde am Pegel Zistl/Pusterwaldbach am 4. August ein Hochwasserereignis mit einem Spitzendurchfluss im Bereich eines HQ_{100} beobachtet. Dabei ist zu beachten, dass der Durchfluss mit der bestehenden Schlüsselkurve des Hydrographischen Dienst (HD) abgeschätzt wurde. Eine detaillierte Analyse auf Basis der Schlüsselkurven, die im Rahmen der laufenden 2-D Abflussuntersuchung am Pusterwaldbach erstellt wurden, ist momentan noch in Bearbeitung.

Da der Großteil des Spitzendurchflusses am Pegel Zistl durch den Bretsteinbach beigesteuert wurde, kann am Bretsteinbach, auf Basis der derzeitigen Auswertungen, von einem Ereignis mit einer Jährlichkeit $> HQ_{100}$ ausgegangen werden.

Granitzenbach

Wie bereits in der Niederschlagsbetrachtung erwähnt, war am 3. Juli vor allem das Einzugsgebiet des Granitzenbaches von einer mächtigen Starkniederschlagszelle betroffen, die kleinräumig im Gebiet von Obdach zu Niederschlagssummen von über 150 mm in 2 Stunden führte (Quelle: interner Bericht der ZAMG: Gewitterserie ab Mitte Juni 2012 in der Steiermark), dies entspricht einer Jährlichkeit von weit über 100.

Die vom Hochwasser am meisten betroffenen Gewässer sind in Abbildung 14 zu sehen. Auf Basis einer hydraulischen Nachrechnung der Spitzendurchflüsse anhand der Anschlaglinien (Diebold, 2012) ergaben sich laut zitierter Dokumentation für den Kathalbach und St. Georgenerbach Jährlichkeiten um bzw. über HQ_{100} , für den Lauslingbach etwa um HQ_{60} .

Auch der Granitzenbach war aufgrund der Hochwasserführung der Zubringer betroffen, jedoch kam es bis zum Pegel Eppenstein bereits zu einer deutlichen Abminderung der Hochwasserspitze. Die Wasserstandsganglinie am Pegel Eppenstein/Granitzenbach wird in Abbildung 13 (rechts) dargestellt. Die Hochwasserspitze wurde am 3. Juli um 17:45 Uhr mit 210 cm erreicht, dies entspricht nach gültiger Schlüsselkurve einem Durchfluss von $51 \text{ m}^3/\text{s}$ und somit in etwa einem HQ_4 .

Am Pegel Kammern/Liesing wurden vom Spitzendurchfluss bzw. der Jährlichkeit drei in etwa identische Hochwasserereignisse (23.6., 15.7. und 21.7.) beobachtet, die alle im Bereich eines HQ_{10-20} lagen. Dabei wurde im Zuge des ersten Ereignisses am 23. Juni der Pegel Unterwald/Liesing zerstört.

Auch auf Kärntner Gebiet führte die Starkniederschlagszelle zu bedeutenden Hochwasserabflüssen, eine entsprechende Dokumentation wurde vom HD Kärnten erstellt (Moser, Schober, Kobltschnig, 2012).

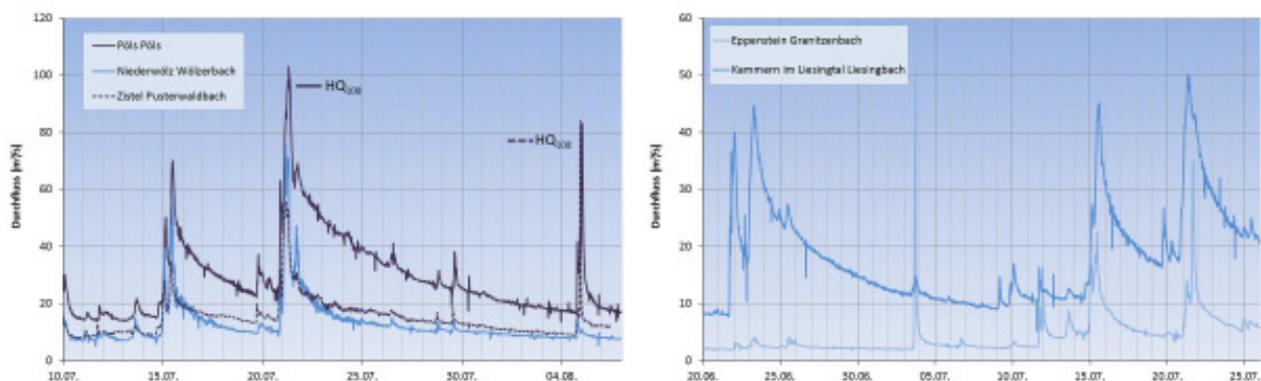


Abbildung 13: Abflussganglinien an Messstellen von Zubringern zur Mur, im oberen Murtal



Abbildung 14: Lage der Niederschlagsstationen (rot) sowie der vom Hochwasser am 3.7. am meisten betroffenen Gewässer

Mürz

Auch das Mürztal war am 21. Juli 2012 von Hochwasser betroffen (Abbildung 15, links). Am Pegel Neuberg erreichte die Wasserführung der Mürz ein HQ_5 . Ein kleinräumiges Starkregenereignis führte am 20. Juni zu einem Hochwasserereignis am Stanzbach, die Jährlichkeit des beobachteten Spitzendurchflusses lag dabei im Bereich eines HQ_{10-15} .

Kainach

An der Kainach wurden keine wesentlichen Hochwasserereignisse verzeichnet (Abbildung 15, rechts). Die größte Hochwasserspitze wurde am Pegel Lieboch mit einer Wiederkehrzeit von 5 Jahren beobachtet.

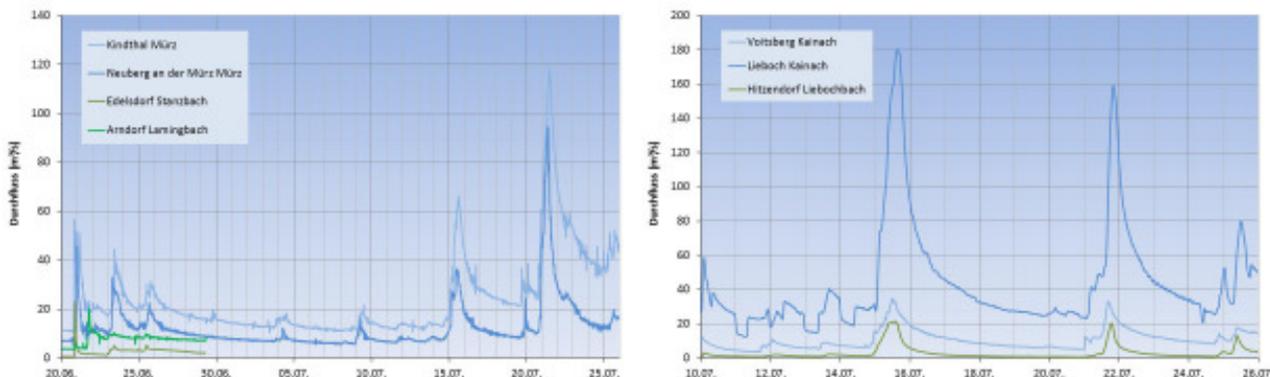


Abbildung 15: Abflussganglinien an Messstellen der Mürz (links) und Messstellen in der Weststeiermark

Tabelle 2 zeigt eine Zusammenstellung der von den Hochwasserereignissen betroffenen Pegel im Murgebiet mit maximalem Wasserstand, Spitzendurchfluss sowie Jährlichkeit, wobei nochmals zu erwähnen ist, dass es sich bei der Angabe des Spitzendurchflusses bzw. der Jährlichkeit des Hochwasserereignisses am Pegel Zistl/Pusterwaldbach am 4. August um vorläufige Werte handelt, die sich im Zuge der Analyse anhand der in der laufenden 2-D Abflussuntersuchung berechneten Schlüsselkurven noch ändern können.

Tabelle 2: Maximale Wasserstände, Durchflüsse und Jährlichkeiten der von den Hochwasserereignissen betroffenen Pegel im Murgebiet

Pegel	Hochwasserspitzen über HQ ₁			
	max. Wasserstand [cm]	Zeit	Durchfluss [m³/s]	Jährlichkeit
Gestüthof/Mur	305	15.07. 18:15	247	~ HQ ₄
	352	21.07. 07:45	340	~ HQ ₁₀₋₁₅
St. Georgen/Mur	461	15.07. 21:15	359	~ HQ ₅
	516	21.07. 14:30	477	~ HQ ₂₀
Zeltweg/Mur	349	15.07. 20:45	361	HQ ₄
	369	21.07. 20:30	425	~ HQ ₇
Bruck/Mur	560	15.07. 17:00	654	HQ ₄
	616	22.07. 04:20	828	~ HQ ₁₅
Graz/Mur	534	15.07. 19:30	760	HQ ₁₀
	583	21.07. 23:00	907	~ HQ ₂₀₋₂₅
Mellach/Mur	573	15.07. 21:45	~ 770	HQ ₉
	619	22.07. 15:00	~ 910	~ HQ ₁₅₋₂₀
Mureck/Mur	541	15.07. 23:15	941	HQ ₄
	581	22.07. 08:00	1119	~ HQ ₈
Niederwölz/Wölzerbach	289	15.07. 11:00	58	HQ ₄
	339	21.07. 03:45	96	~ HQ ₁₀₋₁₅
Pöls/Pölsbach	262	23.06. 04:30	69	HQ ₁₀₋₁₅
	264	15.07. 11:30	71	~ HQ ₁₀₋₁₅
	301	21.07. 07:15	104	HQ ₁₀₀
	280	05.08. 00:45	84	HQ ₅₀
Zistl/Pusterwaldbach	196	04.08. 22:15	87	HQ ₁₀₀
Eppenstein/Granitzenbach	210	03.07. 17:45	51	~ HQ ₄
		21.07. 16:30	35	~ HQ ₁
	179	03.07.	~ 40	~ HQ ₆₀
		03.07.	~ 20	~ HQ ₁₀₀
Kammern/Liesing	282	23.06. 07:45	45	~ HQ ₁₀₋₁₅
	283	15.07. 14:15	45	~ HQ ₁₀₋₁₅
	294	21.07. 09:45	51	~ HQ ₂₀

Pegel	Hochwasserspitzen über HQ ₁			
	max. Wasserstand [cm]	Zeit	Durchfluss [m ³ /s]	Jährlichkeit
Neuberg/Mürz	274	21.07. 08:15	97	~ HQ ₅
Kindthal/Mürz	317	21.07. 11:00	118	~ HQ ₃
Edelsdorf/Stanzbach	223	20.06. 21:30	25	~ HQ ₁₀₋₁₅
Arndorf/Laming	169	21.06. 18:20	20	~ HQ ₅
Hitzendorf/Liebochbach	266	15.07. 13:45	22	~ HQ ₄₋₅
	262	21.07. 19:00	21	~ HQ ₄₋₅
	233	25.07. 09:30	14	~ HQ ₂₋₃
Voitsberg/Kainach	182	15.07. 12:15	35	~ HQ ₂
	178	21.07. 16:30	33	~ HQ ₁₋₂
Lieboch/Kainach	525	15.07. 15:15	180	~ HQ ₃₋₄
	501	21.07. 20:15	158	~ HQ ₂₋₃

3.3 Raabgebiet

Das Flussgebiet der Raab war von den Ereignissen um den 21./22. Juni, den 25. Juli sowie den 3. August betroffen. Die Abbildung 17 zeigt die Verläufe der Wasserstandsganglinien an den entsprechenden Pegeln. Die maximalen Wasserstände, Spitzendurchflüsse und Jährlichkeiten sind in Tabelle 3 dargestellt. Die Lage der Pegel im Raabgebiet ist in Abbildung 16 zu erkennen.

Wie die Tabelle 3 zeigt, wurden die höchsten Jährlichkeiten der Spitzendurchflüsse am Moderbach (~ HQ₃₀₋₄₀ am Pegel Arzberg am 21.6.) sowie an der Lafnitz (~ HQ₈ am Pegel Rohrbach am 3.8.) beobachtet.

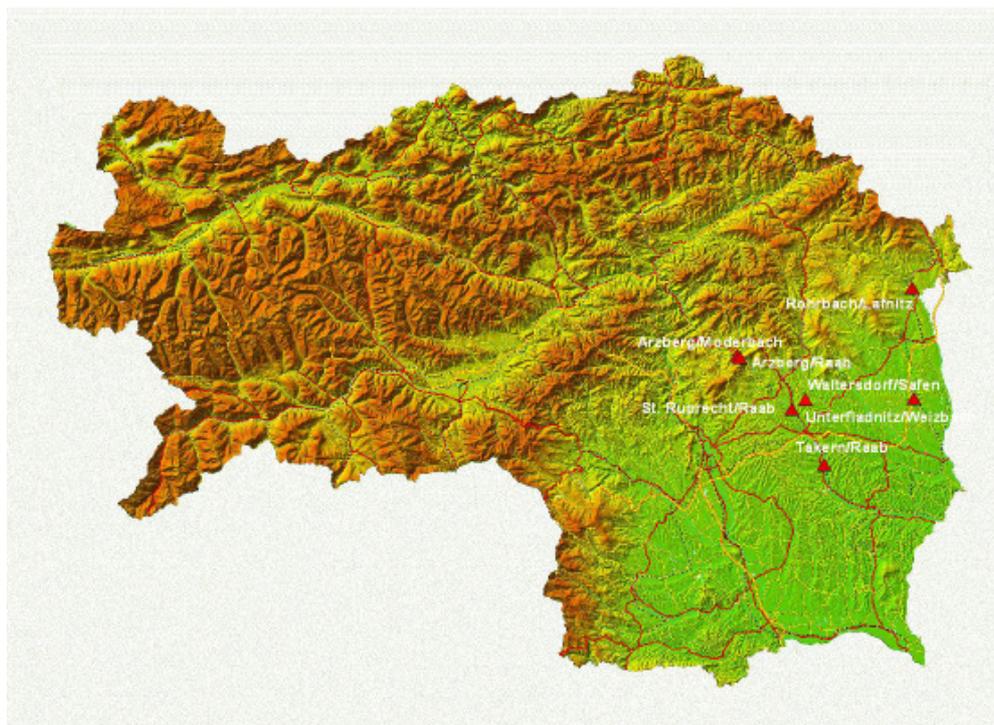


Abbildung 16: Lage der betroffenen Pegel im Raabgebiet

Raab

Die Raab selbst war vor allem am 21./22. Juni von Hochwasser betroffen. Während am Pegel Arzberg/Raab nur ein HQ₈ beobachtet wurde, erreichte der Abfluss am Moderbach eine Jährlichkeit von HQ₃₀₋₄₀ (Abbildung 17, links).

Lafnitz

An der Lafnitz wurde der höchste Wasserstand in diesem Sommer Anfang August gemessen (Abbildung 17, rechts). Am 4. August kam es am Pegel Rohrbach zu einem 8-jährlichen Ereignis.

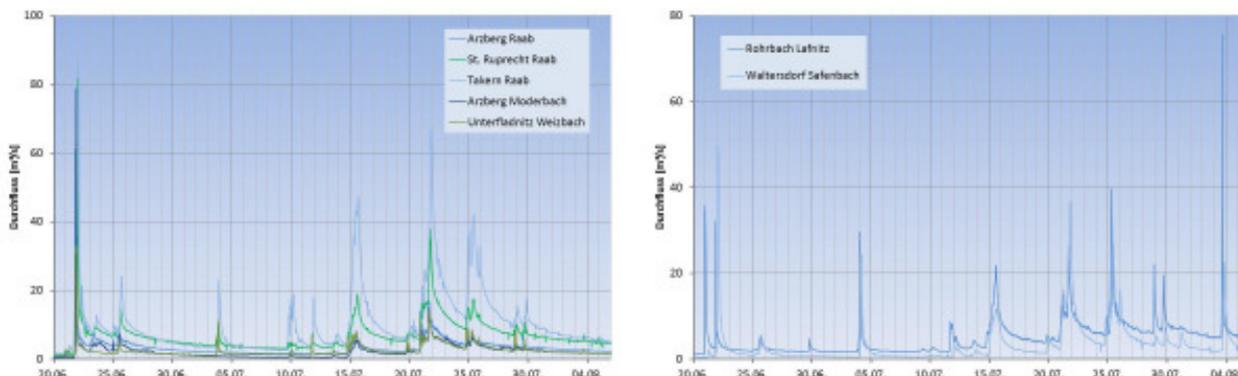


Abbildung 17: Wasserstandsganglinien an Messstellen von Zubringern zur Raab (links) und Lafnitz (rechts)

Tabelle 3: Maximale Wasserstände, Durchflüsse und Jährlichkeiten der von den Hochwasserereignissen betroffenen Pegel im Raabgebiet

Pegel	Hochwasserspitzen über HQ ₁			
	max. Wasserstand [cm]	Zeit	Durchfluss [m³/s]	Jährlichkeit
Arzberg/Moderbach	249	21.06. 21:15	86	~ HQ ₃₀₋₄₀
Arzberg/Raab	340	21.06. 21:30	76	~ HQ ₈
St. Ruprecht/Raab	402	21.06. 23:15	81	~ HQ ₃₋₄
Takern/Raab	390	22.06. 01:15	87	~ HQ ₂₋₃
Unterfladnitz/Weizbach	221	21.06. 21:45	34	~ HQ ₅
Rohrbach/Lafnitz	320	20.06. 23:30	36	~ HQ ₁
	330	25.07. 08:00	40	~ HQ ₁₋₂
	390	03.08. 16:00	75	~ HQ ₈
Waltersdorf/Safen	302	22.06. 02:00	49	~ HQ ₂

3.4 Grafische Darstellung der Jährlichkeiten der Durchflussspitzen

In Abbildung 18 und Abbildung 19 werden für die beiden großräumigen Ereignisse vom 20. bis 23.6. und vom 19. bis 22.7.2012 jene Gewässer dargestellt, an deren Pegeln ein Spitzendurchfluss mit einer Jährlichkeit von HQ₁ erreicht oder überschritten wurde. Dabei werden die Jährlichkeiten nach Klassen eingeteilt, wobei zu beachten ist, dass jeweils das gesamte Gewässer zur höchsten in diesem Zeitraum an einem Pegel beobachteten Jährlichkeitsklasse zugewiesen wird.

Ereignis 20. bis 23. Juni

Am stärksten betroffen vom Ereignis im Juni waren das Ennsgebiet, Zubringer zur Mur aus den Zentralalpen, Teile des Mürzgebietes sowie die nördliche Oststeiermark (Abbildung 18).

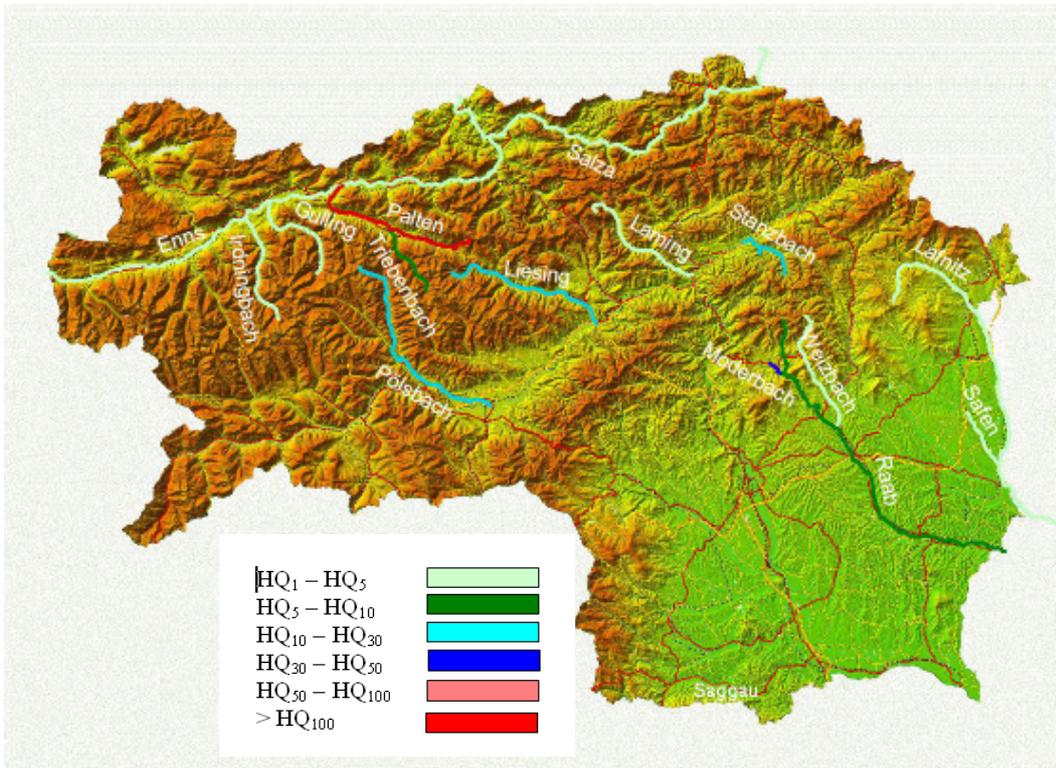


Abbildung 18: Darstellung der vom Ereignis vom 20. bis 23. Juni 2012 betroffenen Gewässer nach Jährlichkeitsklassen der Spitzendurchflüsse

Ereignis 19. bis 22. Juli

Wie Abbildung 19 zeigt, waren große Teile des Enns- und Murgebietes sowie die nördlichen Teile der Weststeiermark vom Ereignis betroffen, wobei im Bereich der Zentralalpen einige Gewässer Spitzendurchflüsse mit Jährlichkeiten um HQ₁₀₀ zeigten.

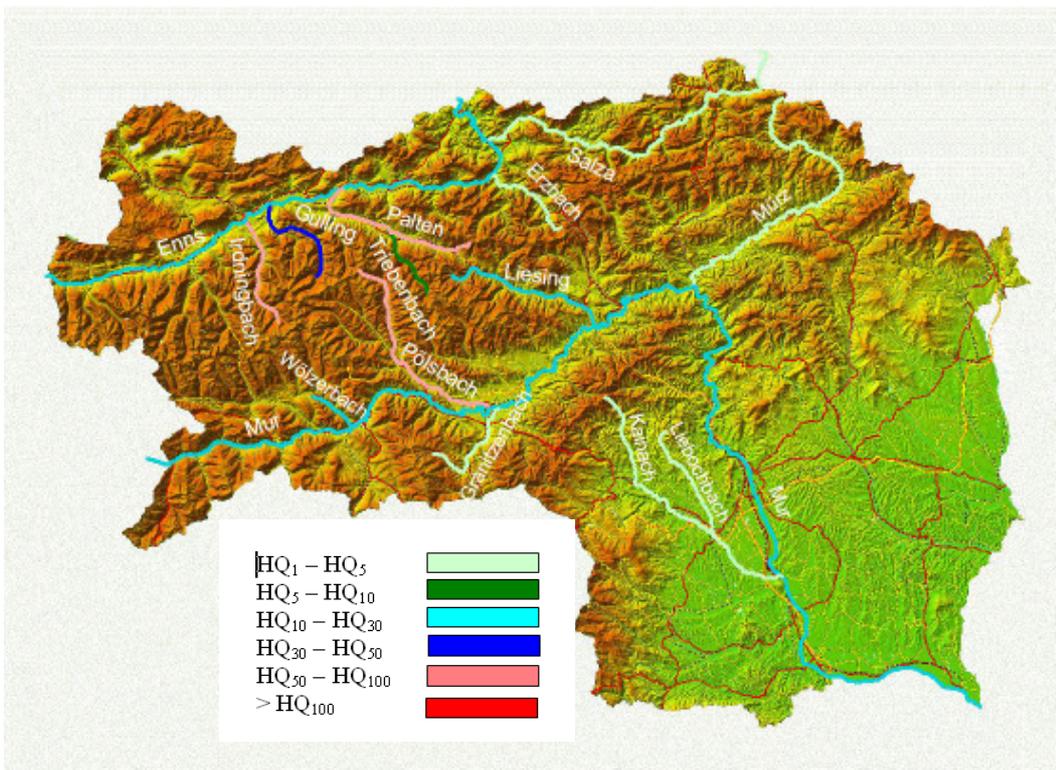


Abbildung 19: Darstellung der vom Ereignis vom 19. bis 22. Juli 2012 betroffenen Gewässer nach Jährlichkeitsklassen der Spitzendurchflüsse

Literatur

ZAMG, 2012: Gewitterserie ab Mitte Juni 2012 in der Steiermark; Bericht auf der Homepage der ZAMG:
<http://www.zamg.ac.at/cms/de/aktuell/news/aktualisierter-bericht-zu-gewitterserie-juni-august-2012>

Diebold, 2012: Hochwasserdokumentation 3.7.2012 Amering und Obdacher Sattel - Hochwasserscheitelabflüsse im Auftrag der Baubezirksleitung Judenburg

Moser, Schober, Kobltschnig, 2012: Hochwasserereignis an der oberen Lavant 03.07.2012 – Hydrologischer Bericht

Anschrift der VerfasserInnen

Dr. Robert Schatzl
Hydrographischer Dienst Steiermark
Wartingergasse 43
8010 Graz
Robert.schatzl@stmk.gv.at

Romana Verwüster
Hydrographischer Dienst Steiermark
Wartingergasse 43
8010 Graz
Romana.verwuester@stmk.gv.at

Ing. Josef Quinz
Hydrographischer Dienst Steiermark
Wartingergasse 43
8010 Graz
josef.quinz@stmk.gv.at

Dipl.Ing. Stefan Standhartinger
Abteilung VII/3 – Wasserhaushalt
BM für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und
Wasserwirtschaft
Marxergasse 2
1030 Wien
wasserhaushalt@bmlfuw.gv.at

BERICHTE UND MITTEILUNGEN

Hochwasser 2002 – die Hydrografie erinnert sich

Stefan Standhartinger, Theresa R. Plank

Vor zehn Jahren war Österreich mit einer außergewöhnlichen Hochwassersituation konfrontiert. Seither wurden zahlreiche Maßnahmen umgesetzt, die die Bevölkerung vor Hochwasser besser schützen sollen.

Ein Jahr gegensätzlicher Extreme

Es war ein Jahr mit hydrologischen Extremen. Im Norden des Landes erreichten die Hochwässer noch nie beobachtete Ausmaße, während es im Frühjahr aufgrund einer Trockenperiode im Süden Österreichs zu Ernteaussfällen und zu Problemen mit der Wasserversorgung kam.

Beim Hochwasser im August 2002 kamen in Österreich 9 Menschen ums Leben. Der wirtschaftliche Schaden wird mit etwa 3 Mrd. Euro angegeben. Oberösterreich und Niederösterreich waren von der Flutkatastrophe besonders stark betroffen. Auch in Deutschland und Tschechien verursachte das Hochwasser großen Schaden.

Mit diesem Ereignis wurde den Menschen in weiten Teilen Europas aufgezeigt, welches Ausmaß Naturgefahren annehmen können. Die Flüsse Österreichs und ihre Reaktion auf die extremen Niederschläge standen tagelang in der medialen Aufmerksamkeit. Wie groß die Betroffenheit war, zeigt auch die Bereitschaft der Bevölkerung Österreichs, jenen zu helfen, die durch das Ereignis Schaden erlitten haben. Als Folge des Hochwassers starteten viele Aktivitäten und Projekte mit dem Ziel, den Schaden bei zukünftigen Ereignissen zu reduzieren. Eines ist klar: extreme Naturereignisse können nicht verhindert werden, darauf müssen sich die Menschen einstellen, um in Zukunft seltene Naturereignisse möglichst ohne Katastrophe bewältigen zu können. Die Hydrografie Österreichs trägt mit den hydrologischen Messungen, Informationen, Ereignisanalysen und Abflussvorhersagen einen wesentlichen Teil dazu bei.

Hydrologische Situation im Jahr 2002

Die stark ausgeprägten Frontensysteme, die Österreich in der Zeit von 19. bis 21. März in rascher Abfolge überquerten, brachten zum Teil ergiebige Niederschläge mit sich. Von Vorarlberg bis Niederösterreich wurden an einigen Orten noch nie im März gemessene Niederschlagstagesummen erreicht. Die Intensität der Starkniederschläge führte an zahlreichen Gewässern zu einem raschen Anstieg der Wasserführung und in weiterer Folge zu Überflutungen und Vermurungen. In den Einzugsgebieten von Bregenzer Ache, Dornbirner Ache, Lech, Traun, Enns, Salza und Mürz wurden Hochwasserabflüsse registriert, die statistisch gesehen nur alle 5 bis 10 Jahre (HQ_{5-10}) auftreten. Die Abflüsse waren nicht hinsichtlich ihrer Höhe und Jährlichkeit bemerkenswert, sondern wegen ihres Auftretens in dieser Jahreszeit.

Am 6. Juni führte ein Höhentief mit Zentrum über dem Golf von Genua sehr feuchte Luftmassen vom Mittelmeer in den Alpenraum. Das Tief verlagerte sich in weiterer Folge in Richtung Österreich und brachte verbreitet Regen und Gewitter. Der südliche Teil des Industrieviertels in Niederösterreich war besonders stark betroffen. Hier kam es lokal zu Niederschlagssummen von 200 mm innerhalb von 12 Stunden (1mm Niederschlag entspricht 1 Liter Wasser pro m^2). Im Schwechat-, Piesting- und Triestingtal betrogen die Jährlichkeiten der beobachteten Abflüsse HQ_{20-50} , vereinzelt sogar HQ_{100} .

Im Juli verursachten Schauer und Gewitter nahezu täglich in einem Teil des Bundesgebietes schwere Hagelschäden, Vermurungen und Überflutungen. Die Ereignisse im Juli waren auf kleine Einzugsgebiete begrenzt und führten in keinem der größeren Gewässer zu starken Hochwasserabflüssen.

Am 6. und 7. August wurden durch ein Höhentief über Nordfrankreich verstärkt feuchtwarme Luftmassen aus dem Mittelmeerraum nach Norden transportiert. Diese Wettersituation führte in Ostbayern, Böhmen und Österreich zu großräumigen Starkniederschlägen. An mehreren Messstellen im östlichen Mühlviertel (OÖ) und im Waldviertel (NÖ) wurden Zweitagesniederschlagsummen über 200 mm beobachtet. An der Messstelle in Freistadt, an der seit 1881 Daten vorliegen, regnete es innerhalb von 48 Stunden 242 l/m². Das entspricht etwa 2,6-mal dem mittleren Monatsniederschlag im August (92 mm) und kommt statistisch gesehen nur etwa alle 450 Jahre vor.

Die ausgiebigen Niederschläge führten vom 7. bis 9. August zu einer Hochwassersituation mit teilweise zuvor noch nie beobachteten Abflussspitzen (Abbildung 1). Am stärksten betroffen waren die Gebiete von Aist, Naarn, Gusen und Rodl im Mühlviertel sowie das Kamptal, die Einzugsgebiete der Krems, der Thaya und der Lainsitz im Waldviertel – alles Gebiete, die bisher als wenig hochwassergefährdet galten. Das Ereignis an der Aist wurde als HQ₅₀₀₋₁₅₀₀ eingeschätzt. Für das Hochwasser am Kamp wurde eine Wiederkehrzeit von 1000 bis 2000 Jahren angegeben. Da die Enns und die Traun von diesem Ereignis nicht so stark betroffen waren, wiesen die Abflüsse der Donau unterhalb der Ennsmündung bis Wien nur eine Jährlichkeit von ca. 10 auf.

Im Zeitraum vom 11. bis 13. August bestimmte ein Tiefdrucksystem, das vom Mittelmeerraum feuchtwarme, subtropische Luft Richtung Polen transportierte, das Wetter in Zentral-Europa. Wie schon Anfang August wurden an mehreren Messstellen Zweitagesniederschlagsummen über 200 mm beobachtet. Die außergewöhnlich hohe Vorbefeuchtung aus dem vorangegangenen Ereignis und die neuerlichen Starkniederschläge führten in Österreich von Vorarlberg bis Hainburg (NÖ) und von Norden bis in die Obersteiermark zu einer flächendeckenden Hochwassersituation (Abbildung 2).

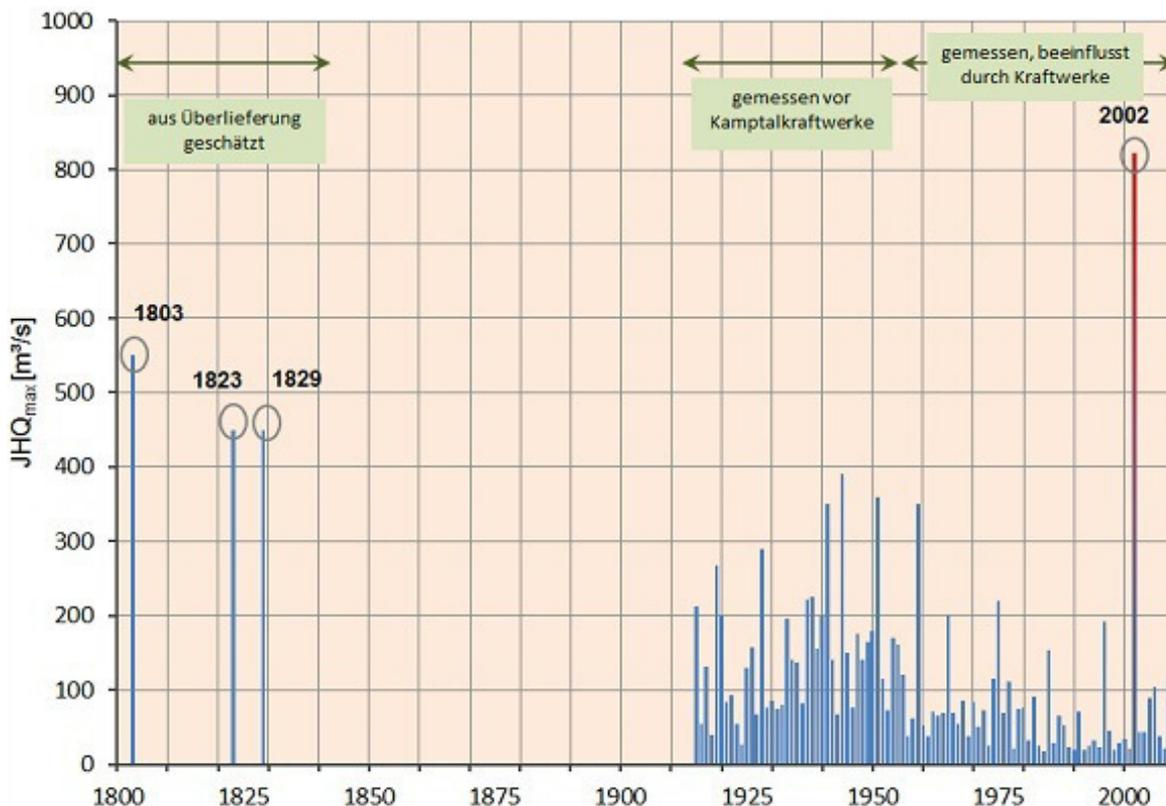


Abbildung 1: Jahresabflussmaxima des Kamp am Pegel Stiefern [m³/s]. (Quelle historische Daten: WIESBAUER, 2004)

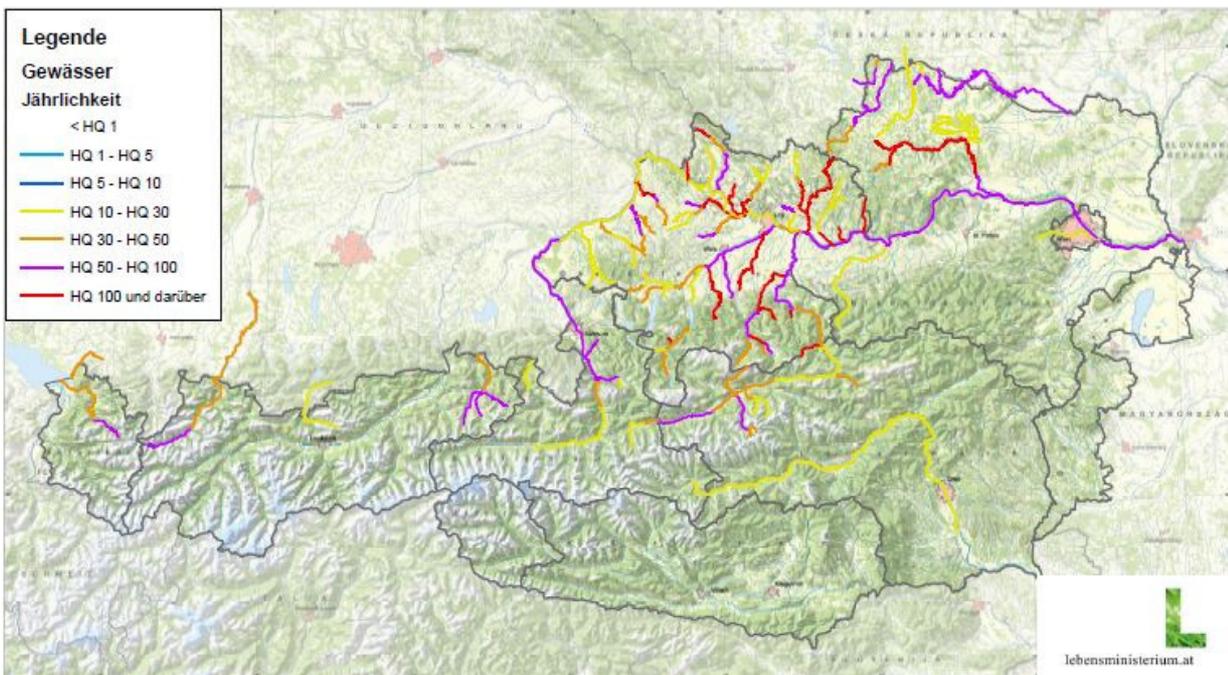


Abbildung 2: Jährlichkeiten der Spitzenabflüsse vom 11. bis 15. August.

Im Mühl- und Waldviertel kam es wiederholt zu schweren Überflutungen. Im Aisttal bei Schwertberg übertraf der Scheiteldurchfluss jenen vom 8. August und entsprach einem $HQ_{500-2000}$. Die hohe Wasserführung von Traun (HQ_{100}) und Enns (HQ_{100}) verschärfte die Situation im Donaugebiet maßgeblich. Das gesamte Donautal vom Machland bis östlich von Wien war von großflächigen Überflutungen betroffen. Das Ereignis hatte in der Donau unterhalb der Ennsmündung eine Jährlichkeit von HQ_{100} und übertraf am Pegel Kienstock sogar das Katastrophenhochwasser von 1954 (Abbildung 3). Von den größeren Gewässern im Westen waren vor allem die Bregenzerach (HQ_{100}), der Lech ($>HQ_{50}$), die Großache (HQ_{50-100}) und die Salzach (HQ_{100}) von Hochwasser betroffen.

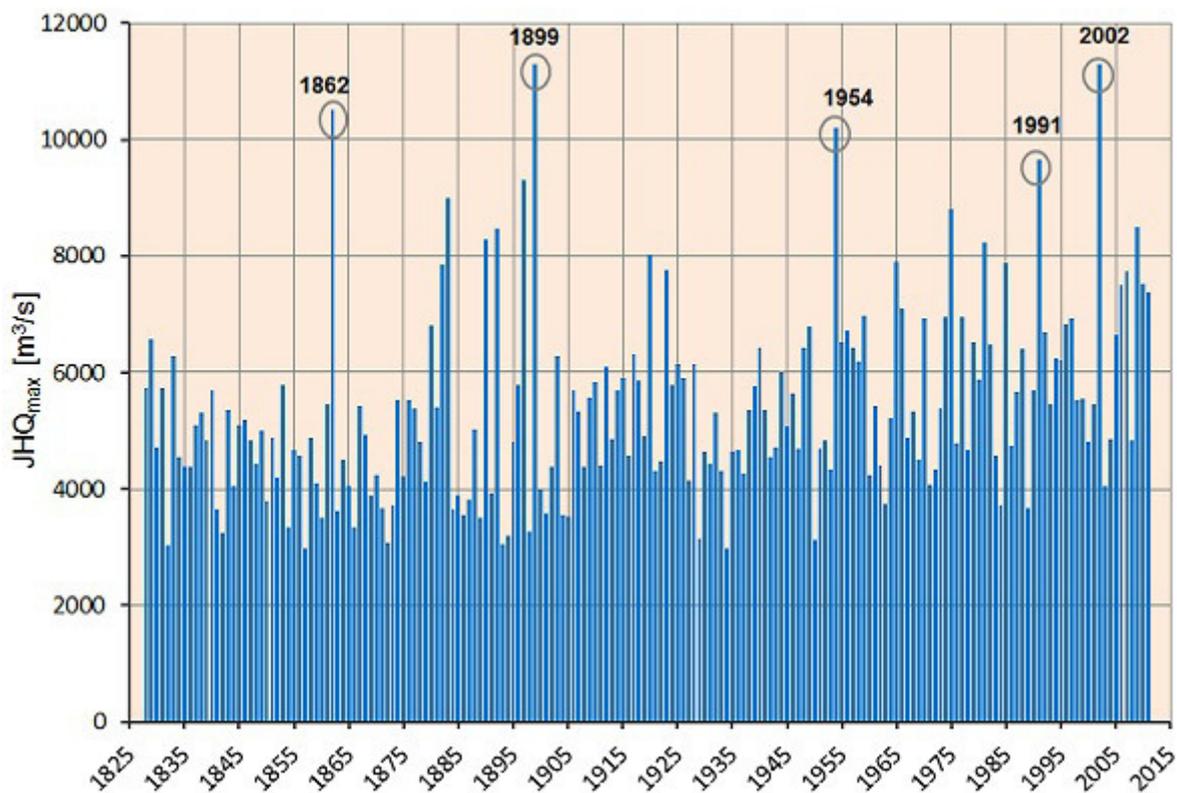


Abbildung 3: Jahresabflussmaxima der Donau am Pegel Kienstock [m^3/s].

Am 16. und 17. November kam es am Alpenrhein zu einem 5-jährlichen Hochwasser. Die Abflussspitze war zwar für den Rhein nicht außergewöhnlich, allerdings wurde seit 1951 in dieser Jahreszeit kein Abflussereignis dieser Größe beobachtet.

Weitere Hochwässer ereigneten sich Ende November an der Gail (HQ₁₅) und Anfang Dezember in den weststeirischen Fließgewässern. Die Jährlichkeiten der Spitzenabflüsse lagen zwischen HQ₁ und HQ₆. Die Wasserführung war allerdings im Vergleich zu den bisher beobachteten Spitzenabflüssen im Dezember deutlich höher.

Maßnahmen der Hydrografie seit der Flut von 2002

Die Grundlage aller Planungen zum Schutz vor Hochwasser ist die extremwertstatistische, hydrografische Berechnung und Analyse. Die Information, die Hydrologen nach jedem großen Hochwasserereignis sammeln, kann das Ergebnis der Statistik verändern. Ein Abfluss, dem vor dem Ereignis eine Jährlichkeit von z.B. HQ₁₀₀ zugeordnet wurde, kann mit jeder neu hinzugekommenen Hochwasserinformation – rein statistisch – seine Auftrittswahrscheinlichkeit verändern und damit auch ein kürzeres Intervallmerkmal erhalten. Diese Berechnungen erfordern möglichst lange, zusammenhängende Beobachtungszeitreihen sowie eine Analyse des Datenmaterials aus dem hydrografischen Messnetz. Dadurch können die Jährlichkeiten neu berechnet, Gefahrenzonen genauer definiert, Schutzbauten adaptiert und Hochwassermanagementpläne optimiert werden.

Die hydrografische Ereignisdokumentation des Hochwassers 2002 war eine wesentliche Grundlage der Projekte Flood Risk I und II. Ziel dieser interdisziplinären Forschungsarbeiten war es, Vorschläge für künftige Verbesserungen zu entwickeln und daraus entsprechende Umsetzungsstrategien für ein integriertes Hochwassermanagement abzuleiten. Man hat die Notwendigkeit erkannt, dass neben technischen Schutzmaßnahmen auch vermehrt Prävention im Sinne von Abflussvorhersagen, Öffentlichkeitsarbeit oder Hochwasseralarmplänen stattfinden muss. Ein integriertes Hochwassermanagement funktioniert nur mit aktuellen hydrografischen Daten und Hochwasservorhersagen, um im Ernstfall die Maßnahmen der Einsatzkräfte effizient ausrichten zu können. Zu diesem Zweck wurde das Messnetz der österreichischen Hydrografie vermehrt auf Fernübertragung umgestellt und liefert so permanent aktuelle Daten, mit denen Prognosemodelle betrieben werden. Gleichzeitig erfolgen die Messungen an den wichtigsten Pegeln redundant, das heißt, dass zur Erhöhung der Ausfall- und Funktionssicherheit zwei voneinander unabhängige Messeinheiten den Wassertand aufzeichnen.

Bereits Ende des 19. Jahrhunderts existierte an der österreichischen Donau und deren wichtigsten Zubringern ein Hochwassernachrichtendienst. Später war die Abflussvorhersage meist auf Gewässer mit Kraftwerksketten beschränkt. Heute werden an fast allen größeren Fließgewässern in Österreich Prognosen für Wasserstand und Abfluss von den Hydrografischen Landesdiensten erstellt. Vor allem in den kleineren Einzugsgebieten wurde der Ausbau der Vorhersagemodelle verstärkt, da diese oft am stärksten von einer Katastrophe betroffen sind. Für einzelne Pegel des hydrografischen Messnetzes werden Abflussvorhersagen im Internet präsentiert.

Eine weitere Konsequenz aus den Hochwasserereignissen war die Intensivierung der Gefahrenzonenplanung, die schließlich mit der Hochwasserrichtlinie, genau gesagt mit der Wasserrechtsgesetz-Novelle 2011, BGBl. I Nr. 14/2011, auch gesetzlich verankert wurde. Um die Öffentlichkeit über Risikozonen zu informieren und das Bewusstsein für Naturkatastrophen zu schärfen, wurde in Zusammenarbeit mit dem Versicherungsverband Österreich die digitale Gefahrenlandkarte HORA entwickelt. Die Ereignisse der unmittelbaren Vergangenheit zeigen jedoch, dass die Variabilität meteorologischer und hydrologischer Prozesse sehr groß sein kann, dass außergewöhnliche Ereignisse immer wieder auftreten werden, aber auch schnell in Vergessenheit geraten. Das zu verhindern ist eine der wesentlichen Aufgaben der hydrografischen Arbeit eines Landes.

Literatur

- GODINA, R., P. LALK, P. LORENZ, G. MÜLLER, V. WEILGUNI (2003): *Die Hochwasserereignisse im Jahr 2002 in Österreich*. Mitteilungsblatt des Hydrografischen Dienstes in Österreich, Nr. 82, 2003, 1-39
- GODINA, R., P. LALK, P. LORENZ, G. MÜLLER, V. WEILGUNI (2005): *Das August-Hochwasser 2002 in Österreich*. Wasserwirtschaft, 9/2005, 14-18.
- WIESBAUER, H. (2004): *Historische Überflutungen am Kamp, Die Hochwasserereignisse von 1803 und 1829 am unteren Kamp*. Amt der Niederösterreichischen Landesregierung, Gruppe Wasser, St. Pölten. 32.

Anschrift der VerfasserInnen

Dipl. Ing. Stefan Standhartinger
Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft,
Umwelt und Wasserwirtschaft
Abteilung VII/3-Wasserhaushalt
Marxergasse 3
1030 Wien
Email:
Stefan.Standhartinger@lebensministerium.at

Theresa R. Plank, BSc
Institut für Meteorologie und Geophysik
Universität Wien
UZA II
Althanstraße 14
1090 Wien
Email: a0807119@unet.univie.ac.at

Der Zugang zu Daten der Wasserbilanz hat ein neues Gesicht

Reinhold Godina

Das bewährte und oft besuchte hydrographische Informationssystem eHYD erscheint seit Anfang des Jahres 2013 im neuen Design. Mit diesem Update wurde eHYD an das aktuelle Aussehen der WebGIS-Inhalte des Lebensministeriums (www.lärminfo.at, www.naturgefahren.at u.a.) angepasst und – so glauben wir – die Navigation einfacher und intuitiver gestaltet. Auch konnten zusätzliche, informative Darstellungen eingebaut werden. Die Eigenschaften dieser WebGIS-Anwendung entsprechen den am häufigsten verwendeten Internet-Kartendiensten und erleichtern dadurch den AnwenderInnen die geographische und thematische Navigation. Die jetzt verwendete WebGIS-Technologie (Tilecaching und Umstellung auf „Openlayers“) ermöglicht zukünftig, weiterführende Anwendungen wie Smartphone- und Tabletlösungen umzusetzen.

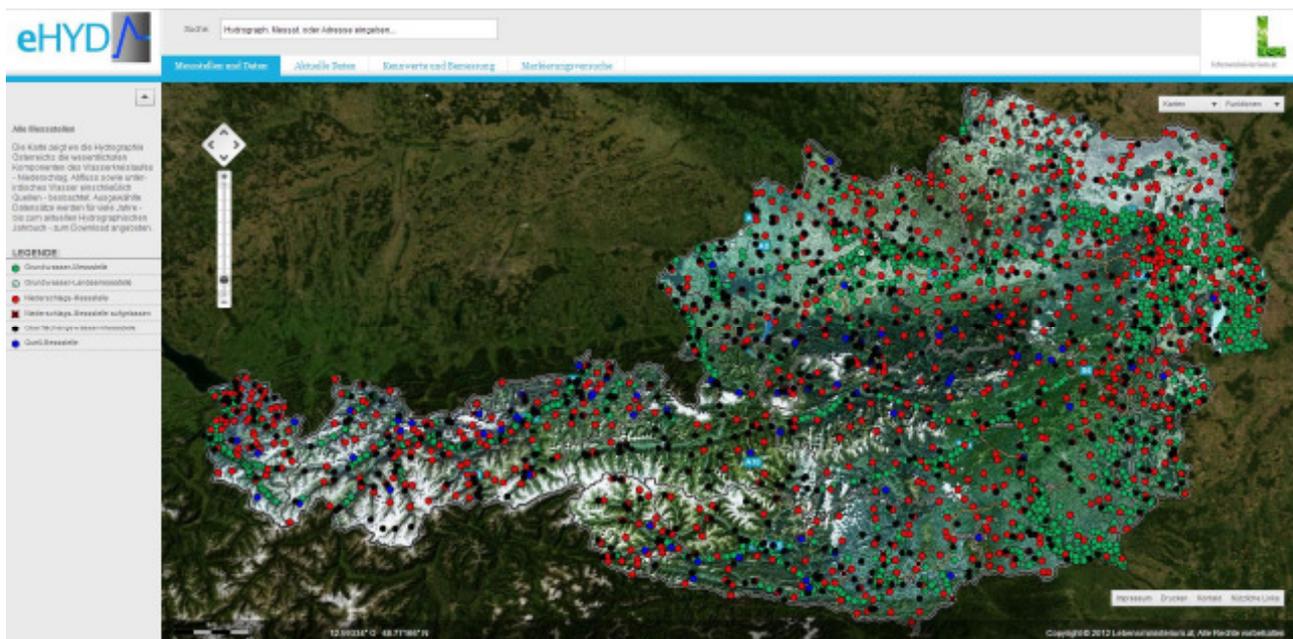


Abbildung 4: Neues Erscheinungsbild der WebGIS-Applikation eHYD, Startseitenansicht mit allen Messstellen

Der Hydrographische Dienst in Österreich betreibt in Zusammenarbeit zwischen Bund und Ländern ein umfangreiches Messnetz (Basismessnetz) zur Beobachtung der wesentlichsten Komponenten des Wasserkreislaufes. Um die mit diesem Messnetz generierten und nach einheitlichen Standards geprüften Daten für die wasserwirtschaftliche Planung verfügbar zu machen, hat die Abteilung VII/3-Wasserhaushalt (HZB) bereits vor 5 Jahren die Internetplattform eHYD eingerichtet, die mittlerweile eine der am häufigsten besuchten WebGIS-Internetanwendungen des Lebensministeriums geworden ist. Das Ziel von eHYD ist es, einerseits das Messnetz und die Arbeit der Hydrographie Österreichs einem breiten Publikum näher zu bringen und andererseits dem interessierten Fachpublikum eine Möglichkeit zu bieten, zu hydrographischen Daten für die Planung zu kommen.

Auch ist es eine Aufgabe des Lebensministeriums diese Daten zu sammeln und in geeigneter Form sowohl als Bericht in Form des Hydrographischen Jahrbuches von Österreich, als auch zum Download im Internet zu veröffentlichen (§ 55k Abs.2 WRG 2003). Da es sich dabei um Daten handelt, die laut Umweltinformationsgesetz Umweltdaten sind, werden sie in dieser Form – einzigartig in Europa – ohne Kosten der Öffentlichkeit zugänglich gemacht.

Die Hydrographie Österreichs legt großen Wert darauf, möglichst viele Messstellen über lange Zeit zu beobachten und so Daten für Zustands- und Veränderungsanalysen, wie sie z.B. zur Beurteilung der Auswirkungen des Klimawandels auf den Wasserhaushalt Österreichs benötigt werden, bereit zu stellen.

eHYD wurde in Zusammenarbeit mit dem Land- und forstwirtschaftlichen Rechenzentrum (LFRZ) entwickelt. Informationen zum Messnetz des Hydrographischen Dienstes in Österreich werden in vier verschiedenen Themen und dazugehörigen Fachkarten präsentiert (siehe Abbildung 4).

Das Angebot zum Download hydrographischer Archivdaten beinhaltet die Stammdaten und eine Auswahl abgeleiteter Zeitreihen der im Hydrographischen Jahrbuch von Österreich enthaltenen Messstellen. Angeboten werden die Zeitreihendaten von Beginn der elektronischen Verfügbarkeit bis zum aktuell veröffentlichten Hydrographischen Jahrbuch von Österreich.

Zusätzlich zu den Archivdaten des Hydrographischen Dienstes in Österreich bieten die eHYD-Fachkarten: „Pegel aktuell“ und „Niederschlag aktuell“ den Zugang zu allen verfügbaren aktuellen Pegelinformationen der Oberflächengewässer- und Niederschlagsmessstellen in Österreich (Abbildung 5). Diese Karten werden in Zusammenarbeit mit den hydrographischen Organisationseinheiten der Bundesländer gewartet. Ein Datenverbund hydrographischer Daten sorgt dafür, dass aktuelle Daten des Wasserstandes, des Durchflusses und des Niederschlags stündlich von den Landesdiensten abgerufen werden und in einer einheitlichen – nach der Größe ausgerichteten – Farbe und Symbolik dargestellt werden. Diese Karten geben so einen Überblick über die Lage und die Messwerte der Online-Messstellen und verbinden auf die jeweilige Landesseite, wenn detaillierte Informationen interessieren.

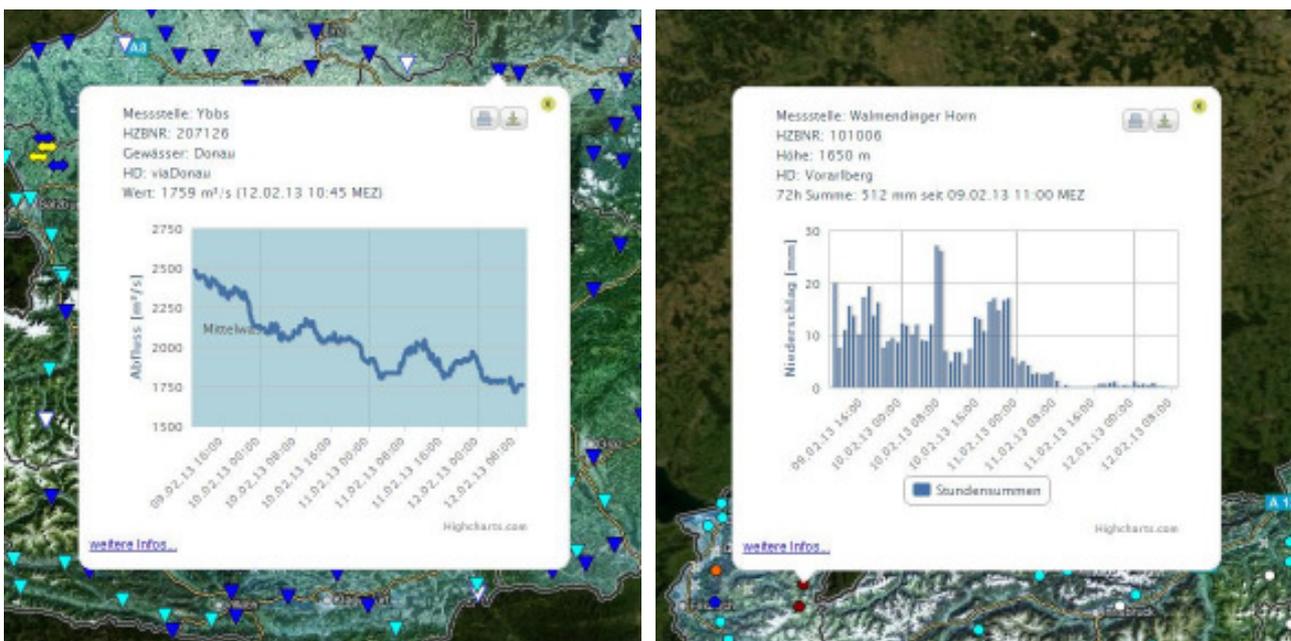


Abbildung 5: Symbolbild mit Darstellung des aktuellen Abflusses (links) und aktuellen Niederschlags (rechts)

Das Internetportal eHYD enthält nicht nur Daten des hydrographischen Archivs und aktuelle Informationen zu Abflüssen und Niederschlagsmengen, sondern auch einen Zugang zu Grundlagen für die wasserwirtschaftliche Planung. So zum Beispiel bietet die Fachkarte „Bemessungsniederschlag“ für jeden Gitterpunkt eines Rasters von 6 x 6 km Bemessungsniederschlagswerte an, die in elektronischer Form heruntergeladen werden können (Abbildung 6).

Bemessungsniederschläge sind die Grundlage für viele siedlungs- und schutzwasserwirtschaftliche Planungen. Zum Beispiel sind Kanalnetzberechnungen für die Siedlungsentwässerung, die Dimensionierung von Versickerungsanlagen, Regenentwässerungen und Rückhaltebecken für Verkehrsanlagen, sowie hydrologische Niederschlags-Abflussmodelle nicht ohne diese theoretischen Niederschlagsauswertungen durchzuführen.

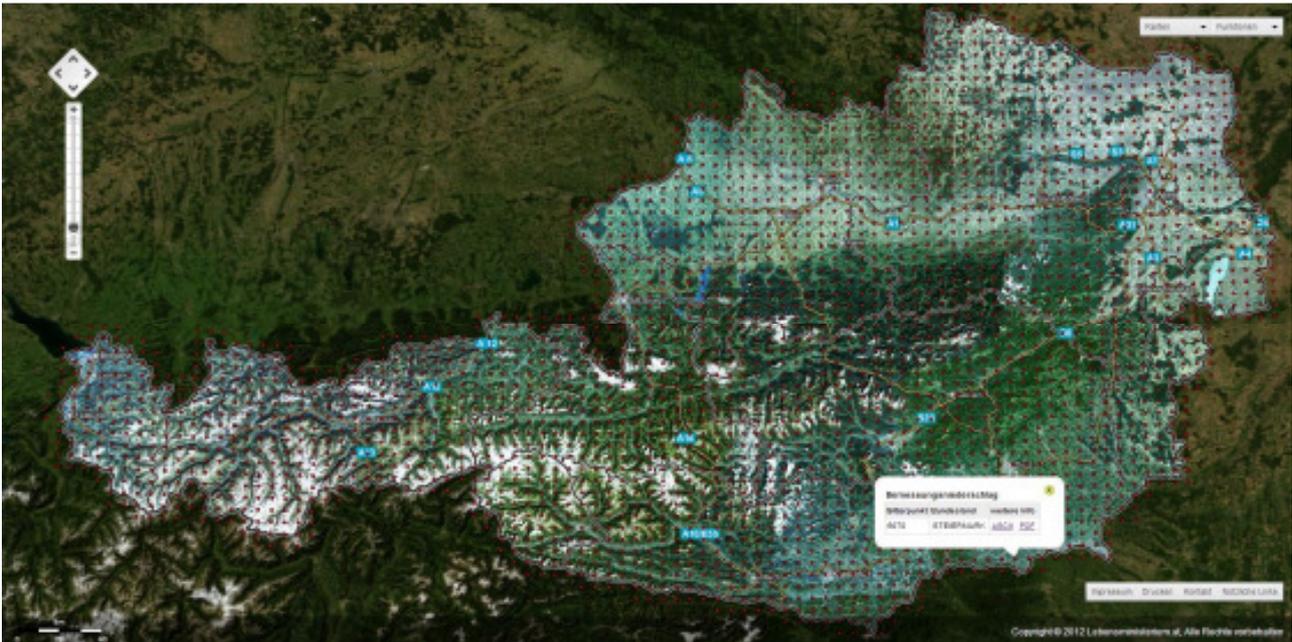


Abbildung 6: Bemessungsniederschläge in Österreich als 6 x 6 km Raster

Mit diesem Update wurden die technischen Möglichkeiten zur weiteren Entwicklung von eHYD in Richtung einer umfangreichen hydrographischen Informationsplattform geschaffen. Die Abteilung VII/3-Wasserhaushalt wird eHYD in Zusammenarbeit mit den hydrographischen Landesdiensten Schritt für Schritt um weitere Karten und Themen erweitern. Alle an der Hydrographie interessierten Menschen sind herzlichst eingeladen eHYD zu besuchen (<http://ehyd.gv.at>) und Rückmeldung und Wünsche bekannt zu geben.

Kontakt

Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft,
 Umwelt und Wasserwirtschaft
 Abteilung VII/3-Wasserhaushalt (HZB)
 Marxergasse 2
 1030Wien
 e-Mail: wasserhaushalt@bmfuw.gv.at
 Internet Adresse: <http://ehyd.gv.at>

ÖSTERREICHWEITE ADCP- VERGLEICHSMESSUNGEN IM SEPTEMBER 2012 AM PEGEL HART/ZILLER

Robert Schatzl

1 Einleitung

Am 19. und 20. September 2012 fanden am Pegel Hart/Ziller die zweiten österreichweiten ADCP-Vergleichsmessungen, organisiert vom Hydrographischen Dienst (HD) Steiermark in Zusammenarbeit mit dem HD Tirol als Pegelbetreiber, statt.

Motivation für die Durchführung der Messungen am Pegel Hart war einerseits, auf den Erfahrungen bei den ersten ADCP-Vergleichsmessungen am Pegel Oberaudorf/Inn 2009 aufzubauen, wo sehr gleichmäßige Messbedingungen gegeben waren, andererseits sich diesmal an erschwerte Messbedingungen wie „bewegte Sohle“ und höhere Fließgeschwindigkeit heranzutasten.

Ein besonderer Dank gilt an dieser Stelle dem HD Tirol für die Adaptierung der Pegelmessstelle und die Bereitstellung der Pegelraten. Ebenso ist der Verbund Hydro Power AG als Kraftwerksbetreiber der Kraftwerke Mayrhofen und Gerlos zu danken, die den Durchfluss während der Dauer der Messungen weitgehend konstant gehalten haben.

2 Pegel Hart im Zillertal/Ziller

2.1 Allgemeine Daten

Beobachtungsbeginn:	Wasserstand seit 1965; Abfluss seit 1966; Schwebstoff seit 2007
Einzugsgebiet:	orographisch: 1094,7 km ² ; wirksam: 1125,4 km ²
Flusskilometer:	7,62 km
Pegelnulldpunkthöhe:	530,95 m ü. A.
Ausstattung:	Pegelstiege mit Lattenpegel Pegelhaus mit Seilkrananlage Pneumatikpegel mit analoger Datenaufzeichnung

Datensammler mit Datenfernübertragung,
Wassertemperatur- und Schwebstoffsonde
Schwebstoff: 16 Vielpunktmessungen durchgeführt

2.2 Hydrographische Kennwerte des Pegels

NNQ:	3,6 m ³ /s (16.1.1972)
MHQ:	258,7 m ³ /s
MNQ:	7,13 m ³ /s
HHQ:	530 m ³ /s (10.8.1970)
MQ:	44,6 m ³ /s

3 Messdurchführung

An den Vergleichsmessungen nahmen insgesamt 14 Messtrupps aus drei Ländern mit insgesamt 21 ADCP-Geräten teil. Für die Durchführung der Messungen standen eine Messeilbahn, eine Straßenbrücke ca. 50 m flussabwärts sowie eine Straßenbrücke ca. 1,2 km flussaufwärts zur Verfügung, sodass an drei Profilstellen gleichzeitig gemessen werden konnte. Dabei erfolgten die Messungen an der Messeilbahn mit der Handkurbel, die Messungen an den beiden Brücken erfolgten am Seil. In Tabelle 1 ist angeführt, welche Messtrupps teilgenommen haben und welche Messgeräte verwendet wurden.

Tabelle 1: Messtrupps und Messgeräte

Messtrupp	Messgerät
HD Tirol	Rio Grande, Stream Pro
HD Oberösterreich	Rio Grande, Q-liner
HD Salzburg	Rio Grande, Stream Pro
HD Burgenland	Stream Pro
HD Niederösterreich	Rio Grande
HD Steiermark	Rio Grande, Stream Pro
HD Vorarlberg	RiverSurveyor
Via Donau	Rio Grande
VHP Villach	Rio Grande
VHP Kaprun	Rio Grande
ARSO Slowenien	Rio Grande 1200 kHz (2 fach) Rio Grande 600 kHz Rio Grande 1200 kHz Q-Boat
LfU Bayern	RiverSurveyor
BfG Koblenz	Rio Grande
WWA Rosenheim	Stream Pro

Es wurde sowohl mit der moving boat Methode, als auch teilweise mit der section by section Methode gemessen. Zusätzlich wurde mit dem Messflügel eine Referenzmessung durchgeführt (Zweipunktmethode nach Krepis).



Abbildung 7: links: Profil Straßenbrücke flussabwärts; rechts: Profil Straßenbrücke flussaufwärts (Foto: HD Tirol)

Da sich während der Dauer der Messungen der Wasserstand geringfügig geändert hat, wurde als Referenz für jede Messung der Durchfluss des Pegelschlüssels mit der geringsten Abweichung von der

Flügelmessung, verwendet. In der Abbildung 7 sind die beiden Profile bei den Straßenbrücken mit einer Messung am Seil an der Straßenbrücke oberhalb des Pegels dargestellt.

4 Messergebnisse

Wie schon unter Punkt 1 erwähnt, lagen diesmal schwierige Messbedingungen wie „bewegte Sohle“, höhere Fließgeschwindigkeiten und stärkerer Wellengang vor.

Zur Überprüfung, ob „bewegte Sohle“ vorliegt, wurde eine durchgehende Messfahrt (Schleifenfahrt) durchgeführt, mit der dies eindeutig bestätigt werden konnte (Abbildung 8).

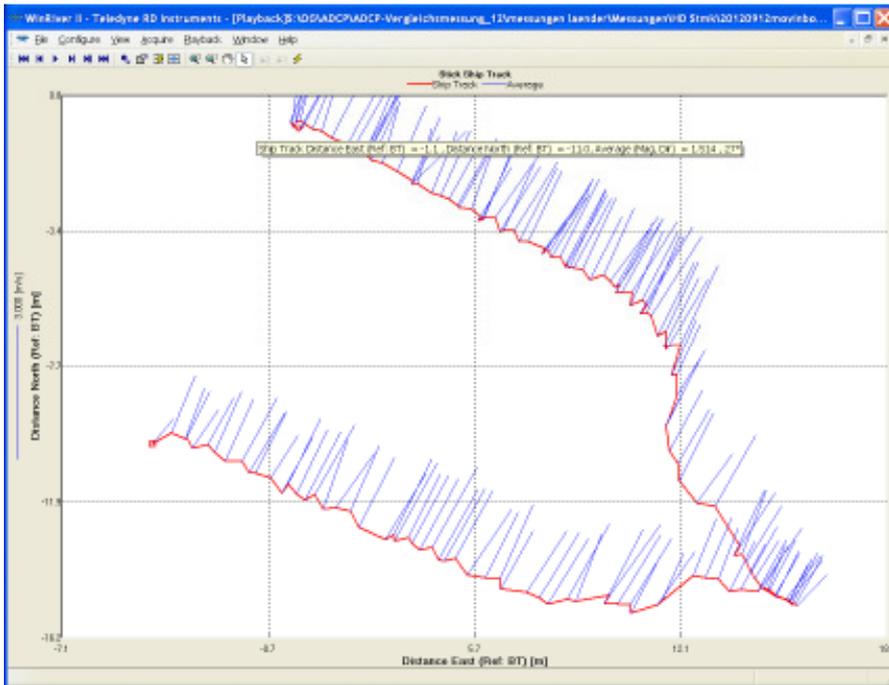


Abbildung 8: Überprüfung „bewegte Sohle“ durch eine Messfahrt (15:25 Uhr)

Abbildung 9 zeigt die Ganglinie des Wasserstandes, Durchflusses und der Schwebstoffkonzentration. Auffällig ist die erste Schwebstoffspitze, die den Umstand des Vorhandenseins einer bewegten Sohle untermauert.

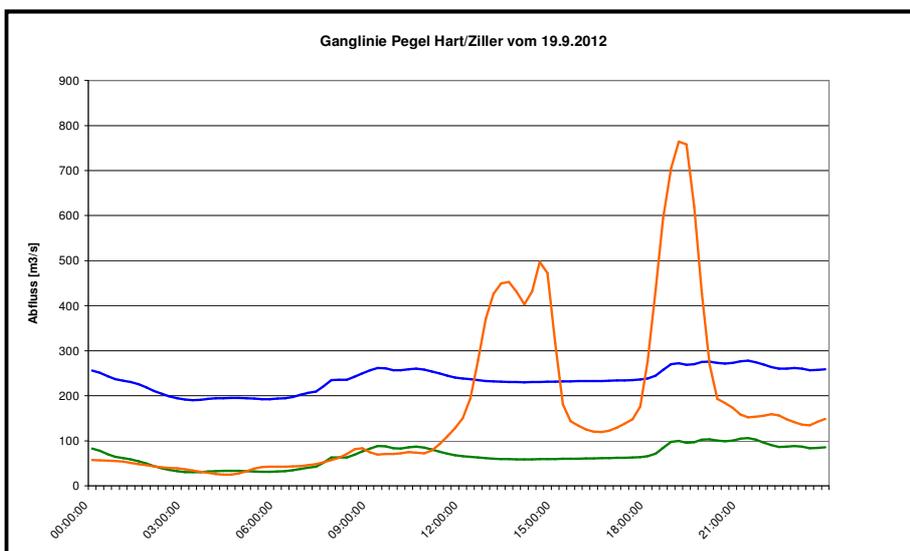


Abbildung 9: Tagesganglinie von Wasserstand [cm] blau, Abfluss [m³/s] grün und Schwebstoff [mg/l] braun

4.1 Rio Grande mit moving boat Methode (MB)

Um Aussagen über die Qualität der Messungen treffen zu können, wurden die einzelnen Messfahrten (Transects) einer Kontrolle unterzogen und diejenigen, die fehlerhaft waren (größer als 10 % Abweichung vom Mittelwert), ausgeschieden. Trotz dieser Vorselektion gab es aufgrund der schwierigen Messbedingungen dennoch Abweichungen bis rund 10 % von den über den Pegelschlüssel umgerechneten Durchflüssen (Tabelle 2).

Tabelle 2: Messergebnisse Rio Grande (MB) und Vergleich mit Pegelschlüssel

Messtrupp	Dateiname	Q [m ³ /s]	Q _{PS 16} [m ³ /s]	Diff. _{PS 16} [%]	W [cm]	v _m [m/s]	A [m ²]
HD Oberösterreich	Hart a Ziller_0	59,94	58,5	2,5	231	1,5	43,5
HD Steiermark	HartZiller_0	62,57	59,3	5,5	232	1,5	46,3
HD Tirol	hazi_20120919_0_riogrande	60,87	60,2	1,1	233	1,6	41,5
VHP - Villach	Hart_Ziller_19092012_0	57,6	59,3	-2,9	232	1,5	42,5
Via Donau	20120919 Holzbrücke	61,45	58,5	5,0	231	1,7	37,4
	20120919_Straße	60,6	61,1	-0,8	234	1,4	45,5
HD Salzburg	Station_0	64,69	59,3	9,1	232	1,6	46,5
VHP - Kaprun	Uderns_Brücke2_1	61	60,2	1,3	233	1,8	37,5
	Brücke_VHP	56,45	58,5	-3,5	231	1,8	35,3
HD Niederösterreich	8000_Hart_0	53,17	58,5	-9,1	231	1,5	39,3
ARSO Slowenien	ARSO 1 1200 kHz	63,07	57,6	9,5	230	n.b.	n.b.
	ARSO 2 600kHz	62,63	58,5	7,1	231	n.b.	n.b.
	ARSO 3 1200 kHz Q-Boat	62,42	58,5	6,7	231	n.b.	n.b.
	ARSO 4 1200 kHz	64,62	61,1	5,8	234	n.b.	n.b.
BfG Koblenz	BfG-KO_Hart_Ziller	61,84	59,3	4,3	232	1,6	45,3
Minimum		53,17	57,6	-9,1	230	1,4	35,3
Maximum		64,69	61,1	9,5	234	1,8	46,5

Bei den Messeinstellungen wurde von den Messtrupps größtenteils water-mode (WM) 12 gewählt, zwei Messtrupps wählten WM 1. Beim bottom-mode (BM) wurden 5 und 7 ausgewählt. Die Einstellungen WN (Zellenanzahl in die Tiefe), WS (Zellengröße in die Tiefe) und WF (oberer Blankingbereich) wurden unterschiedlich gewählt und sind in Tabelle 3 ersichtlich. Es ergibt sich daraus die Vermutung, dass aufgrund der ausgewerteten Messdaten die gewählte Messeinstellung WM 1 die für diese Messbedingungen beste Variante darstellt (Tabelle 3).

Tabelle 3: Gewählte Messeinstellungen der Messtrupps mit Rio Grande (MB): WM = water mode, BM = bottom mode, WS = Zellengröße in die Tiefe, WN = Zellenanzahl in die Tiefe, WF = oberer Blankingbereich

Messtrupp	Dateiname	WM	BM	WS	WN	WF
HD Oberösterreich	Hart a Ziller_0	12	5	17	18	12
HD Steiermark	HartZiller_0	12	5	10	30	25
HD Tirol	hazi_20120912_0_riogrande	12	5	13	19	5
VHP Villach	Hart_Ziller_19092012_0	12	5	20	13	20
Via Donau	Holzbrücke/Straße	1	5	8	125	5
HD Salzburg	Station_0	12	5	12	20	25
VHP Kaprun	Uderns_Brücke2_1/Brücke_VHP	12	5	17	18	25
HD Niederösterreich	8000_Hart_0	12	5	5	80	20
ARSO Slowenien	ARSO 1 1200 kHz	12	7	25	11	5
	ARSO 2 600kHz	12	7	50	6/10	5
	ARSO 3 1200 kHz Q-Boat	12	7	25	12	5
	ARSO 4 1200 kHz	12	7	25	12	5
BfG Koblenz	BfG-KO_Hart_Ziller	1	7	25	12	25

4.2 Rio Grande mit section by section Methode

Da die section by section Methode doch um einiges zeitintensiver ist als die moving boat Methode, wurde versucht, Messungen von mehreren Messtrupps parallel durchzuführen. Dies führte jedoch in vielen Fällen zu Überlagerungen in den Funkübertragungen, wodurch mehrere Messfahrten unbrauchbar wurden. Tabelle 4 zeigt jene section by section Messungen, die realistische Ergebnisse brachten. Grundsätzlich ist zu bemerken, dass diese Methode bei „bewegter Sohle“ zu bevorzugen ist.

Tabelle 4: Messergebnisse Rio Grande (Section by Section Methode) und Vergleich mit Pegelschlüssel

Messtrupp	Dateiname	Q [m ³ /s]	Q _{PS 16} [m ³ /s]	Diff. PS 16 [%]	W [cm]	v _m [m/s]	A [m ²]
HD Tirol	buzi_20120919_SbS_RG	63,49	58,5	8,5	231	1,7	37,9
VHP - Villach	Hart_2	59,81	59,3	0,9	232	1,4	41,9

Die gewählten Messeinstellungen sind in Tabelle 5 ersichtlich.

Tabelle 5: Gewählte Messeinstellungen der Messtrupps mit Rio-Grande (section by section Methode): (WM = water mode, BM = bottom mode, WS = Zellengröße in die Tiefe, WN = Zellenanzahl in die Tiefe, WF = oberer Blankingbereich)

Messtrupp	WM	BM	WS	WN	WF
HD Tirol	12	5	8	20	3
VHP Villach	12	5	17	18	25

4.3 Stream-Pro mit moving boat Methode

Im Gegensatz zu den ersten österreichweiten Vergleichsmessungen wurde diesmal mit dem Stream-Pro Gerät ebenfalls mit dem Geräteträger Trimaran gemessen, da sich in der Praxis zeigte, dass der Stream-Pro Geräteträger bei stärkerem Wellengang zu instabil im Wasser lag und viele Messfahrten Ausfälle von Ensembles aufwiesen.

Auch hier wurde die gleiche Vorgangsweise wie bei den Rio Grande Messungen gewählt und die fehlerhaften Messfahrten, größer als 10 % Abweichung, ausgeschlossen.

Mit dieser Methode wurden großteils zu geringe Durchflüsse im Vergleich zu den Durchflüssen aus dem Pegelschlüssel gemessen (Tabelle 6), wobei dies auf den Einfluss der „bewegten Sohle“, aufgrund der zu geringe Geschwindigkeiten gemessen werden, zurückgeführt werden kann.

Tabelle 6: Messergebnisse Stream-Pro (MB) und Vergleich mit Pegelschlüssel

Messtrupp	Dateiname	Q [m ³ /s]	Q _{PS 16} [m ³ /s]	Diff. _{PS 16} [%]	W [cm]	v _m [m/s]	A [m ²]
HD Steiermark	HartZillerMovingBoat_0	55,67	58,5	-4,8	231	1,7	38,6
HD Burgenland	201780.19.09.2012.1_0	51,9	58,5	-11,3	231	1,5	39,9
	201780.19.09.2012.2_0	54,4	59,3	-8,3	232	1,4	35,76
	201780.19.09.2012.3Brücke_0	61,72	62	-0,5	235	1,5	45,8
HD Salzburg	Hart SP	60,58	60,2	0,6	233	1,5	44,8
WWA Rosenheim	WWA Rosenheim	54,23	59,3	-8,5	232	1,2	45,9
Minimum		51,9	58,5	-11,3	231	1,4	35,8
Maximum		61,72	62,0	0,6	235	1,7	45,8

In Tabelle 7 sind die gewählten Messeinstellungen der Messtrupps ersichtlich.

Tabelle 7: Gewählte Messeinstellungen der Messtrupps mit Stream Pro (MB):

WM = water mode, WS = Zellengröße in die Tiefe,
WN = Zellenanzahl in die Tiefe, WF = oberer Blankingbereich

Messtrupp	WM	WS	WN	WF
HD Steiermark	12	10	20	3
HD Burgenland	12	10/8/10	20	3
HD Salzburg	12	11	20	3
WWA Rosenheim	12	9	20	3

4.4 Stream-Pro mit section by section Methode

Analog zu den Messungen mit Rio Grande wurden mit dem Stream Pro ebenfalls section by section Messungen durchgeführt. Die Abflüsse lagen hier höher als bei der moving boat Methode, aber auch über den Durchflüssen aus dem Pegelschlüssel (bis rund 10 %) (Tabelle 8).

Tabelle 8: Messergebnisse Stream-Pro (section by section) und Vergleich mit Pegelschlüssel

Messtrupp	Dateiname	Q [m ³ /s]	Q _{PS 16} [m ³ /s]	Diff. PS 16 [%]	W [cm]	V _m [m/s]	A [m ²]
HD Tirol	buzi_20120919_SbS_sp	62,95	57,6	9,3	230	1,6	38,5
HD Steiermark	HartZillerStreamPro_6	61,77	58,3	6,0	231	1,7	37,2
HD Salzburg	Hart sxs	63,49	58,3	8,9	231	1,4	44,9
	hart pda sp	62,91	57,6	9,2	230	1,4	44,8
HD Burgenland	201780.19.09.2012.s.b.s_0	57,62	58,3	-1,2	231	1,6	36,9
	210780.19.09.2012.sbsb_0	64,90	57,6	12,7	230	1,5	43,7
Minimum		57,62	57,6	-1,2	230	1,4	36,9
Maximum		64,9	58,3	12,7	231	1,7	44,9

Die Messeinstellungen wurden bei dieser Methode fast ident gewählt (Tabelle 9).

Tabelle 9: Gewählte Messeinstellungen Stream-Pro (section by section): WM = water mode, BM = bottom mode, WS = Zellengröße in die Tiefe, WN = Zellenanzahl in die Tiefe, WF = oberer Blankingbereich

Messtrupp	WM	BM	WS	WN	WF
HD Tirol	12	10	8	20	3
HD Steiermark	12	10	10	20	3
HD Salzburg	12	10	10	20	3
HD Burgenland	12	10	8/10	20	3

4.5 Messergebnisse andere Messgeräte

Wie schon im Kapitel Messdurchführung erwähnt, kamen auch andere ADCP-Geräte zum Einsatz. Dabei wurde vom HD Oberösterreich mit einem Q-liner mit der section by section Methode und vom HD Vorarlberg sowie vom Bayerischen Landesamt für Umwelt mit dem River-Surveyor, jeweils mit der moving boat Methode, gemessen.

Beim Gerät vom HD Vorarlberg wurden die Messungen mit zwei verschiedenen GPS-Systemen ausgewertet (GPS-VTG, GPS-GGA), wobei beide Systeme nur geringe Unterschiede aufwiesen. Bei der Auswertung des Landesamtes für Umwelt wurden die Messdaten ebenfalls mit dem System GPS-VTG korrigiert und die besten zwei Messfahrten als Mittel genommen (Tabelle 10).

Auch bei den Messungen mit diesen Systemen zeigten sich Abweichungen von den Durchflusswerten der Schlüsselkurve von bis zu 10%.

Tabelle 10: Messergebnisse Q-liner (section by section Methode), River-Surveyor (MB) und Flügelmessung

Messtrupp	Messgerät	Q [m ³ /s]	Q _{PS 16} [m ³ /s]	Diff. PS 16 [%]	W [cm]	v _m [m/s]	A [m ²]
HD Oberösterreich	Q-liner	64,15	58,5	9,7	231	1,4	44,8
	RiverSurveyor M9 (Msg. 1, GPS-VTG)	59,22	61,1	-3,1	234	1,4	42,7
HD Vorarlberg	RiverSurveyor M9 (Ausw. mit GPS- GGA)	61,22	69,4	-11,8	243	1,5	40,8
	RiverSurveyor M9 (Ausw. mit GPS- VTG)	61,55	69,4	-11,3	243	1,5	40,9
LfU Bayern	RiverSurveyor M9 (Ausw. Mit GPS- VTG)	58,84	57,6	2,2	230	1,4	42,7
Minimum		58,84	57,6	-11,8	230	1,4	40,8
Maximum		64,15	69,4	9,7	243	1,5	44,8

5 Zusammenfassung und Ausblick

Die zweiten österreichweiten ADCP-Vergleichsmessungen fanden am 19. und 20. September 2012 am Pegel Hart im Zillertal/Ziller statt. Insgesamt nahmen an den Messungen 14 Messtrupps mit 21 ADCP Geräten teil.

Dabei wurde erstmals versucht, bei schwierigen Messbedingungen wie „bewegte Sohle“, höhere Fließgeschwindigkeit und stärkerer Wellengang die Möglichkeiten bzw. auch die Grenzen der ADCP Geräte auszuloten. Generell zeigte sich, dass die Abweichungen der ADCP-Messungen – mit keinen bzw. nur wenigen Messausfällen – zu den Durchflüssen der als Referenz verwendeten Schlüsselkurve, doch bis zu 10% lagen. Auch war kein wesentlicher Unterschied zwischen den Ergebnissen aus der moving boat Methode und der section by section Methode zu erkennen, wobei bei bewegter Sohle grundsätzlich der section by section Methode der Vorzug gegeben werden sollte. Um österreichweit vergleichbare Ergebnisse erzielen zu können, soll auf Grund dieser Erkenntnis ein Leitfaden entwickelt werden, der die zu verwendenden Einstellungen und eine Hilfestellung zur Wahl der Methode bei verschiedenen Messbedingungen enthält.

Anschrift des Verfassers

Dr. Robert Schatzl
 Hydrographischer Dienst Steiermark
 Wartingergasse 43
 8010 Graz
Robert.schatzl@stmk.gv.at

Personalia der Hydrographischen Dienststellen

In memoriam Hans Schimpf (1920-2012)

Am 30. Mai 2012 verstarb in seinem 92. Lebensjahr der langjährige Leiter des Hydrographischen Dienstes in Österreich Ministerialrat i.R. Dipl.Ing. Hans Schimpf.

Hans Schimpf wurde am 14. September 1920 geboren. Vom 1. April 1947 bis 31. Dezember 1980 war er im Bundesdienst tätig.

Von Oktober 1959 bis Dezember 1980 war er Leiter des Hydrographischen Dienstes in Österreich und Vorstand des Hydrographischen Zentralbüros. Er war damit mehr als 21 Jahre – so lange wie bis jetzt kein Anderer – verantwortlich für die Geschicke dieser Organisationseinheit.

Die Neugestaltung des Hydrographischen Jahrbuches, die Umstellung der hydrographischen Bearbeitung von Beobachtungs- und Messdaten auf die elektronische Datenverarbeitung und die Erstellung eines Entwurfes für ein Hydrographiegesetz waren die markanten Punkte seines vielseitigen beruflichen Wirkens. Darüber hinaus fand er noch Zeit, sich mit fachwissenschaftlichen Fragen zu befassen. Besonders zu erwähnen sind seine Arbeiten über die Grundwasserforschung in Österreich, über Starkregen und Starkregenstatistik sowie seine Untersuchungen über das Auftreten beachtlicher Niederschläge in Österreich.

Für sein erfolgreiches und verdienstvolles Wirken wurde er mit dem Großen Ehrenzeichen und mit dem Großen Silbernen Ehrenzeichen für Verdienste um die Republik Österreich ausgezeichnet.

Abteilung VII/3 – Wasserhaushalt

Am 2. Juli 2012 trat Herr Dipl.-Ing. Stefan **Standhartinger** für die Dauer eines Jahres seinen Dienst als Verwaltungspraktikant an.

Seit 24. Dezember befindet sich Frau Manuela **Maurer** (UWQ) im Mutterschutz.

Amt der Burgenländischen Landesregierung: Abteilung 9 – Wasser- und Abfallwirtschaft, Hydrographischer Dienst

Mit Wirkung 1. April 2012 trat Herr OAR **Szivatz** in den Ruhestand.

Mit Wirkung 10. Dezember 2012 wurde Herr OAR Ing. Gerhard **Heiss** (UWQ) in die Abteilung 4a Agrar- und Veterinärwesen versetzt.

Im März 2013 wird Herr VB Hubert **Maschler** (UWQ) voraussichtlich in die Abt. 8 - HR. Sicherheits- und Umwelttechnik versetzt.

Amt der Kärntner Landesregierung: Abteilung 8 – Kompetenzzentrum Umwelt, Wasser und Naturschutz, Unterabteilung Wasserwirtschaft, Sachgebiet Hydrographie

Keine Änderungen.

Amt der Niederösterreichischen Landesregierung: Abteilung Hydrologie und Geoinformation (BD3)

Herr Siegfried **Rabl** (Sachverständiger UWQ) wurde am 1. Oktober 2012 in die Gruppe Straße versetzt. An seiner Stelle wurde Herr DI Georg **Svoboda** in den Landesdienst aufgenommen, der neben der Sachverständigentätigkeit im Bereich UWQ auch Sachverständigenaufgaben im Bereich der Oberflächenhydrologie übernimmt.

Herr Ferdinand **Femböck** (Sachbearbeiter UWQ) ist mit Wirksamkeit von 1. Dezember 2012 in den Ruhestand getreten. Seine Aufgabe wurde von Herrn Manfred **Demel** (bislang Sachbearbeiter OWF) übernommen.

Frau Hildegard **Gamerith** (Technikerin Geoinformation) steht dem Fachbereich OWF seit 1. Dezember 2012 für Spezialarbeiten (Geländeaufnahmen, Erstellung von Einreich- und Bauplänen für Pegelanlagen) zur Verfügung.

Frau Maria **Konrath** übernahm am 1. Dezember 2012 neben ihren bisherigen Aufgaben (Koordination, Qualitätsmanagement und Öffentlichkeitsarbeit) das Sachgebiet Grundbuchangelegenheiten (Katastervermessung) und trat die Funktion als Abteilungssekretärin an Frau Jasmin **Kuba** ab.

Amt der Oberösterreichischen Landesregierung: Direktion Umwelt und Wasserwirtschaft Abteilung Oberflächengewässerrwirtschaft, Gruppe Hydrographie

Herr Helmut **Schoger** (Sachgebiet UWQ) ist mit Wirksamkeit vom 1. September 2012 in den dauernden Ruhestand getreten.

Amt der Salzburger Landesregierung: Fachabteilung 4/3 Wasserwirtschaft, Referat 4/33 – Hydrographischer Dienst

Keine Änderungen.

Amt der Steiermärkischen Landesregierung: Abteilung 14 – Wasserwirtschaft, Ressourcen und Nachhaltigkeit, Referat Hydrographie

Der bisherige Leiter des Referates Hydrographie, Herr Dr. Gunther **Suette** befindet sich seit dem 1. Juli 2012 im Ruhestand. Sein Nachfolger ist seit 1. August 2012 Herr Dipl.-Ing. Dr. Robert **Schatzl**.

Herr Wolfgang **Schleinzer** wurde mit 1. September 2012 pensioniert, seine Aufgaben hat Herr Eduard **Matz** übernommen, der seit 1. Jänner 2012 im Referat Hydrographie arbeitet.

Herr Walter **Glettler** ist mit 1. Oktober 2012 in den Ruhestand getreten.

Mit 1. April 2013 wird Herr Ing. Wilhelm **Verwüster** in den Ruhestand treten.

Seit 15. Juli 2012 verstärkt Herr Mag. Robert **Stöffler** die Hydrographie, sein Aufgabengebiet ist die fachliche Betreuung der Hochwasser-Prognosemodelle.

Amt der Tiroler Landesregierung: Gruppe Bau und Technik, Abteilung Wasserwirtschaft, Sachgebiet Hydrographie und Hydrologie

Keine Änderungen.

Amt der Vorarlberger Landesregierung: Abteilung VIId Wasserwirtschaft, Fachbereich Informationswirtschaft und Hydrographie

Keine Änderungen.

via donau – Österreichische Wasserstraßen-Gesellschaft m. b. H.

Durch die Umstellung auf prozessorientierte Arbeitsabläufe kam es zu personellen Veränderungen. Als Leiter des Teams Hydrologie wurde Herr DI Peter **Kickinger** bestellt, die Vertretung der via donau im Hydrographischen Dienst Österreichs wird weiter von Herrn DI Christian Kölbl wahrgenommen.

Magistrat der Stadt Wien: Magistratsabteilung 45 – Wiener Gewässer, Gruppe Wasserwirtschaftliche Planung und Hydrologie

Seit 1. Februar 2012 ist Frau Dipl.-Ing. Ulrike **Kalchbrenner** Mitarbeiterin im Referat Hydrologie.

Kontakte zu den Hydrographischen Diensten

Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft

Abteilung VII/3 – Wasserhaushalt
Marxergasse 2, A-1030 Wien
Tel.: 01/71100/Kl., Fax: 01/71100/6851
<http://ehyd.gv.at>

Amt der Burgenländischen Landesregierung, Abt. 9 – Wasser- und Abfallwirtschaft

Hydrographischer Dienst
Thomas-Alva-Edison-Straße 2, A-7000 Eisenstadt
Postanschrift: Landhaus-Neu, Europaplatz 1, A-7000 Eisenstadt
Tel.: 02682/600/Kl., Fax: 02682/600/6633
<http://wasser.bgld.gv.at/hydrographie/die-fluesse-und-seen.html>

Amt der Kärntner Landesregierung, Abteilung 8 – Kompetenzzentrum Umwelt, Wasser und Naturschutz, Unterabteilung Wasserwirtschaft

Sachgebiet Hydrographie
Flatschacher Straße 70, A-9020 Klagenfurt
Tel.: 0463/536/Kl., Fax: 0463/536/18300
<https://info.ktn.gv.at/asp/hydro/daten/hydroportal/index.asp>

Amt der Niederösterreichischen Landesregierung, Abteilung Hydrologie und Geoinformation (BD 3)

Landhausplatz 1, A-3100 St. Pölten
Tel.: 02742/9005/Kl., Fax: 02742/9005/13040
<http://www.noel.gv.at/Externeseiten/wasserstand/htm/wndcms.htm>

Amt der Oberösterreichischen Landesregierung, Direktion Umwelt und Wasserwirtschaft, Abteilung Oberflächengewässerwirtschaft

Gruppe Hydrographie
Kärntner Straße 12, A-4020 Linz
Tel.: 0732/7720/Kl., Fax: 0732/7720/12411
http://www.land-oberoesterreich.gv.at/cps/rde/xchg/SID-3DCFCFC3-1ADD1E52/ooe/hs.xsl/was_internethydro_DEU_HTML.htm

Amt der Salzburger Landesregierung, Fachabteilung 4/3 Wasserwirtschaft

Referat 4/33 Hydrographischer Dienst
Michael-Pacher-Straße 36, A-5020 Salzburg
Tel.: 0662/8042/Kl., Fax: 0662/8042/4199
<http://www.salzburg.gv.at/wasserwirtschaft/6-64-seen/hdweb/pegelstand.m.html>

Amt der Steiermärkischen Landesregierung: Fachabteilung A14 Wasserwirtschaft, Ressourcen und Nachhaltigkeit

Referat Hydrographischer Dienst Steiermark
Wartingergasse 43, A-8010 Graz
Tel.: 0316/877/Kl., Fax: 0316/877/2116
http://app.hydrographie.steiermark.at/bilder/Hochwasserzentrale/Source/SteiermarkOverview_Pub.htm

Amt der Tiroler Landesregierung, Gruppe Bau und Technik, Abt. Wasserwirtschaft

Sachgebiet Hydrographie und Hydrologie

Herrngasse 1 - 3/II, A-6010 Innsbruck

Tel.: 0512/508/Kl., Fax: 0512/508/4205

<http://www.tirol.gv.at/themen/umwelt/wasser/wasserkreislauf/hydro-online/>

Amt der Vorarlberger Landesregierung – Abt. Vlld Wasserwirtschaft

Fachbereich Informationswirtschaft und Hydrographie

Josef-Huter-Straße 35, A-6901 Bregenz

Tel.: 05574/511/Kl., Fax: 05574/511/927495

http://www.vorarlberg.at/vorarlberg/wasser_energie/wasser/wasserwirtschaft/weitereinformationen/wasserkreislauf-hydrograp/onlinedaten_niederschlag-.htm

Magistrat der Stadt Wien, MA 45 – Wiener Gewässer

Gruppe Wasserwirtschaftliche Planung und Hydrologie

Wilhelminenstraße 93, A-1160 Wien

Tel.: 01/4000/Kl., Fax: 01/4000/9996510

<http://www.wien.gv.at/umwelt/wasserbau/hydrologie/index.html>

via donau – Österreichische Wasserstraßen-Gesellschaft

Team Hydrologie

Am Brigittenauer Sporn 7, A-1200 Wien

Tel.: 0504321/Kl., Fax: 054621 2050

<http://www.via-donau.org/>