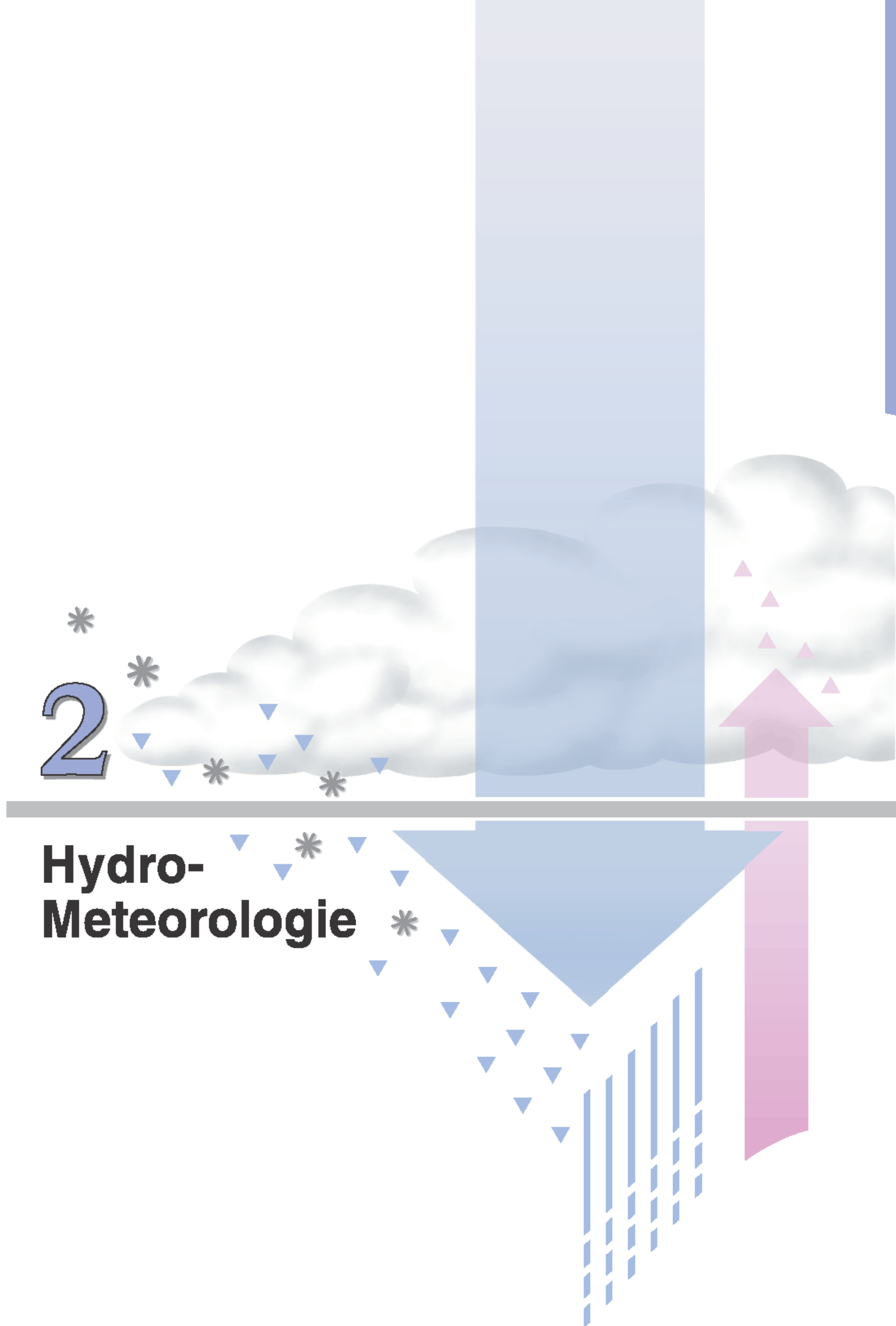


2

**Hydro-  
Meteorologie**





## 2.0 Einführung

Die Hydrometeorologie ist ein Teilgebiet der Meteorologie, das sich mit den Wechselwirkungen zwischen atmosphärischen Vorgängen im Wasserkreislauf und den hydrologischen Prozessen befasst (DIN 4049). Ihr fällt damit die Aufgabe zu, sich durch Auswertung der Gesetzmäßigkeiten der Wechselwirkungsprozesse zwischen Atmosphäre und Hydrosphäre mit der Anwendung hydrometeorologischer Ergebnisse auf hydrologische Prozesse zu beschäftigen: Es sind entsprechende hydrometeorologische Informationen auszuwerten, zu speichern und in geeigneter Form und Verdichtung nutzerfreundlich bereitzustellen bzw. abzurufen zu halten.

Die natürliche Trennfläche zwischen den Wissenschaftsgebieten Hydrometeorologie und Hydrologie ist die Erdoberfläche. Die Hydrometeorologie untersucht dabei vorrangig die Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre und Erdoberfläche, während sich die Hydrologie mit den Interaktionen zwischen der Erdoberfläche und dem ober- und unterirdischen Wasser befasst.

Die hydrometeorologischen Größen Niederschlag (einschließlich der Schneedecke) und Verdunstung steuern als Hauptkomponenten den Wasserhaushalt und das Abflussgeschehen auf allen Maßstabsebenen. Der *Niederschlag* bildet die zentrale Eingangsgröße in die hydrologischen Systeme. Niederschlag entsteht, wenn sich die wasserdampfhaltige Luft unter den Taupunkt abkühlt und dadurch Kondensation oder Sublimation eintritt. Die Wasserzufuhr aus der Atmosphäre kann in verschiedenen flüssigen und festen Formen die Erdoberfläche und ihre Vegetation erreichen: als gefallener Niederschlag in Form von Regen, Schnee, Graupel oder Hagel und als abgesetzter Niederschlag in Form von Tau oder Reif. Die in einer Schneedecke gespeicherten Niederschläge sind nicht unmittelbar, sondern zeitlich verzögert abflusswirksam. Die *Verdunstung* bildet die bedeutendste Verlustgröße im Wasserhaushalt. Die Umwandlung von Wasser, Schnee oder Eis in Wasserdampf findet bei Temperaturen unterhalb des Siedepunktes statt. Die direkte Verdunstung von vegetationslosen oder versiegelten Flächen und von freien Wasserflächen bezeichnet man als *Evaporation*. Pflanzen geben auf zwei Wegen Wasser an die Atmosphäre ab: über ihre biologisch gesteuerte *Transpiration* und über die *Interceptionsverdunstung* von anhaftendem Niederschlag.

Niederschlag, Verdunstung und Strahlung sind auch die Steuerungsfaktoren im Energiehaushalt der Atmosphäre und wirken auf die großräumige Zirkulation der Luftmassen. Luftmassenbewegungen schaffen permanent Durchmischungen und Veränderungen der hydrometeorologischen Kenngrößen, sie bilden Fronten und Zyklonen, bauen Druckgegensätze auf oder ab und transportieren mit dem Wasserdampf latente Energie.

Niederschlag und Verdunstung sind räumlich und zeitlich sehr variable Größen. Sie werden in aufwändigen Messnetzen gemessen oder indirekt über Hilfsgrößen ermittelt (z. B. Verdunstung über Strahlung, Wind und Temperatur). Mit unterschiedlichen Messnetzen wird versucht, die räumliche und zeitliche Variabilität soweit zu erfassen, dass über Regionalisierungsverfahren flächenhaft zuverlässige Aussagen zu den Wasserbilanzgrößen gemacht werden können. Die zeitliche Auflösung liegt dabei je nach Untersuchungsraum und hydrologischer Fragestellung im Bereich von Minuten und Stunden, beispielsweise bei der Betrachtung von Abflussbildungsprozessen in kleinen Einzugsgebieten, und von Tagen, Monaten oder Jahren, z. B. bei der Erstellung der mittleren jährlichen klimatischen Wasserbilanz.

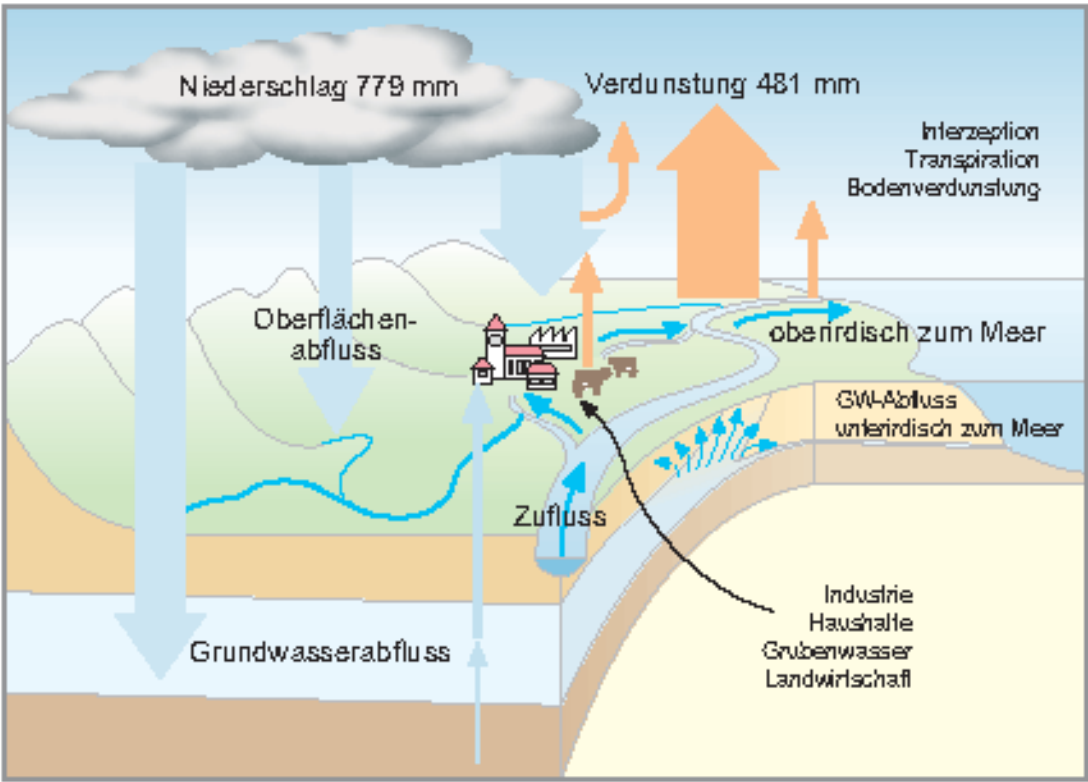


Abb. 1 Schematische Darstellung des Wasserkreislaufs mit Zahlenwerten der hydrometeorologischen Größen für Deutschland (Niederschlagshöhen ohne Korrektur)

Diese Zusammenhänge sind der Abbildung 1 zu entnehmen. Sie enthält eine schematische Darstellung des Wasserkreislaufs für Deutschland mit Zahlenwerten der atmosphärischen Größen (Niederschlagshöhen ohne Korrektur entsprechend den Atlas tabeln 2.2 bis 2.4) für den Bezugszeitraum 1961 bis 1990.

Im Kapitel Hydrometeorologie zeigen alle Karten – einer Empfehlung der WMO (World Meteorological Organisation) folgend – Mittelwerte der Zeitreihe 1961 bis 1990. Sie basieren auf aktuellen Berechnungsmethoden und Regionalisierungsverfahren. Die Ermittlung der Niederschlagshöhen bildet mit sechs Kartenbeiträgen einen besonderen Schwerpunkt. Auf der Basis von regionalisierten Stationsniederschlagsdaten sind sowohl die Messwerte als auch die um den systematischen Messfehler korrigierten Werte der Niederschlagshöhe jeweils für das Jahr und die hydrologischen Halbjahre dargestellt. In weiteren Atlas tabeln werden die zeitliche Niederschlagsvariabilität und die Starkniederschläge sowie Nass- und Trockenperioden thematisiert. Der Bedeutung der Schneedecke für hydrologische Fragestellungen wird in zwei Karten mit Aussagen zum Andauerverhalten und zum Wasseräquivalent Rechnung getragen.

Der Verdunstung sind zwei eigenständige Kartenbeiträge gewidmet. In zwei weiteren Beiträgen spielt die Verdunstung eine wichtige Rolle als Bilanzglied in Verbindung mit den jeweiligen Kenngrößen des Niederschlags. Für die Karte der potenziellen Verdunstungshöhe wurde der international einheitliche Standard der Gras-Referenzverdunstung angewendet, die auf dem weitgehend physikalisch basierten Penman-Monteith-Ansatz beruht. Damit erhält auch – z. B. bei Nass- und Trockenjahren – die klimatische Wasserbilanz als Differenz der korrigierten Niederschlagshöhe und der Gras-Referenzverdunstung eine neue Bedeutung.

Die Werte der mittleren vieljährigen Größen wie auch der Variabilität oder Extreme können als Eingangsgröße in verschiedene Modelle dienen, die als Zielgröße oder als eine Randbedingung den Wasserhaushalt beinhalten. Darüber hinaus ist es möglich, zeitlich höher aufgelöste Daten, die teilweise auch im Rahmen der Erstellung der Kartenthemen entstanden sind, bei den jeweiligen Datenoriginatoren (i. d. R. Deutscher Wetterdienst, DWD) zu beziehen. Methodische Grundlagen oder die zeitliche Dimension der dargestellten Parameter werden in den begleitenden Textseiten vertieft.

### Hydrometeorologische Themen des HAD

#### 2.1 Messnetz der Klima- und Niederschlagsstationen

Der Deutsche Wetterdienst betreibt verschiedene Messnetze in Deutschland. Wichtige Klimagrößen, die regelmäßig gemessen werden, sind Niederschlag, Lufttemperatur, Luftfeuchte, Luftdruck, Sonnenscheindauer und Globalstrahlung. Je nach Ausstattung und zeitlicher Mess- und Beobachtungsdichte werden die Messstationen den Messnetzkategorien Synoptisches Messnetz, Klimamessnetz und Niederschlagsmessnetz zugeordnet. Das Radarmessnetz unterstützt

die direkte Messung des Bodenniederschlagsmessnetzes und liefert durch ihre Verknüpfung eine (Echtzeit-) Regionalisierung von Niederschlagsereignissen.

#### 2.2 - 2.6 Mittlere jährliche und halb-jährliche Niederschlagshöhen

Die Niederschlagshöhe wird als vieljähriges Mittel der Zeitreihe 1961 bis 1990 sowohl für das Jahr als auch für die hydrologischen Halbjahre in Form von Rasterfeldabtastungen abgebildet. Dabei wird unterschieden zwischen korrigierten und nicht-korrigierten Niederschlagshöhen. Die nicht-korrigierten Niederschlagshöhen werden durch Anwendung eines DWD-Regionalisierungsverfahrens ohne Berücksichtigung der systematischen Verluste durch Windinfluss, Benetzung und Verdunstung bei der Niederschlagsmessung ermittelt. Diese systematischen Messfehler werden bei der Berechnung der korrigierten Niederschlagshöhen in Abhängigkeit von der Stationslage berücksichtigt. Das hydrologische Winterhalbjahr (November bis April) entspricht in Deutschland einer Zeit verringerter Verdunstung. Trotz geringerer Niederschlagshöhen kann in dieser Zeitspanne zumeist eine Auffüllung der Speicher im Grundwasser und im Boden stattfinden. Diese Wasservorräte werden überwiegend im hydrologischen Sommerhalbjahr (Mai bis Oktober) bei höheren Verdunstungsraten wieder aufgezehrt.

#### 2.7 Variationskoeffizient der Niederschlagshöhe

Während in den Atlas tabeln 2.2 bis 2.6 die räumliche Variabilität der mittleren Niederschlagshöhen im Vordergrund steht, wird in Karte 2.7 die zeitliche Dimension der Variabilität betrachtet. Die Niederschlagshöhe variiert stark in den messtechnisch und für Bilanzierungen relevanten Zeitspannen von Tagen, Monaten und Jahren. Aus diesem Grund gilt für Aussagen zu klimatischen Größen der relativ lange Bezugszeitraum von 30 Jahren. Über statistische Kenngrößen wird diese zeitliche Variabilität des Niederschlages, die regional unterschiedlich stark ausgeprägt ist, für das Jahr, für die hydrologischen Halbjahre und für Monate charakterisiert.

#### 2.8 Starkniederschlagshöhen

Für viele praktische Fragestellungen ist die Ermittlung von Starkniederschlagshöhen von besonderem Interesse. Starkniederschläge sind Ereignisse, die im Verhältnis zu ihrer Dauer eine hohe Niederschlagsintensität aufweisen. Diese Ereignisse treten selten auf. Die Atlas tabel verfolgt das Ziel, Aussagen über die Jährlichkeit (Wiederkehrzeit) solcher Ereignisse zu machen. Als Jährlichkeit wird die mittlere Zeitspanne bezeichnet, in der ein Ereignis einen Wert einmal erreicht oder überschreitet. Über die Karten mit den Kennwerten Dauer 24 und 72 Stunden sowie Jährlichkeit 1 und 100 Jahre können für beliebige Standorte auch Starkniederschlagshöhen dazwischen liegender Jährlichkeiten ermittelt werden.

#### 2.9 Nass- und Trockenjahre

Durch die Darstellung der Niederschlagshöhen und der klimatischen Wasserbilanz je eines ausgezeichneten Nass- und Trockenjahres werden vom Mittel abweichende, tatsächlich in der Bezugszeitreihe 1961 bis 1990 aufgetretene Jahresituationen beschrieben. Diese dienen beispielsweise dazu, die Spannbreite der „mittleren“ Verhältnisse unabhängig von statistischen Wahrscheinlichkeiten in einer realen räumlichen Verteilung zu verdeutlichen.

#### 2.10 Mittleres Andauerverhalten der Schneedecke

Die Schneedecke ist in großen Teilen Deutschlands eine nicht zu vernachlässigende Rücklage. Die Speicherung in der Schneedecke kann sich über längere Zeit hin erstrecken, sodass der Einfluss der Schneespeicherung auf den Wasserhaushalt über die Wintermonate hinaus wirksam sein kann. Die regionale Bedeutung der Schneedecke ist insbesondere von der orographischen Gliederung Deutschlands abhängig. Sie wird durch die Größen mittleres Eintrittsdatum des ersten/letzten Schneedeckentages, maximale Schneedeckenhöhe und durch die Schneedeckendauer charakterisiert.

#### 2.11 Wasseräquivalent der Schneedecke

Für hydrologische Fragestellungen ist insbesondere das Wasservolumen von Interesse, das temporär als Schnee zurückgehalten wird. Beim Schneedeckenabbau werden die Schneerücklagen zeitversetzt gegenüber dem gefallenen Niederschlag im Wasserhaushalt wirksam und können beispielsweise die Grundwasserneubildung einer Region erhöhen oder in Verbindung mit weiteren Niederschlägen zu kritischen Hochwassersituationen führen.

#### 2.12 Mittlere jährliche potentielle Verdunstungshöhe als Gras-Referenzverdunstung

Durch die Verdunstung gelangt ein großer Teil des Niederschlags wieder zurück in die Atmosphäre, wobei Energie verbraucht wird. Die hier angegebene potenzielle Verdunstungshöhe entspricht der Verdunstung eines ganzjährig einheitlichen Grasbestandes von 0,12 m Höhe bei gegebenen meteorologischen Bedingungen und fehlendem Wasserstress (Bodenfeuchte > 70% mitzbarer Feldkapazität). Sie stellt somit einen definierten Referenzwert zur Schätzung der potenziellen Verdunstung von Pflanzbeständen dar. Die potenzielle Verdunstung ist definitionsgemäß die Verdunstung bei unbegrenzt verfügbarem Wasser, während die tatsächliche Verdunstung oft durch mangelnde Wasserverfügbarkeit im Boden eingeschränkt wird.

#### 2.13 Mittlere tatsächliche Verdunstungshöhe

Bei der Ermittlung der tatsächlichen Verdunstungshöhen spielen neben den meteorologischen Randbedingungen, die im Wesentlichen das Energieangebot charakterisieren (potenzielle Verdunstungshöhe), auch die zur Verfügung stehenden Wasservorräte und der Wasserdampftransport in der bodennahen Luftschicht eine Rolle. Da die direkte Messung nur annähernd und mit komplexen Versuchsaufbauten möglich ist, erfolgt die Berechnung unter Nutzung weiterer hydrometeorologischer Hilfsgrößen und physisch-geographischer Faktoren. So steuert der Bodenwasserhaushalt das verdunstungsfähige Wasservolumen und die Bodenbedeckung über die Transpiration der Pflanzen die Wasserabgabe an die Atmosphäre. Bei hohem Pflanzenbestand und kaum eingeschränktem Wasservorrat kann die tatsächliche Verdunstungshöhe über der Höhe der Gras-Referenzverdunstung liegen.

#### 2.14 Mittlere jährliche klimatische Wasserbilanz

Die klimatische Wasserbilanz ist die Differenz aus (korrigiertem) Niederschlag und potenzieller Verdunstung (hier: Gras-Referenzverdunstung). Sie dient der hydroklimatischen Charakterisierung von Regionen und zeigt – je nach Vorzeichen – Überschüsse oder Defizite der Wasserhaushaltsituation im vieljährigen Mittel an. Da sie direkt über die bestimmenden Wasserhaushaltsgrößen ermittelt wird, ist sie zuverlässiger als beispielsweise Trockenheitsindizes in üblichen Klimaklassifikationen.

#### 2.15 Nass- und Trockenperioden

Niederschläge sind nicht gleichmäßig über die Zeit verteilt. Das zeitliche Verhalten der Niederschlagsverteilung in einer Region kann z. B. über die mittlere Dauer von Nass- bzw. Trockenperioden beschrieben werden. Als Nassperiode wird eine Folge von Tagen beschrieben, in der die Niederschlagsdauer einen bestimmten Schwellenwert überschreitet (8 Tage Dauer). Trockenperioden sind aufeinanderfolgende von niederschlagsfreien Tagen (< 1 mm/d) von mindestens 11-tägiger Dauer. Die Karten zeigen somit – aufgeschlüsselt nach hydrologischem Winter- und Sommerhalbjahr – einen zeitlichen Aspekt der Niederschlagshäufigkeit.



## 2.0 Introduction

Hydrometeorology is a branch of meteorology studying the interactions between atmospheric events in the water cycle and hydrological processes (DIN 4049). Accordingly, it is responsible for dealing with the application of hydrometeorological results to hydrological processes by evaluating the laws governing the interactive processes between the atmosphere and hydrosphere: appropriate hydrometeorological information needs to be prepared, stored, and made accessible in a suitable, user-friendly form and quantity.

The natural dividing plane between the scientific domains of hydrometeorology and hydrology is the earth's surface. Hydrometeorology focuses mainly on the study of the interactions between the atmosphere and the surface of the earth, while hydrology deals with the interactions between the earth's surface and water both above ground and under.

The hydrometeorological parameters precipitation (including the snow cover) and evapotranspiration, as main components, control the water balance and runoff behaviour at all scales. Precipitation constitutes the central input in hydrological systems. Precipitation forms when water-vapour-charged air cools to below the dew point and condensation or sublimation thus ensues. Water from the atmosphere can reach the earth's surface and its vegetation in various liquid and solid forms: as falling precipitation in the shape of rain, snow, graupel, or hail, or as deposited precipitation in the shape of dew or hoarfrost. The precipitation stored in a snow cover does not affect flows immediately, but with some delay. *Evapotranspiration* is the most significant cause of loss in the water balance. Transformation of water, snow, or ice into water vapour occurs at temperatures below the boiling point. Direct vaporisation from vegetation-free or sealed surfaces and from open bodies of water is termed *evaporation*. Plants release water to the atmosphere in two ways: by *transpiration*, which is biologically controlled, and by *interception evaporation* of deposited precipitation.

Precipitation, evapotranspiration, and radiation are also the controlling factors in the atmosphere's energy balance and affect the large-scale circulation of air masses. Movements of air masses cause hydrometeorological indicators to mix and change ceaselessly; they generate fronts and cyclones, build up or break down opposing pressures, and transport latent energy with the water vapour.

Precipitation and evapotranspiration are parameters that vary tremendously in space and time. They are measured with complex observation station networks or determined indirectly using supporting measurements (e.g. evaporation through radiation, wind, and temperature). Various observation station networks are used to try to record spatial and temporal variability well enough to make reliable statements concerning water balance figures for given areas using regionalisation procedures. Depending on the area examined and the hydrological questions being studied, the temporal resolution may be in terms of minutes and hours, as when observing runoff-generating processes in small catchment areas; and of days, months, or years, when preparing the mean annual climatic water balance, for example.

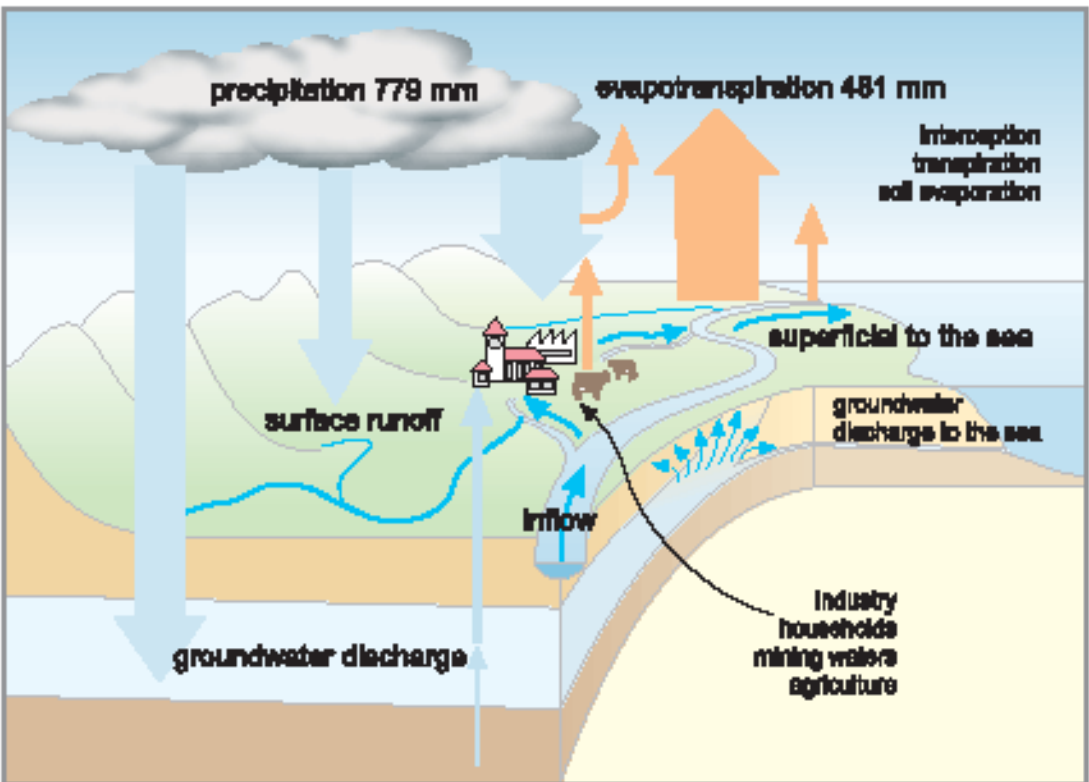


Fig. 1 Schematic representation of water cycle with figures for the hydrometeorological components (precipitation depths non-corrected)

Figure 1 illustrates these correlations. It contains a schematic representation of the water cycle for Germany with figures for atmospheric quantities (non-corrected precipitation depths, according to Maps 2.2 to 2.4) for the reference period 1961 to 1990.

In the chapter on hydrometeorology, all maps – following a recommendation by the WMO (World Meteorological Organisation) – show mean values for the 1961 to 1990 reference period. They are based on current calculation methods and regionalisation procedures. Determining precipitation depths receives special attention with six maps. Based on regionalised station precipitation data, both the measured values as well as the corrected precipitation depths have been represented as long-term mean for the year and hydrological half-years. Further maps indicate heavy precipitation, temporal variability in precipitation, and wet and dry periods. The importance of the snow cover for hydrological questions is taken into account with two maps containing information relating to duration of snow cover and water equivalent.

Two separate maps are devoted to evapotranspiration. In two further maps, evapotranspiration plays an important role as a link in the balance in combination with the pertinent precipitation indicators. For the map on potential evapotranspiration depths, the international standard of grass reference evapotranspiration was used, based on the Penman-Monteith approach with its largely physical foundation. This also confers a new significance on the climatic water balance – e.g. during dry and wet years – as the difference between the corrected precipitation depth and grass reference evapotranspiration.

The values of the long-term values as well as of variability or of extremes can serve as input in a variety of models that include the water balance as a target or boundary condition. In addition, it is possible to obtain data, some of which were collected while preparing the map topics, with a higher temporal resolution from the relevant data sources (generally the Deutscher Wetterdienst, DWD). Methodical principles or the temporal dimension of the parameters represented are expanded further in the accompanying texts.

### Hydrometeorological Topics of the HAD

#### 2.1 Network of Climate and Precipitation Stations

The Deutscher Wetterdienst operates a variety of observation station networks in Germany. Essential climatic values that are measured regularly are precipitation, air temperature, humidity, pressure, sunshine duration, and solar and sky radiation. Depending on their equipment and the density of temporal measurements and observations, the stations fall within the categories of synoptic network, climatic network, or precipitation network. The radar station network supplements the direct measurements by the ground precipitation network and, thanks to its integration, provides (real time) regionalisation of precipitation events.

#### 2.2 – 2.6 Mean Precipitation Depths of the Year and Half-Years

Precipitation depths are represented on the basis of 1 km<sup>2</sup> grids as long-term means of the 1961 to 1990 period both for the year and for the hydrological half-years. A distinction is made here between corrected and non-corrected precipitation depths. Non-corrected precipitation depths are determined using a DWD regionalisation procedure without taking into consideration systematic losses by wind, wetting, or evaporation during precipitation measurement. Such systematic errors of measurement are taken into account according to the site of the station when calculating corrected precipitation depths. The hydrological winter half-year (November to April) corresponds to a period of reduced evapotranspiration in Germany. In spite of lower precipitation depths, groundwater and soil moisture reserves can generally be replenished during this period. These supplies of water are consumed again mainly during the hydrological summer half-year (May to October) with its higher evapotranspiration rates.

#### 2.7 Variability Coefficient of Precipitation Depth

While Maps 2.2 to 2.6 emphasise the spatial variability of mean precipitation depths, Map 2.7 examines the temporal dimension of variability. Precipitation fluctuates considerably over the time periods of days, months, and years that are relevant for measurements and assessments. That is why the relatively long reference period of 30 years is used for statements pertaining to climatological quantities. This temporal variability of precipitation, which is more or less pronounced regionally, is characterised for the time steps of the year, the hydrological half-years, and months with statistical indicators.

#### 2.8 Storm Precipitation Depths

For many practical questions, determining storm precipitation depth holds particular interest. Storm precipitation events are incidents that show a high intensity of precipitation compared to their duration. Such events are rare. The map is aimed at providing information on the recurrence interval (return frequency) of such events. The recurrence interval is defined as the mean period of time during which an event attains or exceeds a value once. Using the maps with the 24 and 72-hour durations and the recurrence intervals of 1 and 100 years, storm precipitation depths for the recurrence intervals in between can be determined for any location.

#### 2.9 Wet and Dry Years

By representing the precipitation depths and the climatic water balance of one designated wet and dry year each, annual situations are described that deviate from the long-term mean and actually arose during the 1961 to 1990 reference period. These serve to clarify the range spanned by “average” conditions independently of statistical probabilities in a genuine spatial distribution.

#### 2.10 Average Duration of Snow Cover

The snow cover is a non-negligible reserve in many parts of Germany. Storage in snow cover can stretch over some time, so the impact of snow storage on the water balance can extend beyond the winter months. The regional importance of the snow cover depends specifically on the orographic structure of Germany. The snow cover is characterised by the following quantities: average first date and last date of snow cover, average date of maximum snow cover depth, and average duration of snow cover.

#### 2.11 Mean Maximum Snow Cover Water Equivalent

For hydrological concerns the volume of water that is temporarily retained as snow is of particular interest. As the snow cover dwindles, the snow reserves start affecting the water balance with a time lag compared to the fallen precipitation and can, for example, augment the formation of groundwater in a region or, in conjunction with further precipitation, lead to critical flood situations.

#### 2.12 Mean Annual Potential Evapotranspiration as Grass Reference Evapotranspiration

Through evapotranspiration, a large share of precipitation returns to the atmosphere, during which process energy is consumed. The potential evapotranspiration indicated here corresponds to the evaporation from a stand of grass 0.12 m high, the same all year round, under given meteorological conditions and devoid of water stress (soil moisture > 70% available field capacity). It thus constitutes a defined reference value for estimating potential evapotranspiration from vegetation. Potential evapotranspiration is, by definition, evaporation in the presence of an unlimited amount of water, while actual evapotranspiration is often restricted by insufficient availability of soil water.

#### 2.13 Mean Annual Actual Evapotranspiration Depth

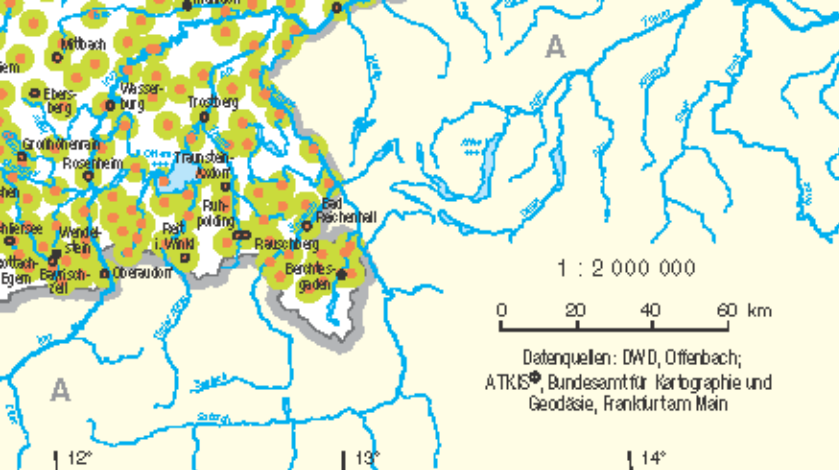
Aside from meteorological constraints that largely characterise the energy supply (potential evapotranspiration), the available water supply and the transport of water vapour in the atmospheric boundary layer also play a role in determining actual evapotranspiration. Since direct measurement is feasible only roughly and in complex experimental set-ups, calculation is done through the use of additional hydrometeorological auxiliary values, and physical and geographical factors. Thus the soil water balance controls the volume of water that can evaporate, and vegetation controls the loss of water to the atmosphere through the transpiration of the plants. In the presence of dense vegetation and a practically unlimited water supply actual evapotranspiration can exceed grass reference evapotranspiration.

#### 2.14 Mean Annual Climatic Water Balance

The climatic water balance is the difference between (corrected) precipitation and potential evapotranspiration (here: grass reference evapotranspiration). It helps characterise regions in hydro-climatic terms and indicates – depending on the signs – surpluses or deficits in the water balance of the long-term average. Since it is established directly using the determinant water balance figures, it is more reliable than, for example, dryness indices in the usual climate classifications.

#### 2.15 Wet and Dry Periods

Precipitation is not distributed evenly through time. Temporal occurrences of precipitation distribution in a region can, for example, be described in terms of the average duration of wet or dry spells or periods. A wet period is defined as a sequence of days on which precipitation exceeds a specific threshold value (8 days' duration). Dry periods are sequences of precipitation-free days (< 1 mm/d) that are at least 11 days long. Thus the maps show – by hydrological winter and summer half-years – a temporal aspect of precipitation frequency.



## HYDROLOGISCHER ATLAS VON DEUTSCHLAND

Herausgegeben vom Bundesministerium für Umwelt,  
Naturschutz und Reaktorsicherheit

### 2.1 Meßnetz der Klima- und Niederschlagsstationen

Autoren: P. Fuchs, G. Müller-Westermeier, A. Schmidt  
Deutscher Wetterdienst, Offenbach  
Abteilung Klima und Umwelt

Wissenschaftliche Beratung: H. Bartels (DWD), Ch. Leibundgut (IHF),  
H.-J. Liebscher (BfG), W. Struckmeier (BfG), F.-J. Kem (IHF)

Kartographie: Institut für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br. (J. Strub, H.-J. Paul)







## 2.1 Meßnetz der Klima- und Niederschlagsstationen

Um Wetter und Klima anhand meteorologischer Daten erfassen und beschreiben zu können, betreibt der Deutsche Wetterdienst (DWD) verschiedene Meßnetze in Deutschland. Wichtigste Klimagrößen, die regelmäßig gemessen werden, sind Niederschlag, Lufttemperatur, Luftfeuchte, Luftdruck, Sonnenscheindauer und Globalstrahlung. Sie bilden auch die Grundgrößen für viele hydrologische Fragestellungen, die zum Beispiel für die Sicherung von Wasserressourcen, für den Schutz vor extremen hydrometeorologischen Ereignissen in allen Zeitskalen oder für Untersuchungen zur Gewässergüte benötigt werden.

Nicht an jeder Meßstation können dieselben meteorologischen Größen in gleicher zeitlicher Meß- und Beobachtungsdichte erfaßt werden. Je nach Ausstattung und Betriebsart werden die Meßstationen des DWD verschiedenen Meßnetz-kategorien zugeordnet. Die drei wichtigsten sind das *Synoptische Meßnetz*, das *Klimameßnetz* und das *Niederschlagsmeßnetz*. Karte 2.1 zeigt die räumliche Anordnung dieser drei großen Meßnetze in Deutschland. Ergänzt wird die Darstellung durch die Standorte des Radarmeßnetzes, das die direkten Messungen des Bodenniederschlagsmeßnetzes durch ein indirektes Verfahren zur quantitativen Radar-niederschlagsbestimmung unterstützt.

Die Karte der Klima- und Niederschlagsstationen ist den folgenden hydrometeorologischen Grundkarten des Atlases vorangestellt, um die Aussagekraft von räumlichen Darstellungen, Gebietswerten der Meßgrößen oder daraus abgeleiteter Größen beurteilen zu können. Dichte und Anordnung der Meßnetze sind maßgebend für die Erfassung der räumlichen Variabilität der Meßgrößen. Gemeinsame Voraussetzung ist, daß an den Meßstationen die Messungen und Beobachtungen regelmäßig, über viele Jahre hinweg und nach einheitlichen Richtlinien durchgeführt werden.

Neben diesen Meßnetzen gibt es weitere Meßnetze, die nicht in Karte 2.1 dargestellt sind. Dazu gehören beispielsweise das Windmeßnetz als Ergänzung der Windmessungen und -beobachtungen an synoptischen und Klimastationen, das Aerologische Meßnetz, das die meteorologischen Verhältnisse in der freien Atmosphäre erfaßt, ein Strahlungsmeißnetz und ein Meßnetz zur Überwachung der Radioaktivität.

### Zur historischen Entwicklung von meteorologischen Meßnetzen

Erste Niederschlagsmessungen sind aus China, Indien und Palästina bereits für das 3. bis 2. Jahrtausend v. Chr. belegt. Der griechische Philosoph Aristoteles verfaßte im 4. Jahrhundert v. Chr. mit seiner "Meteorologica" eine systematische Darstellung der Meteorologie. Die Aufzeichnungen von Wetterbeobachtungen, die auf diesem Werk gründen, sind historisch wichtige Quellen und können als Nachweise für besondere Klima- und Wetterereignisse dienen. Mit der Entwicklung meteorologischer Instrumente im 17. und 18. Jahrhundert wurden die Voraussetzungen für räumlich vergleichbare Messungen in der Meteorologie geschaffen. Das erste einheitlich organisierte und mit gleichen Instrumenten ausgestattete Beobachtungsnetz wurde 1781 von der Pfälzer Meteorologischen Gesellschaft in Mannheim begründet. Die Veröffentlichung Meteorologischer Jahrbücher hat hier ihren Ursprung. Mit der Gründung der Internationalen Meteorologischen Organisation 1873 als Vorläufer der heutigen WMO (World Meteorological Organisation) wurden die Bemühungen um die Einrichtung international einheitlicher Meß- und Beobachtungsnetze vorangetrieben. Es folgte ein systematischer Aufbau der Stationsnetze in Deutschland zum Ende des 19. Jahrhunderts. Die ältesten, digital umgesetzten Niederschlagszeitreihen des DWD-Archivs reichen bis in das Jahr 1825 zurück.

Die heute vom DWD betriebenen Meßnetze zur Erfassung meteorologischer Größen sind historisch gewachsen; ihre Einrichtung erfordert immer wieder einen Kompromiß zwischen fachlichen Anforderungen und wirtschaftlichen wie auch anderen Rahmenbedingungen. Beobachtungsstationen werden grundsätzlich dort eingerichtet, wo sie die klimatischen Verhältnisse eines größeren Gebietes repräsentieren können. Dabei erfordern die jeweiligen Meßgrößen eine ausreichende räumliche und zeitliche Dichte. Um den umfangreichen Datenbedürfnissen nachkommen zu können, unterhält der DWD in Ergänzung zum hauptamtlichen Meßnetz der synoptischen Stationen, das mit DWD-Personal betrieben wird, auch nebenamtliche Meßnetze, die von ehrenamtlichen Beobachtern betreut werden.

### Auswertung langer Meßreihen

Um Aussagen zur statistischen Verteilung klimatologischer Größen in einem Gebiet treffen zu können, sind folgende Voraussetzungen zu erfüllen:

- hinreichend lange Meßreihen (in Abhängigkeit von der Meßgröße)
- einheitlicher Auswertungszeitraum (Bezugszeitraum)
- weitgehend unveränderte lokale Umgebung während des Bezugszeitraums
- regelmäßige Messungen an einem Ort zu festen Zeiten
- einheitliche Meßgeräte- und Beobachtungsrichtlinien

Auf Empfehlung der WMO wird den klimatologischen Auswertungen ein 30-jähriger Bezugszeitraum zugrundegelegt. Er soll statistische Stabilität sicherstellen und internationale Vergleiche ermöglichen. Zur Zeit gelten die Meßreihen 1961-1990 als Bezugszeitraum.

Nebenamtliche Meßstationen existieren häufig nur 15 bis 20 Jahre. An die ehrenamtlichen Beobachter werden hohe Anforderungen in Bezug auf die Einhaltung der Meßtermine und die Genauigkeit gestellt, so daß diese Stationen eine relativ große Fluktuationsrate haben. Einheitlichkeit und Vergleichbarkeit der Messungen müssen auch nach einem Austausch von Meßgeräten oder ihrem Ersatz durch Neuentwicklungen sichergestellt werden. Doch selbst bei lückenloser Beobachtung können sich die klimatologischen Bedingungen in der unmittelbaren Umgebung einer Station zum Beispiel durch zunehmende Bebauung oder wachsende Bäume im Laufe der Zeit so verändern, daß die Meßreihen ihre zeitliche Repräsentanz verlieren. Sowohl die kürzeren Meßreihen als auch die inhomogenen Teilmeßreihen werden daher mit Hilfe statistisch-klimatologischer Verfahren auf den Bezugszeitraum umgerechnet. Man spricht dann von „reduzierten“ Meßreihen.

Für alle Stationen des DWD gelten einheitliche Richtlinien in Bezug auf die Meßtermine, die Aufstellung der Meßgeräte, die technische Ausstattung und andere Rahmenbedingungen. Dies ist in internationalen Regelwerken verankert (WMO 1983, 1994). Um die einheitlichen Grundsätze auch anderen Betreibern von Niederschlagsmeßnetzen zu vermitteln, wurde in Deutschland ein bundesweit geltendes "Niederschlagsregelwerk" geschaffen, das kontinuierlich fortgeschrieben wird (ATV u. a. 1985, 1989, 1993, 1994). Da der Niederschlagsmesser nach Hellmann (Abb. 1) seit 1886 bis heute unverändert geblieben ist, hat er als nationales Referenzmeßgerät zur Vergleichbarkeit langer Niederschlagsmeßreihen eine große Bedeutung. Mit ihm werden die täglichen Niederschlagsmessungen durchgeführt.

### Zur Kartendarstellung

In der Karte 2.1 sind die im Bearbeitungszeitraum 1961-1990 verwendeten Stationen dargestellt. Im ersten Überblick ist erkennbar, daß sich die drei großen Meßnetze zusammen recht gleichmäßig auf die Gesamtfläche Deutschlands verteilen. Die synoptischen Stationen werden gleichzeitig als Klimastationen und diese wiederum gleichzeitig als Niederschlagsstationen betrieben. An allen Meßstationen wird demnach der Niederschlag erfaßt. Um diese Zusammenhänge bildhaft deutlich zu machen und einen Dichteindruck zu geben, sind alle Stationen durch eine kreisförmige Fläche gekennzeichnet. Die Tabelle auf Kartenblatt 2.1 vergleicht die Meßprogramme der drei Meßnetz-kategorien und bietet Angaben



Abb. 1 Hellmann-Niederschlagsmesser  
Der gesammelte Niederschlag (200 cm² Auffangfläche) ist über den Meßzylinder in mm ablesbar.

zur Anzahl der Meßstationen, zum mittleren Stationsabstand und zu den Meßterminen. Dabei wird zahlenmäßig differenziert zwischen der Stationsverteilung der aktuell betriebenen Meßnetze (Stand Dezember 1996) und der Stationsverteilung, die den Auswertungen der hydrometeorologischen Karten (reduzierte Meßreihen 1961-1990) zugrunde liegen.

### Synoptisches Meßnetz

Unter Synoptik versteht man in der Meteorologie eine Arbeitsweise, die zur Feststellung des physikalischen (z. T. auch des chemischen) Zustandes der Atmosphäre das heißt des Wetterzustandes und zur Wettervorhersage führt. Die meteorologischen Größen, die weltweit gleichzeitig in Synoptischen Meßnetzen beobachtet und ausgetauscht werden, beschreiben das aktuelle Wettergeschehen. Der Deutsche Wetterdienst betreibt ein solches Synoptisches Meßnetz, das durch ein umfangreiches Meß- und Beobachtungsprogramm, hohe Qualität der Beobachtungen, hohe zeitliche Dichte der Beobachtungstermine und Echtzeitverfügbarkeit besondere Vorzüge bietet. Da diese Stationsdaten auch für klimatologische Auswertungen zur Verfügung stehen, spricht man auch von synoptisch-klimatologischen Meßstellen. Sie sind gleichzeitig Bestandteil des Klimameßnetzes.

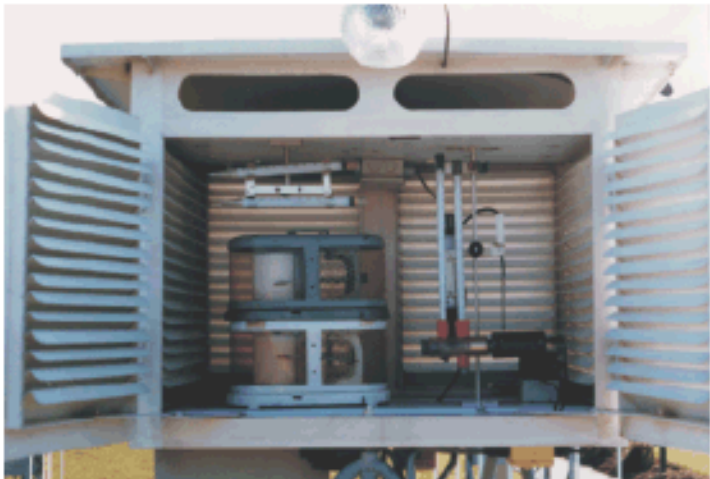


Abb. 2 Wetterhütte einer DWD-Klimastation

Meßtechnische Ausstattung: Thermometer zur Bestimmung von Trocken- und Feuchttemperatur der Luft, Thermograph und Hygroph

### Klimameßnetz

Unter Klima versteht man eine vieljährige Zusammenfassung der Wettererscheinungen, die den mittleren Zustand der Atmosphäre charakterisieren, repräsentiert durch die statistischen Kernwerte eines Bezugszeitraumes. In jüngster Vergangenheit gewinnen Untersuchungen zu extremen Wetterzuständen und Witterungsabläufen immer mehr an Bedeutung. Um das Klima in Deutschland flächendeckend erfassen zu können, betreibt der DWD zusätzlich zum Synoptischen Meßnetz ein Klimameßnetz. Auch die Stationen dieses Meßnetzes haben eine einheitliche, standardisierte meßtechnische Ausstattung. Wichtigster Teil einer Klimastation ist die Wetterhütte mit Meßfühlern für Trocken- und Feuchttemperatur der Luft, Thermo- und Hygroph, die sich in 2 m über Grund befinden (Abb. 2). Die Klimastationen des DWD werden in der Regel von ehrenamtlichen Beobachtern betreut. Das Stationsnetz ist räumlich dichter als das der synoptischen Stationen, dafür sind allerdings die Meßtermine und der Umfang des Meßprogrammes erheblich reduziert (Tabelle auf Kartenblatt 2.1). Wie aus Karte 2.1 zu ersehen ist, verteilen sich auch die Klimastationen nicht gleichmäßig über das Bundesgebiet. Viele klimatologische Größen weisen eine mehr oder weniger starke Abhängigkeit von der Orographie auf. Entsprechend angepaßt ist das Klimameßnetz: in orographisch stark gegliederten Gebieten, wie in den Mittelgebirgen und in den Alpen, befinden sich mehr Klimastationen als beispielsweise im Norddeutschen Tiefland.

### Niederschlagsmeßnetz

Im Gegensatz zu anderen Klimagrößen weist der Niederschlag eine besonders hohe räumliche und zeitliche Variabilität auf. Es erfordert eine hohe Dichte von Niederschlagsstationen und einen langen Beobachtungszeitraum, um mittlere Niederschlagshöhen räumlich darstellen zu können. Deshalb wird vom DWD zusätzlich ein Niederschlagsmeßnetz betrieben, das ebenfalls von ehrenamtlichen Beobachtern betreut wird. Zusammen mit synoptischen und Klimastationen besteht ein Netz von etwa 4450 (aktuellen) bzw. 4750 (reduzierten) Stationen, an denen Niederschlag bestimmt wird (Summe der Stationen in der Tabelle auf Kartenblatt 2.1). Referenzmeßgerät an allen Stationen ist der in Abbildung 1 dargestellte Niederschlagsmesser nach Hellmann. Seine Auffangfläche von 200 cm² befindet sich in 1 m über Grund.



Abb. 3 Ombrometer  
Automatisches Niederschlagsmeßgerät

### Praktische Hinweise

#### Modernisierung der Meßnetze

Seit einiger Zeit sind insbesondere wegen der späten Verfügbarkeit konventioneller klimatologischer Messungen automatische Meßstationen im Einsatz. So wurde im DWD 1996 damit begonnen, ein automatisches nebenamtliches Niederschlagsmeßnetz aufzubauen. Hier wird ein automatisches Meßgerät, das Ombrometer, eingesetzt (Abb. 3). Es hat sich allerdings gezeigt, daß Beobachter damit nicht überflüssig werden. Die Vorteile automatischer Stationen bestehen darin, daß meteorologische Daten in einer hohen zeitlichen Dichte und ohne den subjektiven Einfluß des Beobachters gewonnen werden können. Sie stehen in Echtzeit zur Verfügung und können zusätzlich für Wetterwarnungen und Vorhersagen genutzt werden. Ein Nachteil besteht darin, daß sich die Instrumentierung einer automatischen Meßstation von der meßtechnischen Ausrüstung einer konventionellen Station unterscheidet. Mit Blick auf die Diskussionen über mögliche Klimaänderungen darf dies die vorhandenen, langen homogenen Meßreihen nicht beeinflussen. Um die Vergleichbarkeit sicherzustellen, werden konventionelle Kontrollmessungen durchgeführt. Ergänzend dazu gewinnt die Nutzung von Fernerkundungsdaten (mittels Radar oder Satelliten) für klimatologische Zwecke mehr und mehr an Bedeutung. Allerdings sind zur Aneicherung der mittels Fernerkundung gewonnenen Daten Bodenmeßstationen weiterhin erforderlich. Es zeichnet sich ab, daß die Automatisierung der Meßnetze und die Einbeziehung indirekter Bestimmungsverfahren in den kommenden Jahren und Jahrzehnten eine Reihe von Veränderungen im Klima- und Niederschlagsmeßnetz ergeben wird.

#### Zusätzliche Informationen

Weitere Informationen zu den Meßnetzen des DWD sind in den Veröffentlichungen des Deutschen Wetterdienstes, wie dem Verzeichnis der Wettermeldestellen national/international (1992), den Meß- und Beobachtungsnetzen in der Bundesrepublik Deutschland (1992) und den jeweils aktualisierten Stationlisten und -karten der Meßnetze enthalten. Darüber hinaus werden vom DWD periodische Veröffentlichungen zahlreicher Meß- und abgeleiteter Größen herausgegeben. Hier sind vor allem das Deutsche Meteorologische Jahrbuch, der Europäische Wetterbericht, der Jahreszeitenbericht, die Klimatologischen Werte, die Klima-Eilinformation, der Monatliche Witterungsbericht, die Täglichen Wetterdaten Deutschland, die Tägliche Wetterkarte und die Großwetterlagen Europas zu nennen.



## 2.1 Network of Climate and Precipitation Stations

The *Deutscher Wetterdienst* (DWD, *German Meteorological Service*) operates several networks of observation stations in Germany to acquire the data needed for describing weather and climate. The most important climate elements that are regularly measured are precipitation, air temperature, air humidity, air pressure, duration of sunshine and global radiation. These are also the basic data needed for many hydrological studies, for example the preservation of water resources, the protection against extreme hydrometeorological events at all time scales or water quality studies.

A particular meteorological parameter cannot be determined at each station with the same temporal and observational density. Depending on equipment and modes of operation, the DWD stations are grouped in different network categories. The three most important ones are the *synoptic network*, the *climate network* and the *precipitation network*. Map 2.1 shows the local distribution of these three major networks in Germany. The illustration is supplemented by the sites of the radar network which complements the direct measurements of the ground precipitation networks by indirect measurements of precipitation by radar.

The map of the climate and precipitation stations is placed in the Atlas before the hydro-meteorological maps to enable a better appraisal of the information value of spatial presentations, areal values of parameters or of derived information. The density and distribution of the networks are decisive for the observation of the spatial variability of parameters. The precondition is that the measurements and observations are carried out at the stations on a regular basis, over many years and according to standardised guidelines.

Besides these networks other networks exist which are not shown on the Map 2.1. These include, for instance, the wind measuring network which supplements the wind measurements and observations at synoptic and climate stations, the aerological network, which records the meteorological conditions in the free atmosphere, a radiation network and a network for monitoring radioactivity.

### On the historical development of meteorological networks

First precipitation measurements were reported from China, India and Palestine as early as from the 3rd to the 2nd millennium B.C. The Greek philosopher Aristotle gave a systematic description of meteorology in his "Meteorologica" in the 4th century B.C. The records of weather observations, which are based on this work, constitute important historical sources, and they can serve as proof of the occurrence of outstanding climatic and weather events. The development of meteorological instruments in the 17th and 18th centuries provided the basis for spatially comparable measurements in meteorology. The first observation network with unified organisation and equipment was established in 1781 by the Pfälzer Meteorologische Gesellschaft (Palatinate Meteorological Society) in Mannheim. The publication of meteorological yearbooks originated from this. The foundation of the International Meteorological Organisation in 1873, a predecessor of today's World Meteorological Organisation (WMO), intensified the efforts for the creation of international standardised measuring and observation networks. The systematic development of the station networks in Germany followed, and it lasted until the end of the 19th century. The oldest digitalised precipitation time series in the DWD's archives dates back to the year 1825.

The networks operated today by the DWD for the acquisition of meteorological data are products of a historical development; their establishment was repeatedly marked by compromises between the scientific-technological requirements and economic and other constraints. Observation stations are usually sited at locations where they can be representative of the climatic conditions of a larger area. Depending on the parameters to be measured, a sufficient spatial and temporal density of observations is needed. To satisfy the comprehensive need for data, the DWD has in addition to its professional network of synoptic stations with DWD staff secondary networks as well that are run by volunteers.

### Evaluation of long time series

For the interpretation of the statistical distribution of climatological parameters in a certain area the following requirements must be fulfilled:

- sufficiently long series of observation data (dependent on the parameter)
- a standardised evaluation period (reference period)
- largely unchanged surroundings at the station during the reference period
- regular measurements at one place at fixed times
- standardised rules for instruments and observations

Following a recommendation of the WMO, climatological studies are based on a 30-year reference period to ensure statistical stability and allow international comparisons. Currently, the time series 1961-1990 is the reference period.

Secondary stations operated by volunteers often exist only for 15 to 20 years. High requirements are placed on the honorary observers regarding the precise timing of the observations and their exactness, so that the staff fluctuation at these stations is relatively high. Standardisation and comparability of measurements must also be ensured after the replacement of measuring equipment or its substitution as a result of new developments. However, even if observation series are free of gaps, the climatological conditions in the vicinity of a station may change in the course of time, for instance because of new buildings or growing trees, so that the series lose their temporal representativeness. Shorter data series and inhomogeneous sub-series are converted to the reference period by means of statistical-climatological methods. In this case one speaks of "reduced" series.

All stations of the DWD apply unified guidelines concerning the measuring times, the installation of measuring equipment, technical facilities and other boundary conditions. These rules are also laid down in international guides (WMO 1983, 1994). In order to acquaint the operators of other precipitation networks with these general principles as well, Germany established a "precipitation guideline" of nation-wide validity that is regularly updated (ATV et al. 1985, 1989, 1993, 1994). Since the raingauge according to Hellmann (Fig. 1) has remained unchanged since 1886, it has high relevance as the national reference instrument and ensures the comparability of long precipitation data series. It is still in use for daily precipitation measurements.

### Map Structures

Map 2.1 shows the stations that were used in the study period 1961-1990. It can be seen at first glance that the three major networks together are relatively evenly distributed over the whole territory of Germany. The synoptic stations are simultaneously operated as climate stations and these again as precipitation stations. This means that precipitation is recorded at all measuring stations. To visualise these relations and to convey an impression of the network density, all stations are marked by a circle.

The table on Map 2.1 compares the measuring programmes of the three network categories and gives information on the number of stations, the mean distance between them and the timing of observations. A differentiation is made between the distribution of the stations in currently operating networks (status December 1996) and the distribution of stations which provided the basis for the interpretation of the hydrometeorological maps (reduced time series 1961-1990).



Fig. 1 Raingauge according to Hellmann

The collected precipitation (collecting surface 200 cm<sup>2</sup>) can be read from the measuring cylinder in mm

### The synoptic network

In meteorology "synoptic" means an approach which determines the physical (sometimes also chemical) status of the atmosphere i.e. the weather situation and leads to weather forecasts. The meteorological parameters, which are observed and exchanged all over the world simultaneously in synoptic networks, describe the momentary weather. The German Meteorological Service operates such a synoptic network which is characterised by a comprehensive measuring and observation programme, high quality of observations, high temporal density of observations and availability of data in real-time. Since the data from these stations are also available for climatic studies, it is common to speak of synoptic-climatological stations. These are also constituents of the climate network.

### The climate network

Climate is understood as a summary of weather phenomena over many years which characterises the mean condition of the atmosphere and is represented by the statistical parameters of a reference period. In the recent past, studies on extreme weather events and processes have gained more and more importance. To determine the climate over the whole area of Germany, the DWD operates a climate network in addition to the synoptic network. The stations of this network also have standardised technical equipment. The central part of a climate station is the screen with sensors for the dry and wet air temperatures as well as thermograph and hygograph, mounted two metres above the ground (Fig. 2). The DWD's climate stations are usually run by voluntary observers. The climate station network is spatially denser than the synoptic one. However, the times of measurements and the measuring programmes are considerably reduced (see the table on Map 2.1). It can be seen on Map 2.1 that the climate stations are not evenly distributed over the territory. Many climatological parameters are more or less dependent on orography. The climate network is adapted accordingly: in orographically strongly structured areas, such as mountainous or alpine regions, the number of climate stations is higher than in the north German lowland.



Fig. 2 Screen of a DWD climate station

Measuring equipment: Thermometer for wet and dry air temperatures, thermograph and hygograph

### The precipitation network

In contrast to other climatic factors, precipitation shows a particularly high spatial and temporal variability. This necessitates a high density of precipitation stations and long observation periods so that mean precipitation depths can be shown in their spatial distribution. For this reason, the DWD operates additionally a precipitation network that is also run by volunteers. Together with the synoptic and climate stations the network comprises about 4,450 (current) or 4,750 (reduced) stations where precipitation is recorded (for the sum of the stations see the table on Map 2.1). The reference instrument at all stations is the rain-gauge according to Hellmann shown in Figure 1. Its surface of 200 cm<sup>2</sup> is one metre above the ground.

### Practical Information

#### Modernisation of networks

Especially because of the delayed availability of conventional climatological measurements, automatic measuring stations were established some time ago. The DWD began in 1996 to build an automated volunteer-operated precipitation network which uses an automatic instrument, the ombrometer (Fig. 3). However, experience has shown that observers are not redundant. Advantages of automatic stations consist in the possibility of acquiring meteorological data with high temporal density and without the subjective bias of the observer. The data are available in real-time and may be used additionally for weather warnings or forecasts. A disadvantage lies in the fact that the instrumental equipment of an automatic station differs from the equipment used in conventional stations. With a view to the discussions about possible climate changes, this should not be allowed to influence the existing long homogeneous time series. To ensure comparability, conventional measurements are made for reference. Moreover, the use of remote-sensing data (from radar or satellite) for climatological studies is gaining in significance. However, for the initial calibration of the remotely sensed data, observations of ground stations remain necessary. It can be assumed that the automation of networks and the integration of indirect methods in the coming years and decades will lead to a number of changes in the networks for climate and precipitation.



Fig. 3 Ombrometer  
Automatic raingauge

#### Additional information

Additional information on the measuring networks of the DWD may be found in the publications of the Deutscher Wetterdienst, such as the list of national/international weather stations (1992), the measuring and observation networks in the Federal Republic of Germany (1992) and in the updated lists and maps of the networks. Moreover, the DWD issues periodic publications of numerous measured data and derived parameters. These are mainly the Deutsche Meteorologische Jahrbuch (German Meteorological Yearbook), the Europäischer Wetterbericht (European Weather Report), the Jahreszeitenbericht (Seasonal Report), the Klimatologische Werte (Climatological Data), the Klima-Eilinformation (Climate Quick Information), the Monatlicher Witterungsbericht (Monthly Weather Report), the Tägliche Wetterdaten Deutschland (Daily Weather Data of Germany), the Großwetterlagen Europas (Synoptic Situation of Europe).



## 2.2 bis 2.6 Karten der mittleren Niederschlagshöhen – Einführung und Grundlagen

Der Niederschlag ist eine der wichtigsten Größen im Wasserkreislauf. Nach DIN 4049 versteht man unter dem Niederschlag das Wasser der Atmosphäre, das in flüssiger oder fester Form die Erdoberfläche erreicht (gefallener Niederschlag). Im Wasserkreislauf steht der Niederschlag in Form von Regen und Schnee sowie dem in einer Schneedecke gespeicherten Wasser auf der Einnahmenseite den Größen Verdunstung und Abfluß auf der Ausgabenseite gegenüber.

Die Einheit der *Niederschlagshöhe* ist Millimeter [mm]. Sie gibt an, wie hoch der Niederschlag in einer Betrachtungszeitspanne als Wasserhöhe den Boden bedecken würde, wenn nichts abfließen, versickern oder verdunsten würde. Die Niederschlagshöhe von 1 mm entspricht einem Wasservolumen von 1 Liter auf 1 m<sup>2</sup>. Eine exakte Messung der gefallenen Niederschlagshöhen ist schwierig: zum einen ist die Auffangfläche des Niederschlagsmessers im Vergleich zu dem Gebiet, für das die Messung repräsentativ sein soll, verschwindend klein, und zum anderen führen Störfaktoren wie Wind, Verdunstung oder Benetzung am Niederschlagsmeßgerät zu systematischen Verlusten beim gemessenen Niederschlag. Der an allen Stationen des Deutschen Wetterdienstes (DWD) eingesetzte Niederschlagsmesser nach Hellmann und weitere hydrometeorologische Meßgeräte sind im Begleittext zur Karte 2.1 „Meßnetz der Klima- und Niederschlagsstationen“ vorgestellt.

Die Karten 2.2 bis 2.6 zeigen mittlere Verteilungen der Niederschlagshöhen für verschiedene Zeitspannen. Während die Atlas tafeln 2.2, 2.3 und 2.4 die mittleren Niederschlagshöhen für das Jahr und die hydrologischen Halbjahre des Bezugszeitraumes 1961-1990 *ohne Korrektur* liefern, enthalten die Atlas tafeln 2.5 und 2.6 die mit Hilfe von regionalen und lokalen Faktoren zur Beseitigung des systematischen Meßfehlers *korrigierten* mittleren Niederschlagshöhen. Da aber alle diese Karten auf dem gleichen Grunddatenkollektiv basieren, werden die Grundlagen der Datenbehandlung und Kartenerstellung zunächst allgemein beschrieben.

### Niederschlagsbildende Prozesse und regionale Einflüsse

Das Klima von Deutschland wird von der großräumigen atmosphärischen Zirkulation bestimmt. Niederschlagsauslösend sind vor allem die mit Tiefdruckgebieten herangeführten feuchten Meeresluftmassen aus südwestlichen bis nördlichen Richtungen, die Luftmassen unterschiedlicher Temperaturen in ihre Strömung einbeziehen. Das durch die Reibung bedingte Einstürmen der Luft in den unteren Schichten führt zu großräumigen Vertikalbewegungen (Hebungen), die vor allem an den Warm- und Kaltfronten der Tiefdruckgebiete (vgl. Begleittext zu Atlas tafel 2.2) stattfinden und mit Wolken- und Niederschlagsbildung verbunden sind. Überlagert sind Modifikationen durch den Einfluß verschiedener Klimafaktoren, wie Land-Meer-Verteilung und orographische Höhe. So entsteht für Deutschland ein differenziertes Bild der mittleren Niederschlagsverteilungen.

Erfolgt die Zufuhr von Luft überwiegend in horizontaler Richtung, spricht man von *advektiven* Prozessen. Werden dabei die Luftmassen zum Überqueren von Höhenzügen gezwungen, entstehen an der Luvseite der Berge Staueffekte. Diese bewirken Hebungsvorgänge, die wiederum Wolkenbildung und Niederschlag zur Folge haben. Auf der Rückseite der Gebirgszüge sinken die Luftmassen ab. Sie erwärmen sich, trocknen ab, und die Wolken lösen sich wieder auf. Im Lee von Gebirgen sind daher relativ niederschlagsarme Gebiete zu finden. Im Küstenbereich führen advective Prozesse bei auflandigem Wind zur Niederschlagsverstärkung, da beim Übergang der Luftmasse vom Meer zum Land die Bodenreibung zunimmt. Es entsteht eine Konvergenz, die durch Vertikalbewegungen verbunden mit verstärkter Wolkenbildung ausgeglichen wird.

Werden Luftpakete in vertikaler Richtung transportiert, spricht man von *konvektiven* Vorgängen. Vertikale Luftbewegungen führen zur Bildung von Haufenwolken, die als Schauer örtlich begrenzt Niederschlag mit hoher, wechselnder Intensität und kurzer Dauer verursachen können. Begünstigt werden konvektive Vorgänge durch hohe Wärmeeinstrahlung und labile Schichtungsverhältnisse.

### Statistische Aufbereitung der Niederschlagszeitreihen

Sowohl die zeitnahe Datenprüfung in Form von Konsistenzprüfungen als auch die statistische Analyse der Größe Niederschlag in Form von Homogenitätsprüfungen gestalten sich recht aufwendig. Dies ist zum einen auf die besonders hohe räumliche und zeitliche Variabilität des Niederschlags und zum anderen auf die zeitliche Begrenzung der Niederschlagsereignisse zurückzuführen. Niederschlag tritt ereignisbezogen auf und weist im Gegensatz zu anderen meteorologischen Größen (z.B. Lufttemperatur) keinen Tagesgang auf. Änderungen der Umgebungsbedingungen, Meßgeräteechsel, Änderung der Beobachtungsprozedur oder Stationsverlegungen können zudem zu Inhomogenitäten in den Meßreihen führen (Atlas tafel 2.1). Deshalb sind statistische Verfahren erforderlich, um Änderungen in den Datenkollektiven erkennen und berücksichtigen zu können und um kürzere als 30jährige Reihen auf den Zeitraum 1961-1990 zu „reduzieren“. Dabei werden die örtlichen Charakteristika der betrachteten kurzen Zeitreihe mit den zeitlichen Eigenschaften einer geeigneten Bezugszeitreihe 1961-1990 verknüpft. Die räumliche Darstellung der Niederschlagshöhe setzt voraus, daß die Meßwerte der einzelnen Stationen untereinander vergleichbar sind. Der räumlichen Umsetzung der Niederschlagshöhen muß deshalb zunächst eine Konsistenzprüfung und dann eine Prüfung der Meßreihen auf Homogenität vorausgehen.

### Konsistenz und Homogenisierung

Unter Konsistenzprüfung versteht man in der Meteorologie ein Verfahren zur Datenprüfung, das möglichst zeitnah durchzuführen ist. Dabei wird untersucht zwischen Prüfungen zur inneren, zur räumlichen und zur zeitlichen Konsistenz. Die *innere Konsistenz* einer Messung ergibt sich durch den Vergleich aller zeitgleich erfaßten Meß- und Beobachtungsgrößen untereinander und der Herstellung ihrer Widerspruchsfreiheit. So kann z. B. in der Regel keine größere Niederschlagshöhe gefallen sein, wenn gleichzeitig die Luftfeuchte geringe Werte aufweist und der Erdboden als trocken gemeldet wird. Die *räumliche Konsistenz* wird durch

den Vergleich mit Nachbarstationen, die *zeitliche Konsistenz* durch den Vergleich mit Vor- und Nachtermin erhalten. Darauf aufbauend wird eine vieljährige Zeitreihe von meteorologischen Daten dann als *homogen* bezeichnet, wenn deren Schwankungen nur durch meteorologische Einflüsse an der betreffenden Station verursacht werden (KOPPEN & GEIGER 1936). Bei der Prüfung zur Homogenität und Reduktion auf den 30-Jahres-Zeitraum wird bei jeder der bearbeiteten Zeitreihen der ca. 4450 Stationen nach einem einheitlichen Schema vorgegangen (Abb. 1). Die Homogenitätsprüfung erfolgt anhand eines relativen Prüfverfahrens nach BUTSHAND (1982), das im Gegensatz zu absoluten Prüfverfahren nicht die Zeitreihe in sich auf Homogenität überprüft, sondern die Prüfreihe wird mit einer aus homogenen Niederschlagszeitreihen des Bezugszeitraumes gebildeten Referenzreihe verglichen. Diese Referenzreihe berücksichtigt Stationen, die in der Regel bis zu einem Umkreis von 20 km (bei geringer Meßnetzdichte 40 km) von der Prüfreihe entfernt liegen, einen Höhenunterschied bis maximal 600 m aufweisen dürfen und mindestens 20 Jahre Niederschlag gemessen haben müssen. Dabei werden diejenigen 10 Stationen ausgewählt, die der Lage der zu untersuchenden Station am nächsten kommen.

### Repräsentanz, Reduktion und Kombination

Neben der Homogenität wird auch die *Repräsentanz* der Niederschlagszeitreihe im Vergleich zur oben beschriebenen Referenzreihe überprüft, um festzustellen, inwieweit die Niederschlagsverteilungen von Prüf- und Referenzreihe zusammenpassen. Dabei wird eine Irrtumswahrscheinlichkeit von 1 % zugelassen.

Treten Inhomogenitäten auf, dann wird die Niederschlagszeitreihe in homogene Teilmeßreihen zerlegt. Der repräsentativste homogene Zeitraum (mindestens 5 Jahre) wird wie bei kurzen homogenen Reihen auf den Bezugszeitraum 1961-1990 reduziert. Die Reduktion erfolgt mit Hilfe von Korrekturfaktoren, die anhand des Vergleichs mit der Referenzreihe berechnet werden. Reduziert werden auf diese Weise 30jährige mittlere monatliche und jährliche Niederschlagshöhen. Der Anteil der Stationen, die sich als kurz oder inhomogen erwiesen haben und deren mittlere vieljährige Niederschlagshöhen für den Zeitraum 1961-1990 auf die beschriebene Weise bearbeitet wurden, beträgt rund 32 % (Abb. 2).

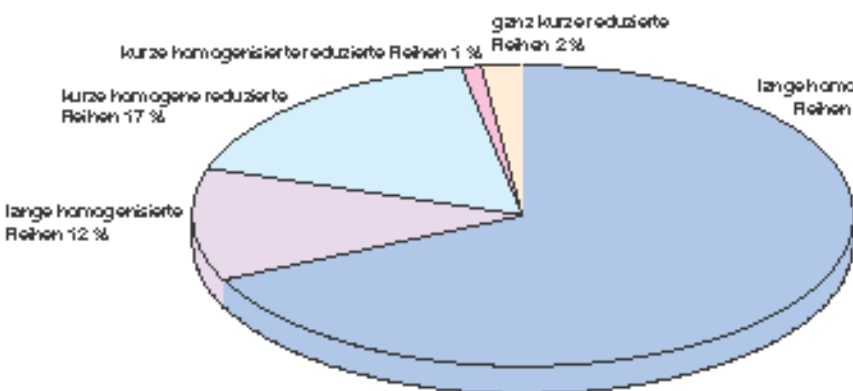


Abb. 2 Prozentuale Verteilung homogener, homogenisierter und reduzierter Niederschlagszeitreihen im Bezugszeitraum 1961-1990

Meßreihen von Stationen, die räumlich eng beieinanderliegen und deren Messungen nur als Teilmeßreihen zur Verfügung stehen, können kombiniert und als lange Reihe betrachtet werden (Abb. 1). Die Informationsdichte kann auf diese Weise für die vorgelegten Niederschlagskarten insgesamt sowohl für die Anzahl der Klimastationen als auch für die der Niederschlagsstationen um rund 7 % erhöht werden. Die erst in jüngster Zeit vermehrt eingerichteten synoptischen Stationen werden nicht berücksichtigt (Tabelle auf Kartenblatt 2.1).

### Regionalisierungsverfahren

Zur räumlichen Darstellung der statistisch bearbeiteten vieljährigen mittleren Niederschlagshöhen wurde im DWD ein Interpolationsverfahren entwickelt, das die Abhängigkeit der Niederschlagshöhe von der Orographie und die räumliche Variabilität dieses Abhängigkeitsverhältnisses berücksichtigt (MÜLLER-WESTERMEIER 1995). Eingangsdaten für die Regionalisierung sind jeweils die langjährigen Mittelwerte je Station, beispielsweise das arithmetische Mittel der Jahresniederschlagssummen der 30jährigen Bezugszeitreihe bei Karte 2.2.

Auf der Basis eines Gitters in Gauß-Krüger-Koordinaten mit dem Bezugsmeridian 9 Grad östlicher Länge und einem Gitterpunktabstand von 1 km wird die Gesamtfläche von Deutschland mit insgesamt 654 x 866 Gitterpunkten überdeckt. Als orographische Grundlage wird ein Höhenmodell mit 1 km Gitterpunktabstand verwendet, das im DWD aus den amtlichen topographischen Karten im Maßstab 1:25000 erstellt wurde, wobei die Höhenwerte auf 5 Meter genau an den Gitterpunkten des Gauß-Krüger-Netzes digitalisiert sind.

Für Gebiete von einem Grad geographischer Länge und Breite werden Regressionsbeziehungen zwischen Niederschlagshöhe und Stationshöhe bestimmt. Da die Korrelationen im orographisch wenig gegliederten Gelände (vor allem im Norden Deutschlands) nicht so stark ausgeprägt sind, werden hier einzelne unrealistische Regressionskoeffizienten durch Interpolation aus angrenzenden Werten ersetzt. Die berechneten Regressionskoeffizienten werden dem Mittelpunkt der 1-Grad-Gebiete zugeordnet, so daß sie interpoliert und ebenfalls auf ein 1 x 1 km<sup>2</sup>-Gitter verteilt werden können.

Die vieljährigen Mittelwerte der Niederschlagshöhe der einzelnen Stationen werden dem nächstgelegenen Gitterpunkt zugeordnet und unter Berücksichtigung des Regressionskoeffizienten am entsprechenden Gitterpunkt auf Meeresniveau umgerechnet. Diese Niederschlagshöhe wird, gewichtet mit dem umgekehrten Quadrat der Entfernung, auf das gesamte Gauß-Krüger-Gitter interpoliert (Interpolation bis maximal 20 km). Somit entsteht eine theoretische Niederschlagsverteilung unter Annahme einer völlig ebenen Orographie, die u.a. auch zum Erkennen und Beseitigen fehlerhafter Daten herangezogen werden kann.

Mit Hilfe des Höhenmodells und des Gitters der Regressionskoeffizienten wird die auf Meeresniveau berechnete Niederschlagshöhe an jedem Gitterpunkt auf die wahre Orographie zurückgerechnet. Überträgt man den Niederschlagswert der einzelnen Gitterpunkte auf das angrenzende Rasterfeld, erhält man flächendeckende Niederschlagsinformationen auf 1 km<sup>2</sup> genau. Wegen der Vergleichbarkeit mit den übrigen Karten des Hydrologischen Atlas wurde anschließend eine Umwandlung und Interpolation der Gauß-Krüger-Koordinaten in eine Lambert-Kegelprojektion vorgenommen, wie sie den Karten 2.2 bis 2.6 zugrunde liegt.

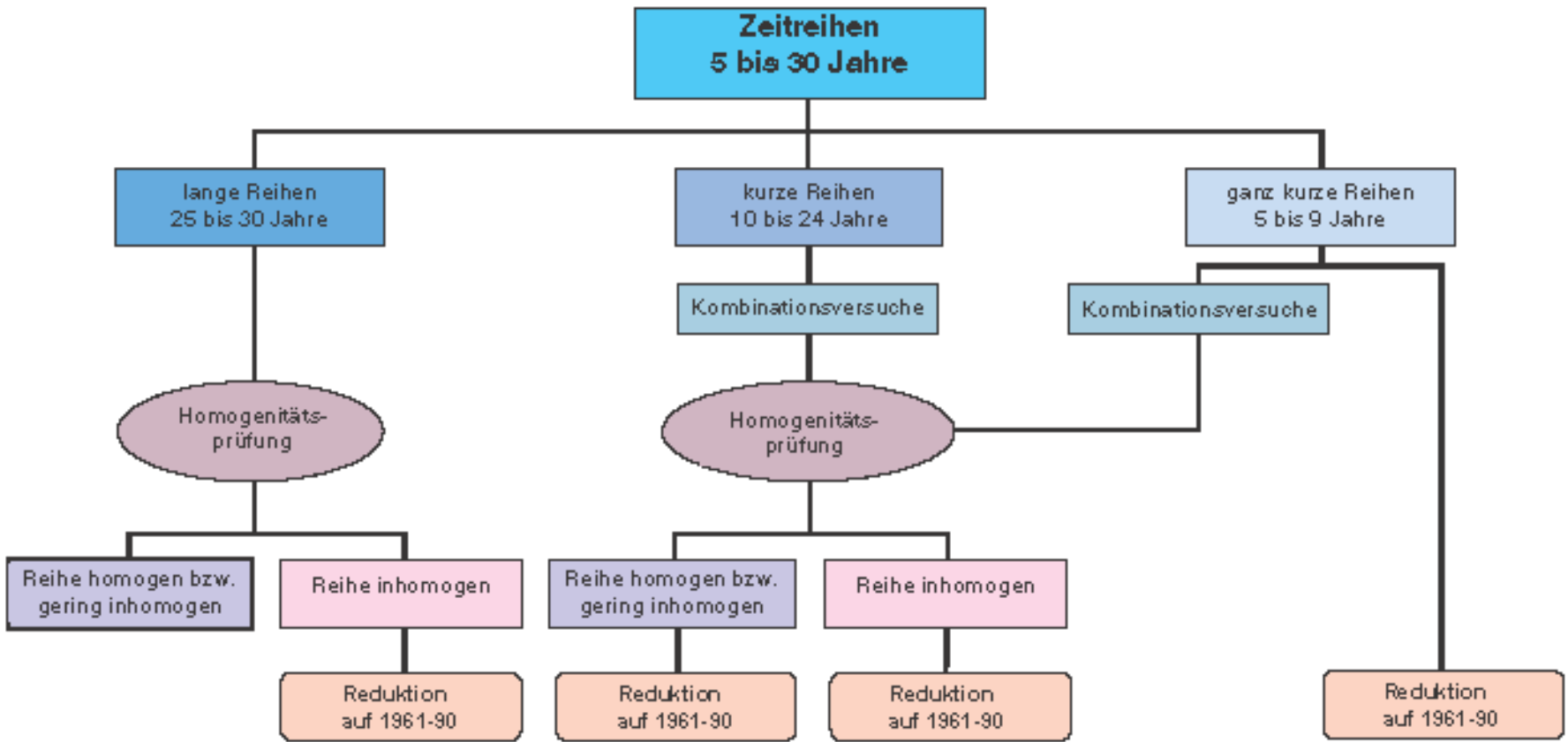


Abb. 1 Statistische Aufbereitung von DWD-Niederschlagszeitreihen des Bezugszeitraumes 1961-1990



2.2 to 2.6 Maps Showing Mean Precipitation Depths - Introduction and Basic Principles

Precipitation is one of the most important elements in the hydrologic cycle. According to DIN 4049, it is the water from the atmosphere that reaches the earth's surface in liquid or solid form (fallen precipitation). In the hydrologic cycle, precipitation, in the form of rain and snow or water stored in a snow pack, forms the input as opposed to evaporation and discharge, which form the output.

Precipitation depth is measured in millimetres [mm]. The measurement indicates the depth the precipitation would reach during a given period of observation if it were to cover the ground in the form of water and nothing were to run off, seep away or evaporate. A precipitation level of 1 mm is equal to a water volume of 1 litre on 1 m². It is difficult to measure precisely the amount of fallen precipitation because, firstly, the surface of the rain gauge is minute in comparison to the area that the measurement is supposed to be representing and, secondly, distortive factors, such as wind, evaporation or wetting, affect the rain gauge and result in systematic losses in the precipitation measured. The Hellmann rain gauge used at all DWD stations and other hydrometeorological measuring devices are described in the text accompanying Map 2.1 "Network of Climate and Precipitation Stations".

Maps 2.2 to 2.6 show mean precipitation patterns for various periods. Whereas Maps 2.2, 2.3 and 2.4 illustrate the mean precipitation totals for the year and the hydrological half-years of the reference period 1961–1990 without any correction, Maps 2.5 and 2.6 show the mean precipitation totals corrected using regional and local factors in order to eliminate the systematic measurement error. However, since all of these maps are based on the same basic data, we shall start with a general description of the principles behind the data-processing and map-generating processes.

Precipitation-forming processes and regional influences

Germany's climate is determined by extensive atmospheric circulation. In particular, precipitation is created by the moist sea air masses from south-westerly to northerly directions, which are brought inland by low pressure areas and whose stream contains air masses of various temperatures. The influx of air to low pressure areas in the lower layers caused by friction, and the physical processes occurring in the air masses with different temperatures of warm and cold fronts results in extensive vertical movements (cf. text accompanying Map 2.2). The lifting processes are the trigger in the formation of clouds and precipitation. On top of this there are modifications caused by the influence of various climatic factors, such as land/sea distribution and orographic altitude. As a result, Germany experiences a variety of mean precipitation patterns.

If the airstream is primarily horizontal, known as *advection*, and the air masses are forced to cross mountain ranges, they tend to accumulate on the windward side of the mountains. This generates lifts, which in turn lead to the formation of clouds and precipitation. On the far side of the mountains the air masses descend. They warm up, dry out and the clouds disperse. This is why the areas on the leeward side of mountains experience a relatively low level of precipitation. In coastal areas, advection coupled with onshore wind results in increased precipitation because the air mass passage from the sea to the land causes the ground friction to increase. A convergence develops and is compensated for by vertical movements combined with increased cloud formation.

The term for vertical transportation of air parcels is *convection*. Vertical air movements result in the formation of cumuli which, in the form of local showers, can cause brief precipitation of a high, variable intensity. Convective processes are assisted by high levels of heat irradiation and unstable stratification.

Statistical presentation of the precipitation time series

Both prompt data verification in the form of consistency checks and statistical analysis of the precipitation factor in the form of homogeneity checks are extremely complicated. This is partly due to the particularly high spatial and temporal variability of the precipitation and partly due to the temporal limitation of precipitation. Precipitation is triggered by a specific event and, in contrast to other meteorological factors (e.g. air temperature), it does not follow a daily pattern. Furthermore, changes in ambient conditions, measuring devices, observation procedures or station relocation can result in inhomogeneities in the series of measurements (Map 2.1). This is why statistical procedures are needed in order to identify and accommodate changes in the databases and to "reduce" periods shorter than 30 years to the period 1961–1990. These statistical procedures entail the local characteristics of the brief time series under observation being linked to the temporal properties of an appropriate reference period, that being 1961–1990. In order to depict the spatial parameters of the precipitation depth, it must be possible to compare the values measured at the various stations. Thus, any spatial depiction of the precipitation depths must be preceded by a consistency check and then a check to verify the homogeneity of the measurement series.

Consistency and homogenisation

In the field of meteorology the term "consistency check" refers to a data verification method that should be carried out as close to real-time as possible. There are different methods depending on whether the internal, the spatial or the temporal consistency is being checked. The *inner consistency* of a measurement is determined by comparing all parameters measured and observed at the same time and proving that they do not contradict one another. For example, it is not usually possible for there to be very heavy precipitation if low air humidity values have been registered and the ground has been reported to be dry. The *spatial consistency* is ascertained by drawing a comparison with neighbouring stations, the *temporal consistency* by comparing values against before and after figures. On this basis, a longterm time series of meteorological data is described as *homogeneous* if its fluctuations are only caused by meteorological influences at the station concerned (KOPPEN & GEIGER 1936). The homogeneity check and reduction to the 30-year period for each of the time series processed by the around 4,450 stations are based on a standard procedure (Fig. 1). The homogeneity check uses a rela-

tive method invented by BUISHAND (1982), which, in contrast to absolute testing methods, does not check the actual time series for homogeneity, but compares the test series with a reference series based on homogeneous precipitation time series in the reference period. This reference series usually takes into account stations that are located within a 20 km radius (40 km in less dense networks) of the test series, are no more than 600 m higher or lower and have been used to measure precipitation for at least 20 years. The ten stations which most closely resemble the station under examination, in terms of location, are selected.

Representativeness, reduction and combination

In addition to the homogeneity, the *representativeness* of the precipitation time series compared to the reference series described above is checked in order to determine the extent to which the precipitation patterns of the test series and the reference series match. A margin of error of 1 % is permitted in this procedure. If inhomogeneities occur, the precipitation time series is split into homogeneous sub-series. The most representative homogeneous period (at least 5 years) is, as with short homogeneous series, reduced to the reference period 1961–1990. The reduction process uses corrective factors calculated on the basis of a comparison with the reference series to reduce 30-year mean monthly and annual precipitation depths. 32 % of the stations have been proven to have short or inhomogeneous series and have processed their mean longterm precipitation totals for the period 1961–1990 in the manner described (Fig. 2).

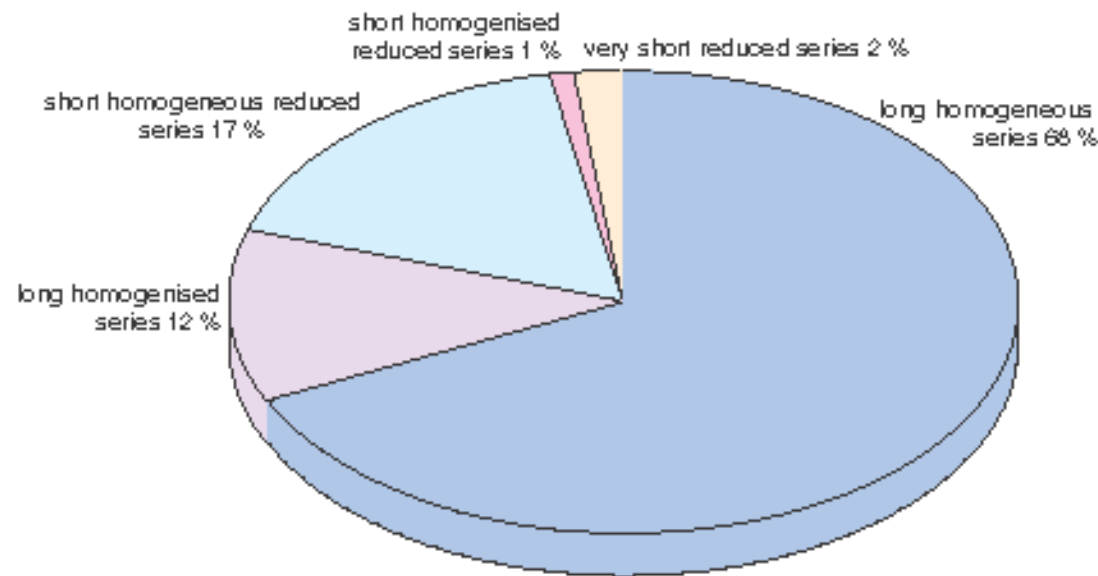


Fig. 2 Percentage distribution of homogenous, homogenised and reduced precipitation time series in the reference period 1961–1990

The measurement series of stations that are located close to one another and whose measurements are only available in the form of sub-series can be combined and viewed as a long series (Fig. 1). The density of information can thus be increased by around 7 % for all of the isohyetal maps shown as well as for the number of climatological stations and for the number of precipitation observation stations. The synoptic stations, which have only recently been set up in increased numbers, are not taken into account (table on Map 2.1).

Regionalisation procedure

In order to depict the statistically processed, longterm mean precipitation totals in spatial terms, the DWD has developed an interpolation method which takes into account the fact that the precipitation depth depends on the orographic situation and that this dependence is variable in spatial terms (MÜLLER-WESTERMEIER 1995). The base data for this regionalisation process are the longterm mean values per station, for example the arithmetic mean of the annual precipitation totals of the 30-year reference time series on Map 2.2.

On the basis of a Gauß-Krüger grid with a reference meridian longitude of 9° east and grid point intervals of 1 km, the overall area of Germany is covered by a total of 654 x 866 grid points. An altitude model with grid points at 1 km intervals is used as the orographic basis. This model was created by the DWD on the basis of official topographical maps with a scale of 1 : 25,000. The altitude values are digitised to the grid points of the Gauß-Krüger grid with 5 m variation.

In the case of areas with a longitude and latitude of 1°, regression links are determined between the precipitation depth and the altitude of the station. Since the correlations in relatively flat areas (especially in North Germany) are not very distinct, individual unrealistic regression coefficients are replaced by interpolation based on close values. The regression coefficients calculated are allocated to the centre of the 1° areas so that they can be interpolated and distributed over a 1 x 1 km² grid too.

The longterm mean values for the precipitation totals at the individual stations are assigned to the nearest grid point and converted to sea level taking into account the regression coefficient at the grid point in question. This precipitation total is, weighted using the inverse square of the distance, interpolated across the whole Gauß-Krüger grid (interpolation up to a maximum of 20 km). This produces a theoretical precipitation pattern assuming completely flat land, which can be used for many purposes, including identifying and eliminating erroneous data.

Using the altitude model and the regression coefficient grid, the precipitation total converted to sea level is converted back in line with the actual orographic situation at each grid point. If one transfers the precipitation value of the individual grid points to the adjacent grid box, one obtains exact and comprehensive precipitation information for each km². In order to ensure that this data can be compared with the other maps in the hydrological atlas, the Gauß-Krüger coordinates were then converted and interpolated in a Lambert conic projection, as used on Maps 2.2 to 2.6.

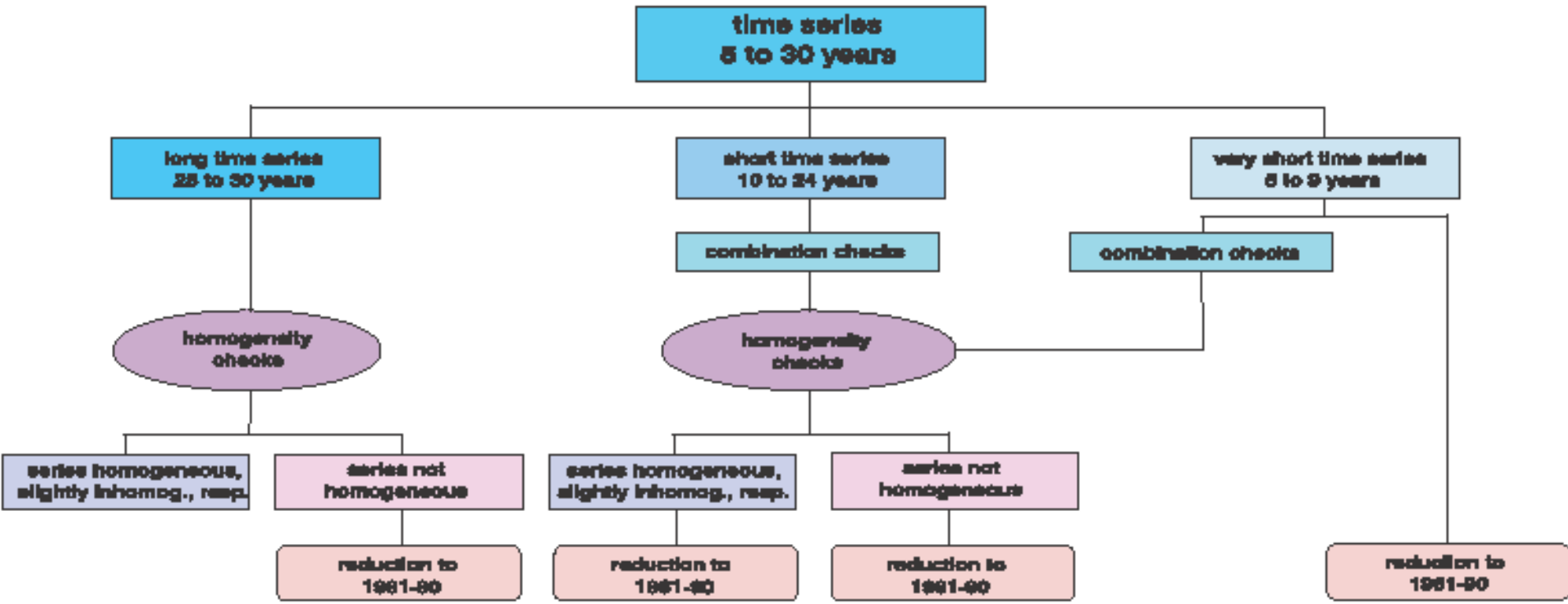
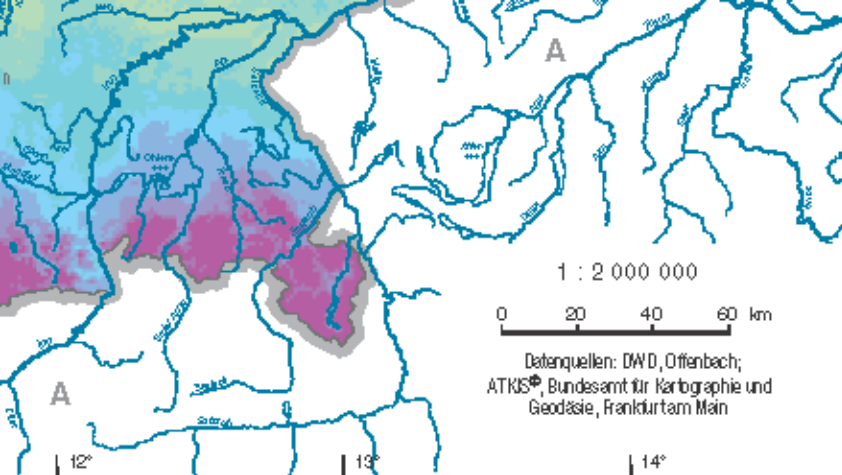


Fig. 1 Statistical presentation of DWD precipitation time series for the reference period 1961–1990





## HYDROLOGISCHER ATLAS VON DEUTSCHLAND

Herausgegeben vom Bundesministerium für Umwelt,  
Naturschutz und Reaktorsicherheit

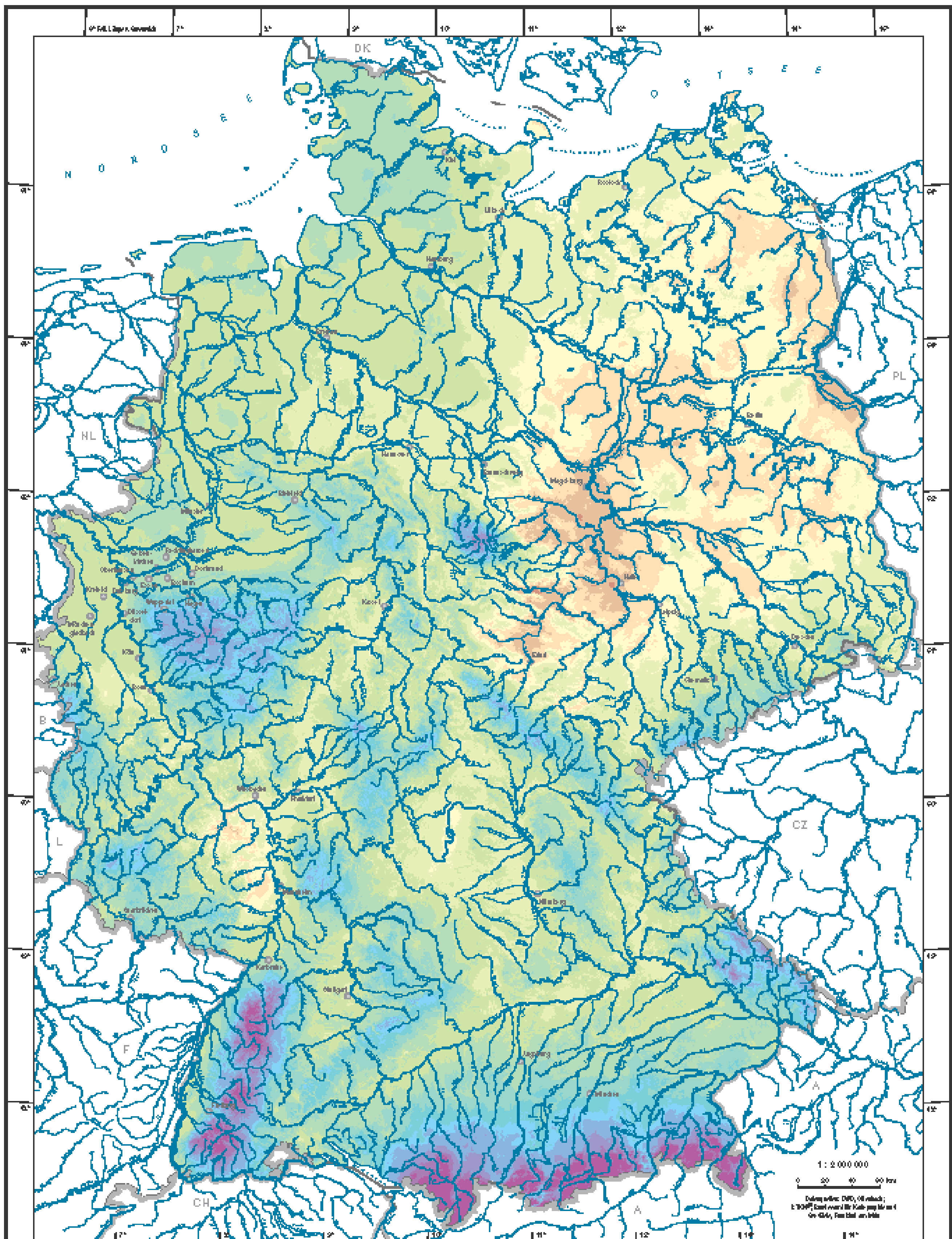
### 2.2 Mittlere jährliche Niederschlagshöhe (ohne Korrektur)

Autoren: P. Fuchs, G. Müller-Westermeier, A. Schmidt  
Deutscher Wetterdienst, Offenbach  
Abteilung Klima und Umwelt

Wissenschaftliche Beratung: H. Bartels (DWD), Ch. Leibundgut (IHF),  
H.-J. Liebscher (BfG), W. Struckmeier (BGR), F.-J. Kern (IHF)

Kartographie: Institut für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br. (J. Strub, H.-J. Paul)





Niederschlagshöhe in mm:



## HYDROLOGISCHER ATLAS VON DEUTSCHLAND

Herausgegeben vom Bundesministerium für Umwelt,  
Naturschutz und Reaktorsicherheit

### 2.2 Mittlere jährliche Niederschlagshöhe (ohne Korrektur)

**Autoren:** P. Pecher, G. Mülten-Weiermeyer, A. Schmidt  
Dienste: BMU, DLR, DWD, BfG, BfN, BfL, BfR, BfV, BfW, BfZ, BfG, BfN, BfL, BfR, BfV, BfW, BfZ

**Mitwirkende:** H. Böhm (DWD), Ch. Leibundgut (DWD),  
H.-J. Lohs (DWD), M. Wiedemann (DWD), F.-J. Kern (DWD)

**Kartographie:** Institut für Kartographie, Universität Frankfurt a. M., Dr. G. Roth, H.-J. Kern



2.2 Mittlere jährliche Niederschlagshöhe (ohne Korrektur)

Die räumliche Verteilung der mittleren jährlichen Niederschlagshöhen in Millimeter vermittelt einen ersten Überblick über die regional differenzierten Niederschläge in Deutschland. Somit ist die Karte 2.2 eine Basiskarte für hydrologische Betrachtungen des Wasserkreislaufs, wie sie z. B. für die Sicherung der Wasserressourcen, die Wasserspeicherung und Regenwassernutzung, für Niederschlag-Abflussbeziehungen, die Grundwasserneubildung oder Wasserwirtschaftliche Rahmenpläne benötigt werden.

Die Genauigkeit und Güte der Niederschlagsmessungen, die Messnetzdichte, die statistische Aufbereitung der Niederschlagszeitreihen und das eingesetzte Regionalisierungsverfahren bestimmen die Qualität der Aussagen, die aus der räumlichen Verteilung der mittleren jährlichen Niederschlagshöhen abzuleiten sind (vgl. Einführungstext 2.2 bis 2.6 „Karten der mittleren Niederschlagshöhen“).

Alle bislang erschienenen Kartendarstellungen und statistischen Auswertungen für regionale oder bundesweite Niederschlagsverteilungen aus verschiedenen Meß- und Bezugszeiträumen (KEILER 1979, SCHIRMER 1979, MÜLLER-WESTERMEIER 1990, 1996 u.a.) basieren auf gemessenen, unkorrigierten Niederschlagshöhen. Um die Vergleichbarkeit einerseits der verschiedenen Zeiträume untereinander und andererseits der gemessenen mit den korrigierten Niederschlagshöhen zu gewährleisten, werden die mittleren jährlichen und halbjährlichen Niederschlagshöhen ohne und mit Korrektur des systematischen Meßfehlers einander gegenübergestellt. Mit der Korrektur wird ein lageabhängiger Zuschlag zu den gemessenen Niederschlagshöhen errechnet, der am Meßgerät verursachte Mindereinnahmen, die vor allem durch den Wind und den Schneeeintrag am Niederschlag resultieren, ausgleicht.

Je nach Anwendungsgebiet, Zeitebenen und Detaillierungs- bzw. Generalisierungsgrad werden auch zukünftig die sich jeweils ergebenden Niederschlagsdatenkollektive mit bzw. ohne Korrektur nebeneinander Verwendung finden.

Zur Kartendarstellung

Die Karte 2.2 zeigt die mittlere jährliche Niederschlagshöhe (ohne Korrektur) als Rasterfeldarstellung in der Auflösung 1 km² mit Klassenbreiten von 50 mm bzw. 100 und 200 mm. Die mittleren jährlichen Niederschlagshöhen für Deutschland für den Zeitraum 1961-1990 variieren von rund 400 mm im Lee des Harzes bis 3200 mm in den Alpen, wobei Werte zwischen 500 mm (im Osten) und um 800 mm (im Nordwesten) typisch für den größten Teil Deutschlands sind. Die Niederschlagsverteilung ist deutlich von den Einflüssen westlicher Wetterlagen und von der Orographie geprägt.

Die Niederschlagsfelder, die mit den aus westlichen Richtungen heranziehenden Tiefdruckgebieten einhergehen, können auf Grund großräumiger Hebungsvorgänge eine Längsausdehnung von einigen tausend und eine Breitenausdehnung von mehreren hundert Kilometern haben. Sie verlagern sich mit den Fronten bzw. der Höhenströmung, wobei sich ihre Struktur je nach Entwicklungsstadium des zugehörigen Tiefdruckgebietes verändert. Dabei nehmen *Warmfronten* in der Regel die Gestalt von Aufgleitfronten an. An ihnen gleitet die vordringende Warmluft keilförmig auf die langsam zurückweichende Kaltluft längs einer schrägen Aufgleitfläche auf. Durch die Hebung entsteht eine stabile Aufzugsbewölkung. Sie beginnt weit vor der Warmfront mit stratiformer Bewölkung in der Höhe, die sich zunehmend in mittelhohe Altostratusbewölkung verdichtet und schließlich zu einer vertikalen mächtigen Nimbostratus-Bewölkung zusammenwächst, aus der der Niederschlag im Winter als Schnee, in den Übergangsjahreszeiten und im Sommer als anhaltender Regen fällt (Wolkenbilder auf Kartenblatt 2.4). *Kaltfronten* sind mit einer Abkühlung verbunden, wobei sich die Abkühlung in der Regel über die ganze Troposphäre erstreckt. Bei aktiven Kaltfronten eilt die Kaltluft in der Höhe voraus und es kommt zur Labilisierung mit hochreichender Quellbewölkung, die insbesondere im Sommer Schauer und Gewitter zur Folge haben (Wolkenbilder auf Kartenblatt 2.3). Bei passiven Kaltfronten nimmt der Wind mit der Höhe ab, und die Kaltluft schiebt sich keilförmig unter die Warmluft. Sie wird zum Aufsteigen gezwungen, und es bildet sich stabile Schichtbewölkung aus, aus der insbesondere im Winter verbreiteter Niederschlag fällt. Der Ablauf dieser dreidimensionalen Prozesse der Wolken- und Niederschlagsbildung läßt sich beispielsweise auf Wetterkarten und Satellitenbildern verfolgen.

Im Norden Deutschlands bis zum Nordrand der Mittelgebirge, wo keine ausgeprägte Höhenabhängigkeit der Niederschlagshöhe festzustellen ist, macht sich der Einfluß zunehmender *Kontinentalität* von West nach Ost durch abnehmende mittlere jährliche Niederschlagshöhen bemerkbar. Aber auch in den östlich gelegenen Mittelgebirgen wie Thüringer Wald, Bayerischer Wald und Erzgebirge ist wegen des zunehmenden kontinentalen Einflusses weniger Niederschlag relativ zur Höhe zu verzeichnen als in den westlichen Mittelgebirgen wie Schwarzwald und Sauerland. Von Norden nach Süden werden die Niederschläge durch abnehmende Zyklonalität der Wetterlagen geringer. Tiefdruckgebiete treten weniger häufig auf. Dieser Effekt wird in Deutschland durch höhere Niederschläge infolge zunehmender orographischer Höhe nach Süden überlagert.

Im Küstenbereich sind die Auswirkungen der niederschlagsbildenden Prozesse deutlich erkennbar, wie sie im Einführungstext 2.2 bis 2.6 „Karten der mittleren Niederschlagshöhen“ beschrieben sind. An der Nordseeküste werden mit 700 bis 800 mm pro Jahr größere jährliche Niederschlagshöhen im vieljährigen Durchschnitt infolge der westlichen, landeinwärts einströmenden niederschlagswirksamen Meeresluftmassen verzeichnet als an der Ostseeküste bei entsprechenden ablandigen Winden, wo im Mittel 500 bis 600 mm/a Niederschlag gemessen werden (z. B. St. Peter-Ording an der Nordseeküste mit 810 mm/a und Marienleuchte an der Ostseeküste mit 560 mm/a für den Zeitraum 1961-1990).

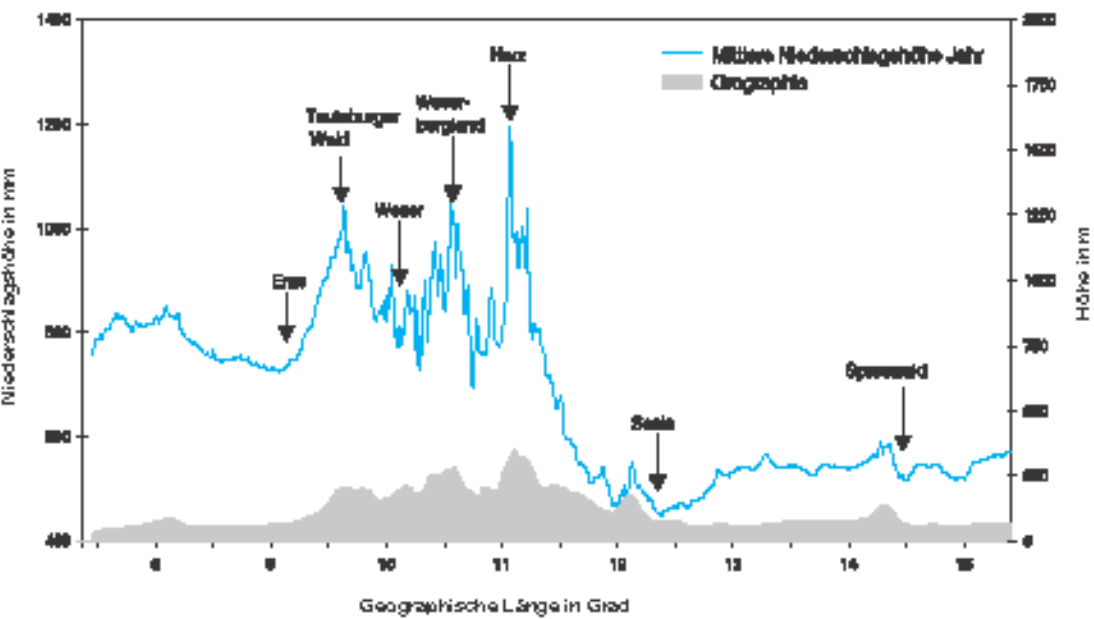


Abb. 1 West-Ost-Schnitt der Rasterfelder mittlerer jährlicher Niederschlagshöhen des Bezugszeitraumes 1961-1990 in 51° 50' nördlicher Breite

Die Ausrichtung der Gebirgszüge zur wetterwirksamen und Niederschlag bringenden westlichen bis südwestlichen Höhenströmung bewirkt ebenfalls regionale Unterschiede der mittleren Niederschlagshöhe einzelner Gebirge relativ zur Orographie: Die Nord-Süd-Ausrichtung des Schwarzwaldes führt durch Hebungsvorgänge und Staueffekte zu überdurchschnittlichen Niederschlagshöhen im Jahresmittel (Tab. 1, Feldberg/Schwarzwald). Die meridionale Ausrichtung von Spessart und Odenwald hat im Vergleich zum nahe gelegenen Taunus, der eher strömungsparallel ausgerichtet ist, ebenfalls im Durchschnitt größere Niederschlagshöhen relativ zur Höhe zur Folge.

Niederschlagsarme Gebiete mit weniger als 600 mm/a sind wegen des kontinentalen Einflusses im Osten Deutschlands und im Lee von Höhenzügen wie Eifel, Spessart und Harz zu finden. Mittlere jährliche Niederschlagshöhen unter 500 mm/a treten im Lee des Hunsrück

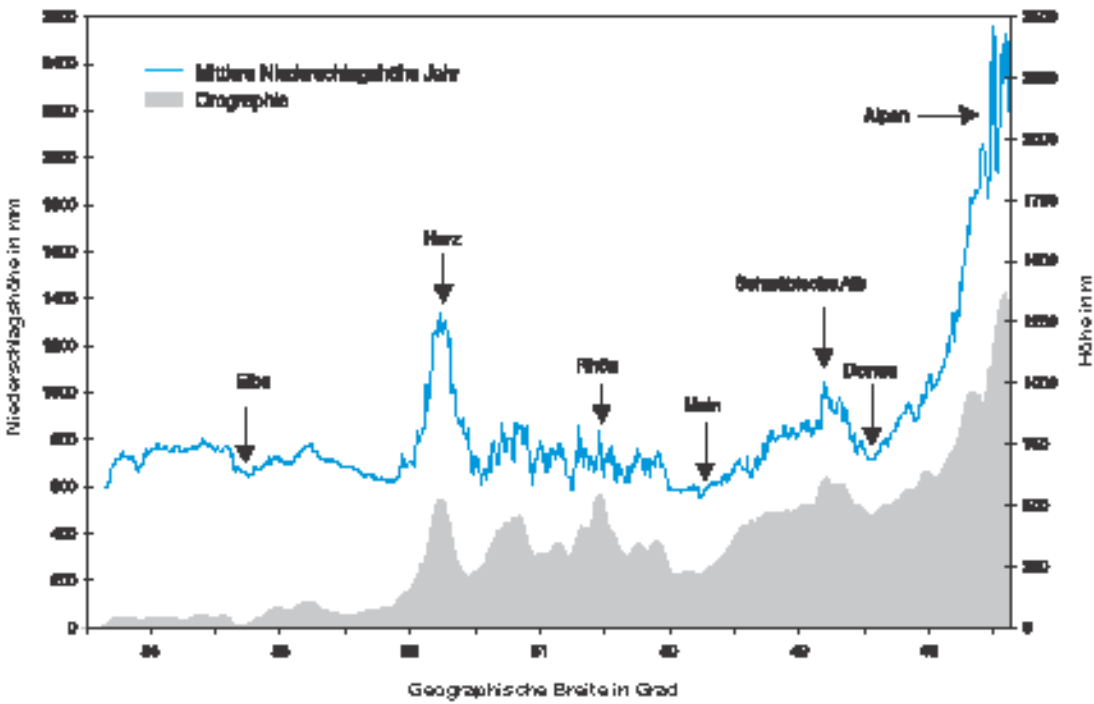


Abb. 2 Nord-Süd-Schnitt der Rasterfelder mittlerer jährlicher Niederschlagshöhen des Bezugszeitraumes 1961-1990 in 10° 10' östlicher Länge

und im Odenbruch auf, wo selbst die geringen Höhenzüge des Bannm Leewirkungen ausüben. Auch in der Altmark, im Lee der Lüneburger Heide und in der Uckermark verursachen geringe Erhebungen mittlere jährliche Niederschlagshöhen unter 500 mm/a. Die geringsten Werte sind im südöstlichen Harzvorland zu verzeichnen (Atzendorf 399 mm/a).

Die größten mittleren jährlichen Niederschlagshöhen treten erwartungsgemäß in den Höhenlagen der Alpen auf (z. B. Balderschwang 2450 mm/a). Die meridionale Ausrichtung des Schwarzwaldes führt in seinen Höhenlagen ebenfalls zu mittleren jährlichen Niederschlagshöhen von mehr als 2000 mm/a. Dabei erhält der Nordschwarzwald mit relativ niedrigen Vorlanderhebungen im Westen trotz geringerer Höhen mehr Niederschlag als der Südschwarzwald. Im Südschwarzwald führt die Leewirkung der Vogesen bei westlichen Strömungen zu weniger Niederschlag. Aufgrund der großen Stauwirkung von Schwarzwald und Alpen sind nicht unbedingt die Stationshöhen ausschlaggebend für überdurchschnittliche Niederschläge, denn selbst Stationen wie Aschau-Stein (680 m über NN) und Ruhpolding-Seehaus (753 m über NN) weisen mittlere jährliche Niederschlagshöhen von mehr als 2000 mm/a auf.

Im West-Ost-Schnitt der mittleren jährlichen Niederschlagshöhe auf 51° 50' nördlicher Breite (Abb. 1) ist der *Lee-Effect* als Ergebnis gemittelter Witterungsabläufe im Bereich des Harzes deutlich erkennbar: Feuchte Luftmassen aus westlichen Richtungen führen auf der Westseite des Höhenzuges zur Zunahme der Niederschlagshöhe, während auf der Ostseite, im Lee des Harzes und im Thüringer Becken, eine starke Abnahme der mittleren jährlichen Niederschlagshöhen zu verzeichnen ist.

Der Nord-Süd-Schnitt der mittleren jährlichen Niederschlagshöhe auf 10° 10' östlicher Länge (Abb. 2) macht den Stau effekt im Alpenvorland besonders deutlich. Der Einfluß der Stauwirkung auf die Niederschlagsverteilung reicht bis in die Donauniederungen hinunter. Aber auch der Harz und Ausläufer von Thüringer Wald, Rhön und Schwäbischer Alb treten durch sekundäre Niederschlagsmaxima hervor. Mehr als 1400 mm/a Niederschlag im Jahresdurchschnitt sind außerdem im Hochsauerland und im Bayerischen Wald zu verzeichnen.

Doch gerade in den Gebirgsregionen machen sich die größeren Unsicherheiten bei der Niederschlagsmessung fester Niederschläge bemerkbar: es ergeben sich Niederschlagsdefizite durch starken Wind und einen erhöhten Anteil von Schnee am Gesamtniederschlag. Hier wird die Notwendigkeit der Korrektur der Niederschlagsmessungen besonders deutlich.

Praktische Hinweise

Die mittlere zeitliche Schwankungsbreite der jährlichen Niederschlagshöhen des 30jährigen Bezugszeitraumes liegt regional unterschiedlich bei etwa ±20 %. Einzelne Jahreswerte können allerdings beträchtlich von den Mittelwerten des betrachteten 30jährigen Zeitraums abweichen, was sich deutlich in Tabelle 1 für ausgewählte Stationen widerspiegelt.

Tab. 1 Mittlere und extreme jährliche Niederschlagshöhen 1961-1990 für ausgewählte Stationen

Station	Mittelwert 1961-1990 in mm	höchster Jahreswert in mm	Abweichung vom Mittelwert in %	Jahr	niedrigster Jahreswert in mm	Abweichung vom Mittelwert in %	Jahr
Alpen	521	2558	128	1995	331	36	1971
Bavaria	1614	2558	128	1991	1280	20	1988
Baden	886	894	100	1974	885	99	1976
Bielefeld	500	571	144	1997	495	99	1998
Feldberg/Schwarzwald	1809	2464	137	1995	1345	25	1971
Feldberg im Odenwald	858	1222	128	1995	882	71	1971
Harz	770	868	128	1990	842	70	1971
Harz	770	1088	128	1990	482	37	1971
Harz	896	1088	128	1991	482	46	1971
Harz	828	1078	128	1990	810	28	1978
Harz	897	1201	134	1990	790	12	1978
Harz	8806	2734	128	1991	1476	74	1988

Die Abweichungen der Niederschlagshöhen der Einzeljahre vom Mittelwert machen deutlich, daß ein 30jähriger Mittelungszeitraum nicht unbedingt die mittleren Niederschlagsverhältnisse an einer Station repräsentiert. Ein extremer Jahreswert mehr oder weniger kann durchaus den Mittelwert entscheidend beeinflussen. Die Zeitreihe der Station Gölitz, die mehr als 100 Jahre zurückreicht, zeigt beispielhaft die hohe Schwankungsbreite jährlicher Niederschlagshöhen (Abb. 3). Um trotzdem weltweit mittlere jährliche Niederschlagshöhen miteinander vergleichen zu können, wird auf Empfehlung der WMO international ein einheitlicher 30jähriger Bezugszeitraum derzeit 1961-1990 festgelegt.

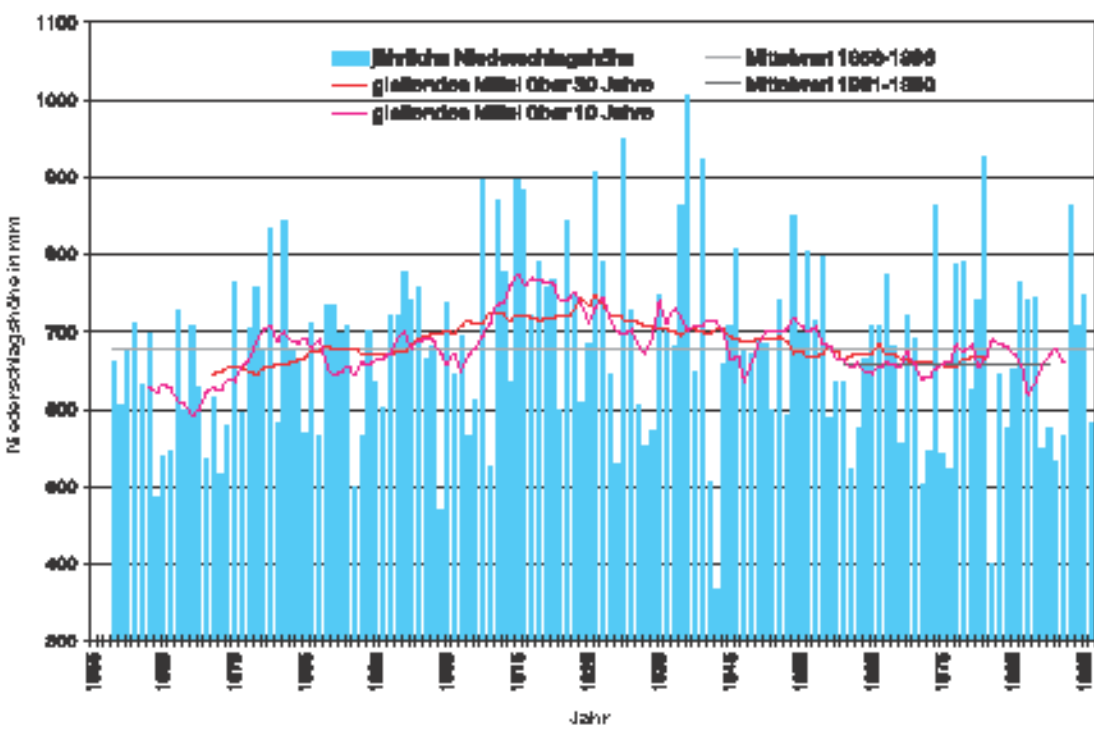


Abb. 3 Jährliche Niederschlagshöhen von Gölitz für den Zeitraum 1858 bis 1996



2.2 Mean Annual Precipitation Depth (non-corrected)

The spatial distribution of the mean annual precipitation totals in millimetres provides a preliminary overview of the regionally differentiated precipitation patterns in Germany. Map 2.2 is therefore a base map for hydrological considerations concerning the hydrologic cycle, as required for, for example, preservation of water resources, water storage and use of rainwater, precipitation/discharge ratios, ground water recharge or water management framework plans.

The accuracy and quality of the precipitation measurements, the network density, the statistical presentation of the precipitation time series and the regionalisation method used determine the quality of the statements that can be derived from the spatial distribution of the mean annual precipitation depths (cf. introduction 2.2 to 2.6 "Maps Showing Mean Precipitation Depths").

All maps and statistics published so far for regional or national precipitation patterns resulting from various measurement and reference periods (KELLER 1979, SCHÖRMER 1979, MÜLLER-WESTERMEIER 1990, 1996, etc.) are based on measured, non-corrected precipitation totals. In order to be able to compare the various periods with one another and the measured with the corrected precipitation depths, the mean annual and half-year precipitation totals are depicted both with and without correction of the systematic measurement error. The correction involves a location-dependent supplement in order to compensate for the reduced values registered by the measuring device and mostly created by the wind and the snow proportion of the precipitation.

Depending on the area of application, the time levels and the degree of detail or generalisation, the resulting precipitation databases with and without corrections will continue to be used side by side in the future.

Map Structures

Map 2.2 shows the mean annual precipitation depth (non-corrected) in the form of a gridded structure with a resolution of 1 km² with class amplitudes of 50 mm or 100 and 200 mm. The mean annual precipitation totals for Germany for the period 1961-1990 vary from around 400 mm on the leeward side of the Harz Mountains to 3,200 mm in the Alps, although values between 500 mm (in the east) and around 800 mm (in the north-west) are typical for most of Germany. The precipitation pattern is significantly dependent on the influences of the westerly drifts and on the orography.

Due to the extensive lifting processes, the precipitation fields, which are accompanied by the low-pressure areas coming in from the west, can extend to a longitude of a few thousand and a latitude of several hundred kilometres. They move with the fronts or the vertical airstream and their structure alters depending on the development stage of the associated low-pressure area. This usually involves *warm fronts* assuming the form of cyclonic fronts, whereby the advancing warm air moves obliquely onto the cold air, which is slowly withdrawing. This lift creates a stable updraft cloud that begins far away from the warm front with stratiform cloud at the highest level. This condenses into mid-height altostratus cloud and finally grows into a vertical nimbostratus cloud of a sizeable vertical dimension, from which the precipitation falls in the form of snow in winter and sustained rain in the transitional seasons and the summer (cloud images on Map 2.4).

*Cold fronts* involve a cooling-down process, which usually covers the entire troposphere. In the case of active cold fronts, the cold air at the top rushes away, producing a destabilising effect with cumulus clouds that can result in showers and thunderstorms, particularly in summer (cloud images on Map 2.3). In the case of passive cold fronts, the wind subsides as the height increases, and the cold air is driven under the warm air obliquely. It is forced to rise and a stable stratified cloud develops, from which extensive precipitation falls, particularly in winter. These three-dimensional processes of cloud and precipitation formation can be observed, for example, on meteorological charts and satellite images.

In the north of Germany up to the northern edge of the low-mountain regions, where the precipitation total is not significantly dependent on altitude, decreasing mean annual precipitation totals are the result of the influence of increasing *continentality* from the west to the east. But there is also less precipitation in relation to altitude in the eastern low-mountain regions, such as the Thüringer Wald (Thuringian Forest), Bayerischer Wald (Bavarian Forest) and the Erzgebirge (Ore Mountains), than there is in the western low-mountain regions, such as the Schwarzwald (Black Forest) and the Sauerland, due to the increasing continental influence. Moving from the north to the south, the decreasing cyclonic nature of the weather conditions causes the precipitation to subside and low-pressure areas occur less frequently. In Germany this effect is added in the south by a higher level of precipitation caused by increasing orographical altitude.

In coastal areas the impacts of the precipitation-forming processes as described in the introduction to Maps 2.2 to 2.6 "Maps Showing Mean Precipitation Depths" can be clearly identified. With 700 to 800 mm per year, the North Sea coast receives more annual precipitation based on the quarterly mean, due to the westerly, inland precipitation-promoting sea air masses, than the Baltic Sea coast with its offshore winds, where mean precipitation of 500 to 600 mm/a is recorded (e.g. St. Peter-Ording on the North Sea coast with 810 and Marienleuchte on the Baltic Sea coast with 560 mm/a for the period 1961-1990).

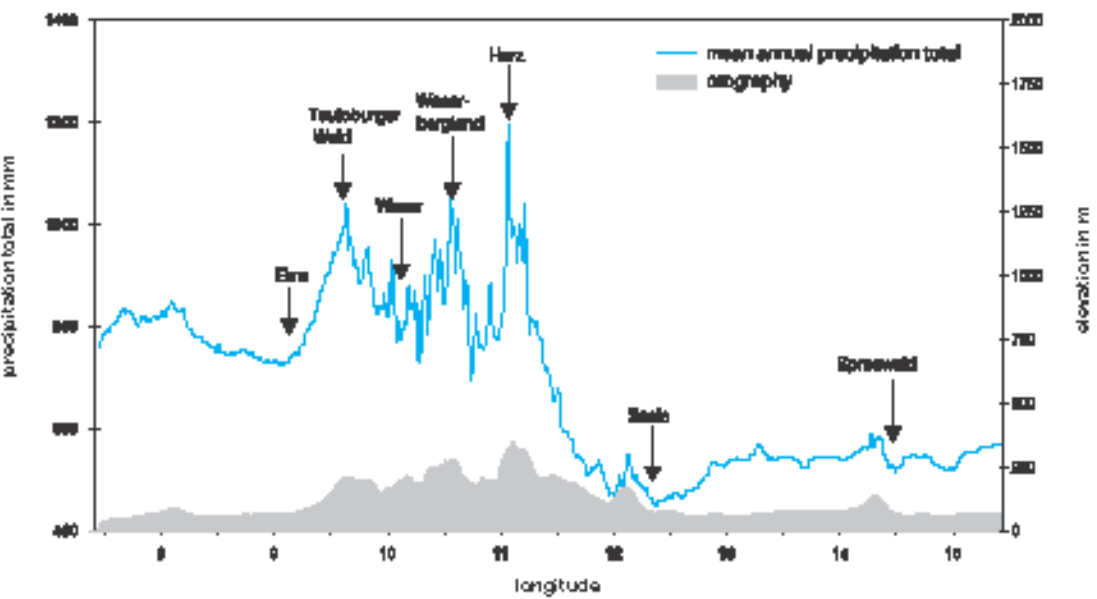


Fig. 1 West/east intersection of the grid boxes for mean annual precipitation totals during the reference period 1961-1990 at latitude 51° 50' north

Regional differences in the mean precipitation total of individual mountains in relation to the orography are also caused by mountain ranges facing the westerly to south-westerly vertical airstream which affects the weather and brings precipitation with it. For example, the north-south orientation of the Schwarzwald causes a above-average annual precipitation depths due to lifting processes and accumulation effects (Table 1, Feldberg/Schwarzwald). The meridional orientation of the Spessart hill range and the Odenwald Mountains also results in greater mean precipitation totals in relation to altitude than in the nearby Taunus Mountains, the orientation of which runs more parallel to the airstream.

Low-precipitation areas with less than 600 mm/a can be found in the east of Germany due to the continental influence there, and on the leeward side of such elevated areas as the Eifel plateau, Spessart hill range and Harz. Mean annual precipitation totals below 500 mm/a are observed on the leeward side of the Hunsrück Mountains and in Oderbruch, where even the minor elevations of the Barnim have rain shadow effects. In the Altmark, on the leeward side of the Lüneburger Heide and in Uckermark too, low elevations cause mean precipitation

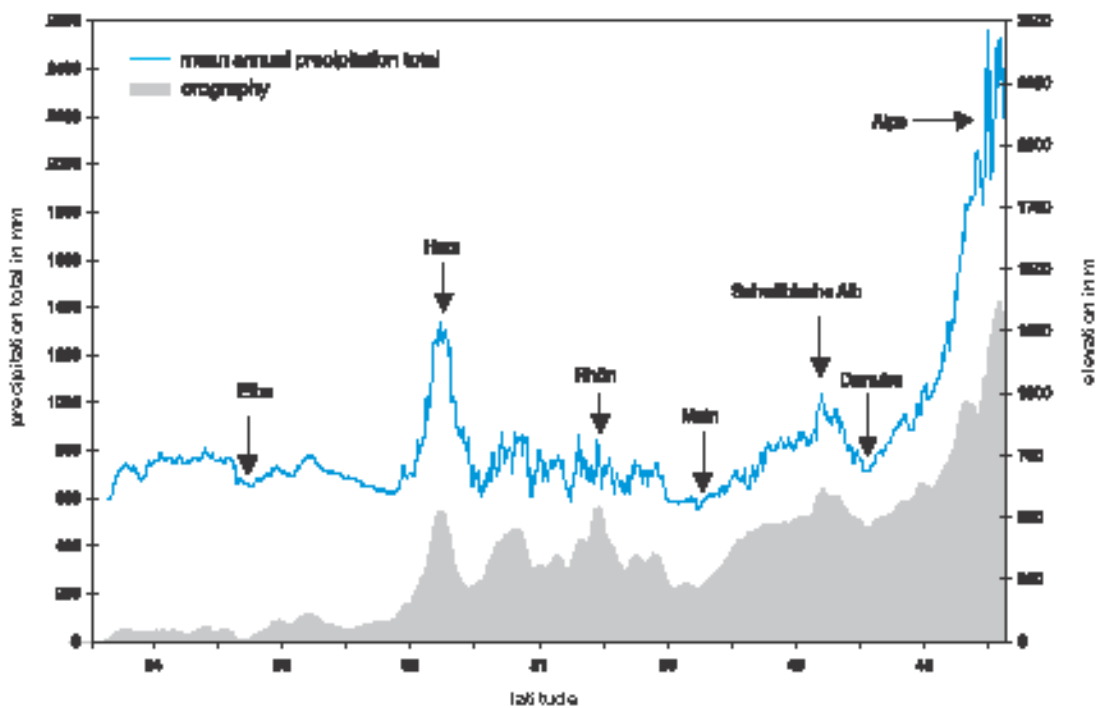


Fig. 2 North/south intersection of the grid boxes for mean annual precipitation totals during the reference period 1961-1990 at longitude 10° 10' east

totals below 500 mm/a. The lowest values can be seen in the south-easterly foothills of the Harz Mountains (Atzendorf 399 mm/a).

As would be expected, the greatest mean annual precipitation totals occur in the high areas of the Alps (e.g. Balderschwang 2,450 mm/a). With its meridional orientation, the Schwarzwald also experiences mean annual precipitation totals of more than 2,000 mm/a in its high areas. However, the north of the Schwarzwald, with relatively low foothills to the west, receives more precipitation than the south of the Schwarzwald despite lower altitudes. In the south, the rain-shadow effect of the Vogesen (Vosges Mountains) results in less precipitation when there are westerly airstreams. In view of the major accumulation effect of the Schwarzwald and the Alps, it is not necessarily the station altitudes that determine whether precipitation is above-average because even stations such as Aschau-Stein (680 m above sea level) and Ruhpolding-Seehaus (753 m above sea level) have mean annual precipitation totals of more than 2,000 mm per year.

At the west/east intersection of the mean annual precipitation total at latitude 51° 50' north (Fig. 1), the *windward/rain shadow effect* can be clearly identified looking at the mean weather data in the Harz region. Moist air masses from the west lead to an increase in the precipitation total on the western side of the elevation, whilst on the eastern side, on the leeward side of the Harz Mountains and in the Thüringer Becken, there is a large drop in the mean annual precipitation totals.

The north/south intersection of the mean annual precipitation total at longitude 10° 10' east (Fig. 2) provides clear evidence of the accumulation effect in the foothills of the Alps. The influence of the accumulation effect on the precipitation pattern extends right down into the Donauebene (Danube flats). But the Harz Mountains and the foothills of the Thuringian Forest, the Rhön Mountains and the Schwäbische Alb (Swabian Mountains) also have outstanding secondary maximum precipitation totals. In addition, the high areas of the Sauerland and the Bavarian Forest experience an average of more than 1,400 mm of precipitation per year.

But it is precisely in the mountainous regions that the high level of unreliability linked to the measurement of solid precipitation is made apparent: there are precipitation deficits caused by strong winds and an increased proportion of snow in the overall precipitation. This makes it particularly clear that it is necessary to correct the precipitation measurements.

Practical Information

The mean temporal fluctuation range of the annual precipitation totals during the 30-year reference period is, with regional differences, around ± 20 %. However, some annual values can differ considerably from the mean values of the 30-year period observed and this is reflected in Table 1, which shows data from selected stations.

Table 1 Mean and extreme annual precipitation totals during the period 1961-1990 for selected stations

Station	Mean value 1961-1990 in mm	Highest annual value in mm	Deviation from the mean value in %	Year	Lowest annual value in mm	Deviation from the mean value in %	Year
Alpen	521	2450	128	1988	391	64	1971
Bavaria	1814	2328	188	1991	1080	68	1993
Cologne	899	994	103	1974	336	60	1970
East	800	971	124	1997	306	60	1992
Feldberg/Schwarzwald	1808	2484	181	1998	1048	78	1971
Feldberg im Harz	908	1888	188	1990	988	71	1971
Hainberg	770	999	129	1990	942	70	1971
Harz	770	1022	133	1998	482	60	1971
Harz	988	1888	188	1991	498	71	1976
Harz	808	1778	134	1998	510	63	1979
Harz	997	1297	124	1995	796	62	1979
Zugspitze	2008	2724	138	1991	1478	74	1993

These differences between the precipitation totals registered for individual years and the mean value clearly demonstrate that a 30-year averaging period is not necessarily representative of the mean precipitation totals at any one station. It is perfectly possible for one extremely high or low annual value to have a decisive influence on the mean value. The time series of the Görlitz station, which spans back more than 100 years, is an example of the large fluctuation range of annual precipitation totals (Fig. 3). In order to be able to compare mean annual precipitation totals internationally despite this fluctuation, a standard 30-year reference period (currently 1961-1990), as recommended by the WMO, is used internationally.

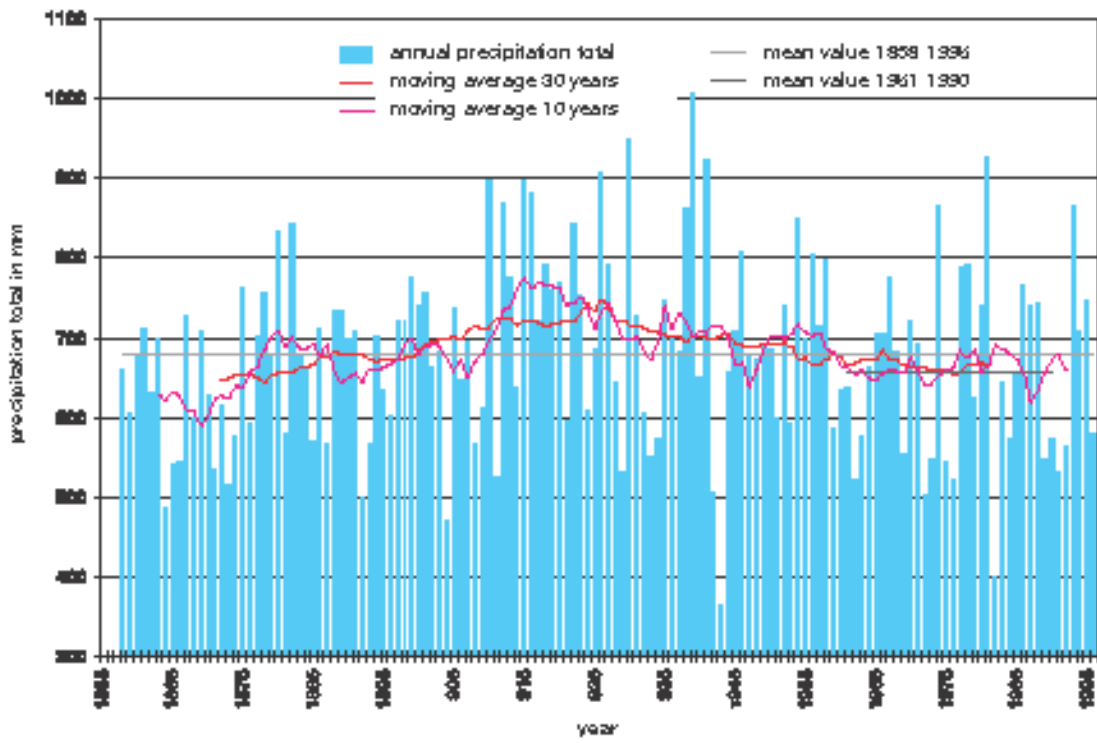
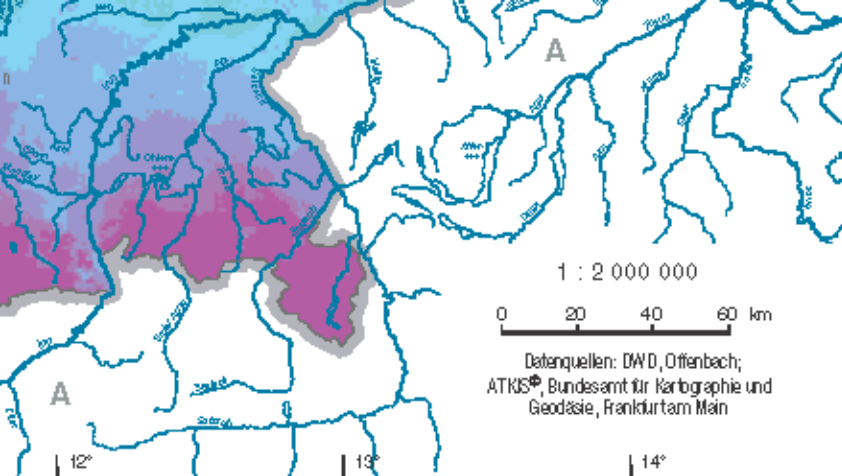


Fig. 3 Annual precipitation totals at Görlitz station for the period 1858 to 1996





900



Gebirge)



## HYDROLOGISCHER ATLAS VON DEUTSCHLAND

Herausgegeben vom Bundesministerium für Umwelt,  
Naturschutz und Reaktorsicherheit

### 2.3 Mittlere Niederschlagshöhe Sommerhalbjahr (ohne Korrektur)

Autoren: P. Fuchs, G. Müller-Westermeier, A. Schmidt  
Deutscher Wetterdienst, Offenbach  
Abteilung Klima und Umwelt

Wissenschaftliche Beratung: H. Bartels (DWD), Ch. Leibundgut (IHF),  
H.-J. Liebscher (BfG), W. Struckmeier (BGR), F.-J. Kern (IHF)

Kartographie: Institut für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br. (J. Strub, H.-J. Paul)







## 2.3 und 2.4 Mittlere Niederschlagshöhe der hydrologischen Halbjahre (ohne Korrektur)

Für Wasserhaushaltsuntersuchungen und wasserwirtschaftliche Planungen ist die Kenntnis der mittleren Niederschlagshöhen für die hydrologischen Halbjahre von besonderer Bedeutung. Während im hydrologischen Winterhalbjahr die Wasservorräte aufgefüllt werden, werden diese in Deutschland im Sommerhalbjahr in der Regel wieder aufgebraucht. Das hydrologische Jahr (auch Abflußjahr) ist in Mitteleuropa auf die Zeitspanne vom 1. November des Vorjahres bis 31. Oktober des laufenden Jahres festgelegt. Die Karten 2.3 und 2.4 stellen die Niederschlagsbedingungen für das hydrologische Sommerhalbjahr (Mai bis Oktober) und für das hydrologische Winterhalbjahr (November bis April) des Bezugszeitraumes 1961–1990 in Rasterfelddarstellung dar.

Im Mai, dem ersten Monat des hydrologischen Sommerhalbjahres, ändert sich in der Regel das großräumige Wettergeschehen maßgeblich aufgrund der wachsenden Temperaturdifferenzen zwischen Festland und Meer. Kühle Meeresluftmassen fließen auf das schon deutlich erwärmte Festland ein und führen zur Entstehung konvektiver Bewölkung mit schauerartigen Niederschlägen (Wolkenbilder auf Kartenblatt 2.3). Diese sind vor allem im Tiefland sehr heftig, da hier die Aufheizung des Bodens am stärksten ist. Dieser Effekt nimmt in den Sommermonaten weiter zu und kehrt sich erst im September wieder um, wenn die Lufttemperaturen wieder zurückgehen. Advektiv verursachte Niederschläge spielen in den Sommermonaten im Tiefland gegenüber den konvektiven Niederschlägen eine untergeordnete Rolle.

An den Gebirgszügen kommt es jedoch auch in der warmen Jahreszeit zu ausgeprägten Stauerscheinungen. Da in den Sommermonaten das Kondensationsniveau allerdings so weit ansteigt, daß die höchsten Lagen der Mittelgebirge dieses nicht mehr erreichen, treffen die feuchten Luftmassen aus westlichen und nördlichen Richtungen vor allem die Alpenregion, ohne vorher ihre Feuchte durch Abregnen an den vorgelagerten Mittelgebirgszügen zu verlieren. Dadurch ist die Stauwirkung der Alpenregion in den Sommermonaten besonders groß und reicht bis weit in das Alpenvorland hinein. Der in Abbildung 1 dargestellte Nord-Süd-Schnitt der Rasterfelder für die Karten 2.3 und 2.4 auf 10° 10' östlicher Länge belegt dieses Phänomen.

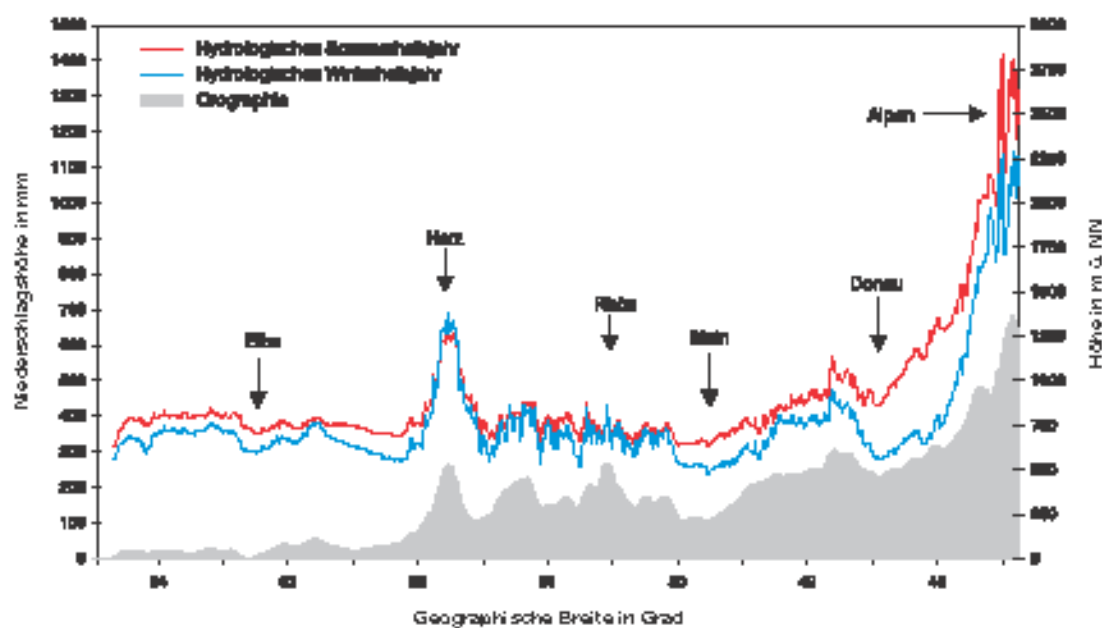


Abb. 1 Nord-Süd-Schnitt der Rasterfelder mittlerer halbjährlicher Niederschlagshöhen des Bezugszeitraumes 1961–1990 in 10° 10' östlicher Länge

Die in den Herbst- und Wintermonaten einströmenden feuchten Meeresluftmassen verursachen insbesondere im Dezember und Januar ausgeprägte Luv- und Lee-Erscheinungen an den Mittelgebirgen. Selbst geringe Erhebungen machen sich wegen des niedrigen Kondensationsniveaus in den kalten Monaten deutlich bemerkbar. Diese Prozesse führen zu einer engen Höhenabhängigkeit und damit zu einer stark von der Orographie geprägten räumlichen Niederschlagsverteilung. Überlagert werden die orographisch bedingten Einflüsse im Winter durch die mit wachsender Entfernung vom Meer zunehmende Kontinentalität. Auch die Alpenregion fällt durch größere Niederschlagshöhen auf; allerdings ist die Niederschlagszunahme mit der Höhe weniger deutlich ausgeprägt als in den Mittelgebirgen. Der West-Ost-Schnitt der Karten 2.3 und 2.4 in 51° 10' nördlicher Breite (Abb. 2), der u. a. die Höhenzüge des Sauerlandes, des Rothaargebietes, des Hainich und die Ausläufer des Harzes streift, verdeutlicht die im Winter durch advektive Vorgänge hervorgerufene Wolken- und Niederschlagsbildung (Wolkenbilder auf Kartenblatt 2.4) an der Westseite und die Wolkauflösung an der Ostseite der Höhenzüge.

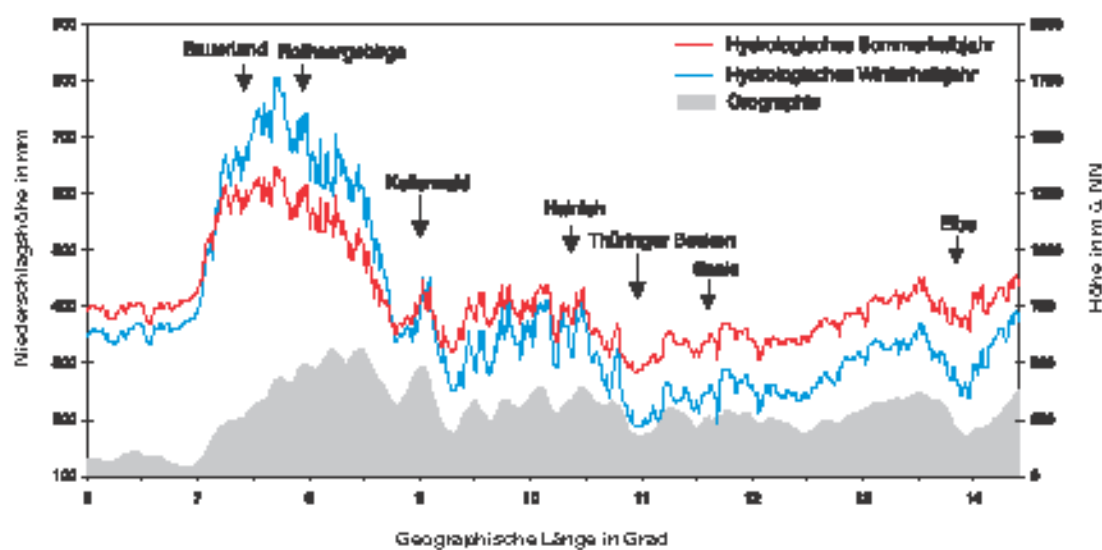


Abb. 2 West-Ost-Schnitt der Rasterfelder mittlerer halbjährlicher Niederschlagshöhen des Bezugszeitraumes 1961–1990 in 51° 10' nördlicher Breite

Die Niederschlagsverteilung in Deutschland wird nicht nur durch die vorherrschende Wetterlage bestimmt, sondern auch durch geographische und orographische Einflüsse modifiziert. Daher können über den Jahresgang der Niederschlagsverteilung die folgenden regionalen Typisierungen vorgenommen werden (Abb. 3, A-E):

**Meeresstyp (A):** Die verzögerte Abkühlung und Erwärmung des Meerwassers gegenüber der Temperatur des Festlandes bewirkt eine Verschiebung im Jahresgang der Niederschlagsverteilung, so daß ein Niederschlagsminimum im Frühjahr und ein Maximum im Herbst festzustellen ist.

**Sommerniederschlagstyp (B+C):** Dieser Niederschlagstyp ist durch ein Niederschlagsmaximum in den Sommermonaten gekennzeichnet, da durch die strahlungsbedingte Aufheizung des Bodens vor allem konvektive Niederschläge auftreten. Er ist in flachen Gebieten sowie in Tälern, Becken und Ebenen der Mittelgebirge und des Alpenvorlandes zu beobachten. Im Norden Deutschlands herrscht aufgrund der Meeresnähe der Sommerniederschlagstyp I und im Süden aufgrund der zunehmenden Kontinentalität der Sommerniederschlagstyp II vor.

**Mittelgebirgstyp (D):** Im Jahresverlauf ergeben sich zwei annähernd gleich große, nicht besonders ausgeprägte Maxima im Sommer und im Winter. Sowohl konvektive als auch advektive Prozesse sind zusammen mit Stauerscheinungen dabei niederschlagswirksam.

**Winterniederschlagstyp (E):** In den hohen Lagen der Mittelgebirge wird das Maximum der Niederschlagshöhe im Winter erreicht, verstärkt durch intensive Stauerscheinungen an den Höhenzügen.

### Zur Kartendarstellung

#### Sommerhalbjahr (Karte 2.3)

Um die Niederschlagsverhältnisse der hydrologischen Halbjahre direkt mit den mittleren jährlichen Niederschlagshöhen der Karte 2.2 vergleichen zu können, ist die Klassenbreite der Niederschlagshöhen ebenfalls in 50 mm- bzw. 100 mm-Stufen eingeteilt. Karte 2.3 zeigt im Vergleich zur Darstellung der mittleren jährlichen Niederschlagshöhe ein ausgeglicheneres Bild. Die Unterschiede der Niederschlagshöhen zwischen Gebirgen und Tiefland sind geringer. Weniger als 250 mm Niederschlagshöhe werden nur im östlichen Harzvorland erreicht. Die Rasterfeldauswertung ergibt eine Spanne von 235 mm im Harzvorland bis 1843 mm in den Hochlagen der deutschen Alpen. Aber auch das Alpenvorland fällt durch überdurchschnittlich hohe sommerliche Niederschlagswerte relativ zur orographischen Höhe auf. Zurückzuführen ist dies auf den bereits erwähnten ausgeprägten Stau effekt der Alpen im Sommerhalbjahr. Der Reibungseffekt der Küste tritt mit größeren Niederschlagshöhen an der Nordseeküste im Vergleich zur Ostseeküste hervor. Auch Gebirgszüge wie Harz, Sauerland, Thüringer Wald oder Erzgebirge ragen durch höhere Niederschläge aus der tiefer gelegenen Umgebung heraus. Die Auswirkungen zunehmender Kontinentalität in Verbindung mit abnehmenden Niederschlägen von Westen nach Osten relativ zur orographischen Höhe sind in den Sommermonaten weniger ausgeprägt als im Winterhalbjahr, was wiederum auf das häufigere Auftreten konvektiver Niederschläge zurückzuführen ist. Über alle Rasterfelder gemittelt ergibt sich eine sommerliche Niederschlagshöhe von rund 425 mm für Deutschland.

#### Winterhalbjahr (Karte 2.4)

Die Niederschlagshöhen der Karte 2.4 reichen in der Rasterfeldauswertung des hydrologischen Winterhalbjahres von 135 mm bis 1414 mm und liegen damit im Tiefland deutlich unter den Niederschlagshöhen des Sommerhalbjahres. Im Mittel über Deutschland beträgt die Niederschlagshöhe im hydrologischen Winterhalbjahr 360 mm und liegt somit um etwa 65 mm niedriger als die des Sommerhalbjahres. Der Küsteneffekt ist mit Differenzen der Niederschlagshöhen von rund 200 mm zwischen Nordsee- und Ostseeküste besonders gut ausgeprägt. Stauerscheinungen sind bereits im Norddeutschen Tiefland zu erkennen: Geringe Erhebungen wie Ankumer Höhe, Lüneburger Heide oder Schorfheide lassen Luv- und Lee-Effekte erkennen, die mit höheren Niederschlägen an der Westseite und niedrigeren Niederschlägen an der Ostseite der Erhebungen verbunden sind. Markanter bilden sich die genannten Erscheinungen allerdings an den Mittelgebirgen aus: Hunsrück, Odenwald, Thüringer Wald und andere Mittelgebirge verursachen auf ihrer Ostseite besonders trockene Gebiete mit mittleren Niederschlagshöhen unter 200 mm im vieljährigen Durchschnitt des hydrologischen Winterhalbjahres. Die Alpenregion fällt zwar durch große Niederschlagshöhen auf; allerdings ist die Niederschlagszunahme mit der Höhe hier relativ geringer ausgeprägt als in den Mittelgebirgen wie Schwarzwald, Thüringer Wald oder Sauerland. Somit fallen die winterlichen Niederschläge geringer aus als die sommerlichen (Abb. 1). Dabei ist allerdings zu berücksichtigen, daß der hohe Schneeanteil des Winterniederschlags in den Hochlagen der deutschen Alpen einen großen systematischen Meßfehler verursacht (Karten 2.5 und 2.6).

### Praktische Hinweise

Die vorgelegten und diskutierten Niederschlagskarten stellen eine Auswahl der im DWD verfügbaren digitalen Karten dar, die für verschiedene Anwendungszwecke weiterbearbeitet werden können. Wie im Einführungsteil zu den Karten der Niederschlagshöhe und im Begleittext der Atlasstafel 2.2 „Mittlere jährliche Niederschlagshöhe“ beschrieben, sind die niederschlagsauslösenden Prozesse wetterlagenabhängig und werden zudem durch regionale Einflüsse in charakteristischer Weise überlagert. Der Anteil der mittleren monatlichen Niederschlagshöhen am Gesamtniederschlag im Jahresverlauf kann als Merkmal für eine regionale Typisierung des Niederschlagsgeschehens in Deutschland herangezogen werden (Abb. 3). Aber auch die Verteilung der quantifizierten monatlichen Niederschlagshöhen ist jahreszeitenabhängig. Abbildung 4 verdeutlicht dies durch die Auszählung aller Rasterfelder mit monatlichen Niederschlagshöhen für die Monate Februar und Juni im Bezugszeitraum 1961–1990. Es zeigt sich, daß im Sommer häufig monatliche Niederschlagshöhen erreicht werden, die mehr als 40 mm die Winterniederschläge übersteigen. Die Ursache dafür ist wiederum darin zu sehen, daß in den Sommermonaten verstärkt konvektive Niederschläge (Schauer) auftreten, die auch im Tiefland örtlich zu ergiebigen Niederschlägen führen können.

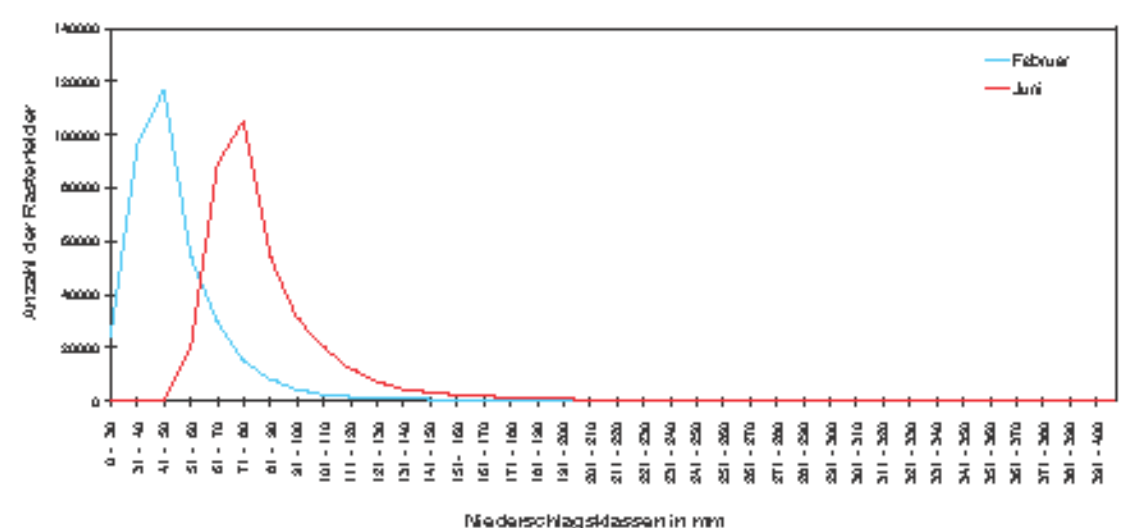


Abb. 4 Häufigkeit monatlicher Niederschlagshöhen aller Rasterfelder – aufgetrennt nach Klassen in mm – für die Monate Februar und Juni im Bezugszeitraum 1961–1990

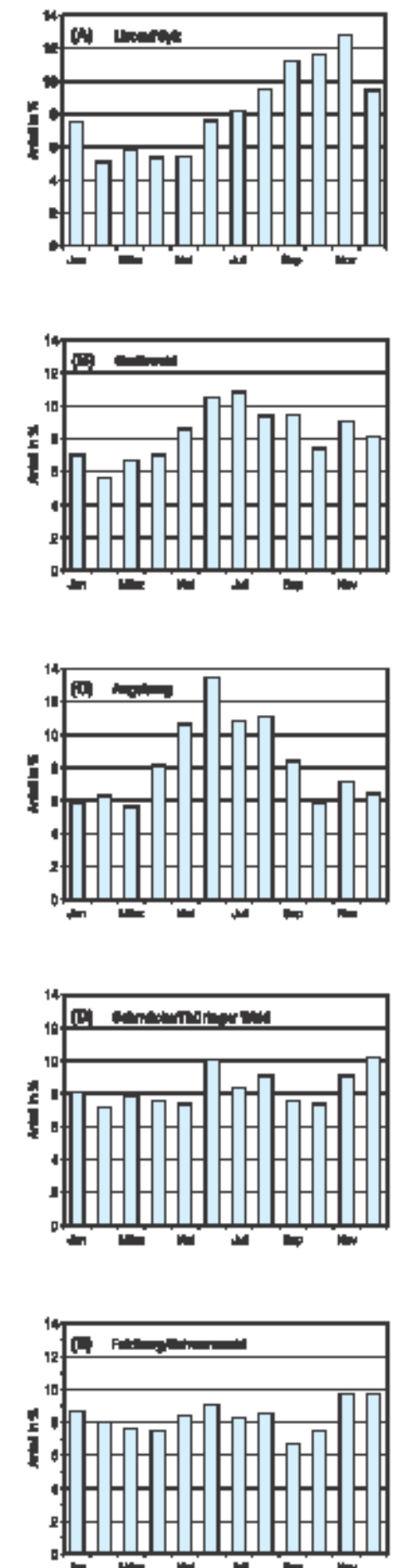


Abb. 3 Regionale Niederschlagstypisierung anhand genormter Jahresgänge im Bezugszeitraum 1961–1990

- A Meeresstyp
- B Sommerniederschlagstyp I
- C Sommerniederschlagstyp II
- D Mittelgebirgstyp
- E Winterniederschlagstyp



2.3 and 2.4 Mean Precipitation Depths During the Hydrological Half-Years (non-corrected)

The mean precipitation depths for the hydrological half-years provide particularly important information for water resources studies and water management plans. Whereas the water stocks are filled up during the hydrological winter half-year, in Germany they are usually used up again during the summer half-year. In Central Europe the hydrological year is defined as the period from 1st November of the previous year until 31st October of the current year. Maps 2.3 and 2.4 show the precipitation conditions for the hydrological summer (May until October) and for the hydrological winter (November until April) during the reference period 1961–1990 in a gridded structure.

In May, the first month of the hydrological summer, changes in the area-wide weather are normally largely due to the growing temperature differences between the mainland and the sea. Cool sea air masses move onto the mainland, which has already warmed up significantly, and result in the formation of convective clouds and showers (cloud images on Map 2.3). These are especially strong in the lowlands because the ground heats up most there. During the summer months, this effect continues to grow and does not reverse until September when the air temperatures start to fall again. Compared to convective precipitation, precipitation caused by advection plays a minor role in the lowlands during the summer months.

However, the mountain ranges do experience distinct accumulation effects even during the warm season. But since the condensation level rises so much during the summer months that the highest areas in the low-mountain regions can no longer reach it, the moist air masses from westerly and northerly directions collide with the Alps region in particular, without having lost their moisture by discharging rain on the preceding low-mountain regions. This is why the accumulation effect of the Alps is particularly significant during the summer months and extends far into the foothills of the Alps. Figure 1 shows the north/south intersection of the grid boxes for Maps 2.3 and 2.4 at longitude 10° 10' east and provides evidence of this phenomenon.

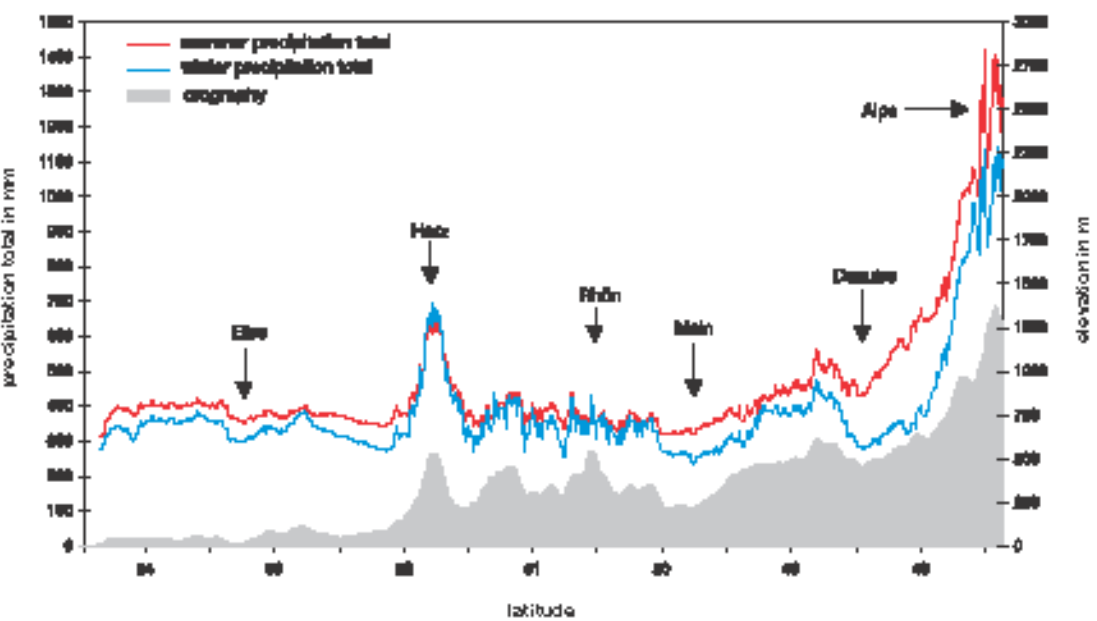


Fig. 1 North-south section of grid boxes for mean half-year precipitation totals during the reference period 1961–1990 at longitude 10° 10' east

The moist sea air masses that move inland during the autumn and winter months cause distinct windward and rain shadow phenomena in the low-mountain regions, particularly in December and January. This is even true of minor elevations because of the low condensation level during the cold months. These processes result in a high altitude-dependence and thus in a spatial precipitation pattern that is heavily characterised by orography. In winter, the orographical influences are added to by the increasing continentality moving further away from the sea. The Alps also experience precipitation of great depth but as the height increases the increase in precipitation is less pronounced than in the low-mountain regions. The west/east intersection of Maps 2.3 and 2.4 at latitude 51° 10' north (Fig. 2), which includes the mountains and hills of the Sauerland, the Rothaar Mountains and the Hainich as well as the foothills of the Harz Mountains, illustrates the cloud and precipitation formation on the west side in the winter, caused by advection, and the cloud dispersal on the east side (cloud images on Map 2.4).

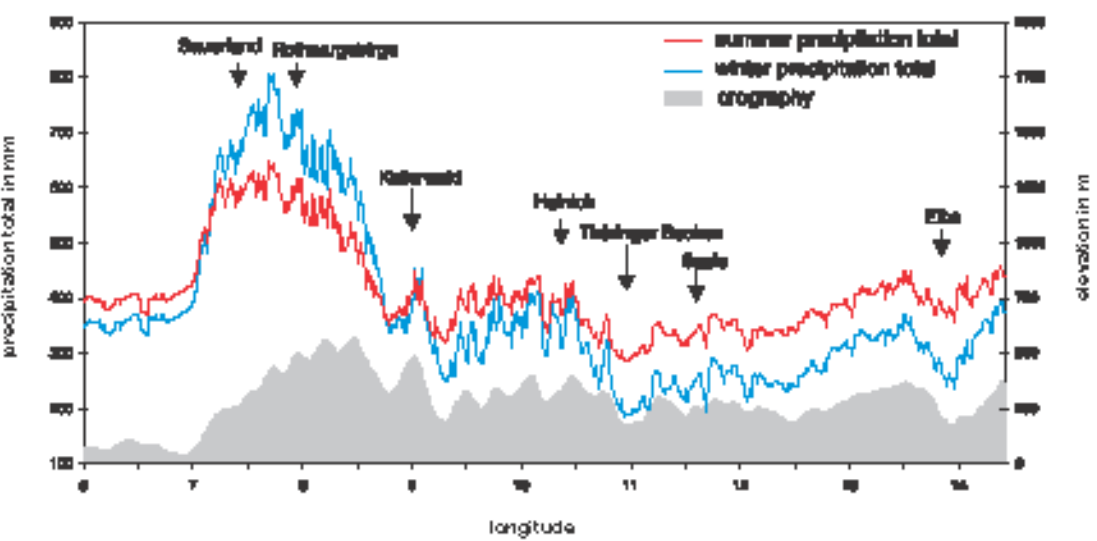


Fig. 2 West-east section of grid boxes for mean half-year precipitation totals during the reference period 1961–1990 at latitude 51° 10' north

The precipitation pattern in Germany is not only determined by the prevailing weather conditions, but is also modified by geographical and orographical influences. For this reason, the course of the precipitation pattern during the year is divided into the following regional types (Fig. 3, A-E):

Sea Type (A)

The delayed cooling and warming of the sea water compared to the mainland temperature causes a distortion in the course of the precipitation pattern during the year, resulting in a precipitation minimum in spring and a maximum in autumn.

Summer Type (B + C)

This type is characterised by a maximum in the summer months because the heating of the ground, caused by radiation, mostly results in convective precipitation. This type can be observed in flat regions, valleys, basins and plains of the low-mountain regions and the foothills of the Alps. In the north of Germany, the proximity to the sea means that summer precipitation type I of (B) is the prevalent type, in the south, summer precipitation type II of (C) dominates because of the increasing continentality;

Low-mountain Type (D)

During the course of the year, two almost identical, not particularly high maximum levels occur, one in summer and one in winter. Here, precipitation is caused both by convective and advective processes coupled with accumulation effects;

Winter Type (E)

In the high areas of the low-mountain regions, the maximum precipitation depth occurs in winter, reinforced by intensive accumulation in the elevated areas.

Map Structures

Summer Half-Year (Map 2.3)

In order to be able to draw a direct comparison between precipitation during the hydrological half-years and the mean annual precipitation totals shown on Map 2.2, the class amplitude of the precipitation totals is divided into 50 mm or 100 mm stages here too. Compared to the depiction of the mean annual precipitation depth, Map 2.3 shows a more balanced picture. The differences in the precipitation totals between the mountains and the lowlands are smaller. A precipitation depth of less than 250 mm only occurs in the eastern Harz foothills. By evaluating the grid boxes, one can determine that the figures range from 235 mm in the Harz foothills to 1,843 mm in the high areas of the German Alps. But the foothills of the Alps also experience above-average summer precipitation depths in relation to their orographic altitude. This is due to the major accumulation effect of the Alps in the summer, as already mentioned. The friction effect of the coast causes greater precipitation depths on the North Sea coast than on the Baltic coast. Mountain ranges such as the Harz Mountains, Sauerland, Thüringer Wald (Thuringian Forest) or the Erzgebirge (Ore Mountains) also stand out from the lower surrounding areas due to their greater precipitation depths. The impact of increasing continentality combined with decreasing precipitation from the west to the east in relation to the altitude is less significant in the summer months than in the winter because convective precipitation occurs more frequently. By averaging all of the grid boxes, one arrives at a summer precipitation depth of around 425 mm for Germany.

Winter Half-Year (Map 2.4)

Based on an evaluation of the grid boxes for the hydrological winter half-year, the precipitation totals shown on Map 2.4 range from 135 mm to 1,414 mm, making the totals in the lowlands considerably lower than during summer. The average precipitation total in the hydrological winter in Germany is 360 mm, around 65 mm lower than the summer level. The coastal effect has a strong impact with precipitation totals differing by around 200 mm between the North Sea and Baltic coasts. Accumulation can already be seen in the north German lowlands. Minor elevations, such as Ankumer Höhe, Lüneburger Heide or Schorfheide, experience windward and rain shadow effects, which involve greater precipitation depths on the west side and lesser precipitation amounts on the east side of the elevations. These phenomena are, however, more pronounced in the low-mountain regions: Hunsrück, Odenwald, Thuringian Forest and other low-mountain regions cause particularly dry areas on their eastern sides with longterm mean precipitation totals below 200 mm during the hydrological winter. Although the precipitation depths in the Alps are significant, the altitude-related increase in precipitation is lower than in the low-mountain regions, such as the Schwarzwald (Black Forest), Thuringian Forest or Sauerland. Thus, the winter precipitation totals are less substantial than the summer levels (Fig. 1). However, it should be noted that the high proportion of snow in the winter precipitation in the high areas of the German Alps causes a major systematic measurement error (Maps 2.5 and 2.6).

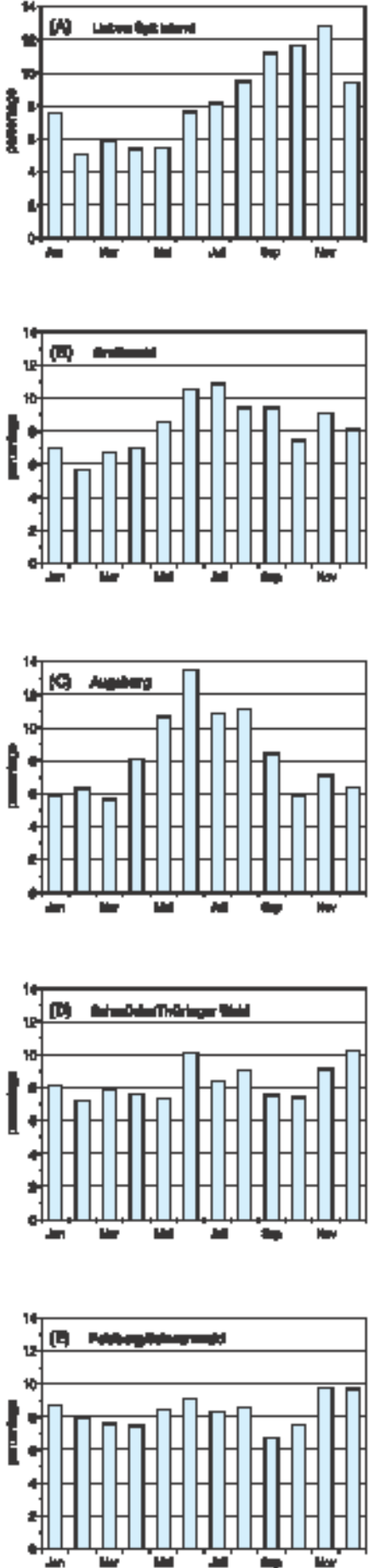


Fig. 3 Regional precipitation types based on standardised annual developments during the reference period 1961–1990

- A Sea Type
- B Summer Type I
- C Summer Type II
- D Low-mountain Type
- E Winter Type

Practical Information

The isohyetal maps shown and discussed here are a selection of the digital maps available at the DWD, which can be adapted for a variety of purposes. As described in the introduction to the maps showing the precipitation totals and the text accompanying Map 2.2, “Mean Annual Precipitation Depths”, the processes that trigger precipitation depend on the weather conditions and regional influences. The proportion of the average monthly precipitation depths in the overall precipitation total during the course of the year can be used to classify Germany’s precipitation into regional types (Fig. 3). But the distribution of the quantified monthly precipitation depths also depends on the season. Figure 4 illustrates this by evaluating all grid boxes with monthly precipitation depths for the months of February and June during the reference period 1961–1990. This shows that monthly precipitation totals in summer often exceed the winter totals by more than 40 mm. The reason for this is again the fact that in the summer months there is an increase in convective precipitation (showers) which can result in substantial local precipitation, even in the lowlands.

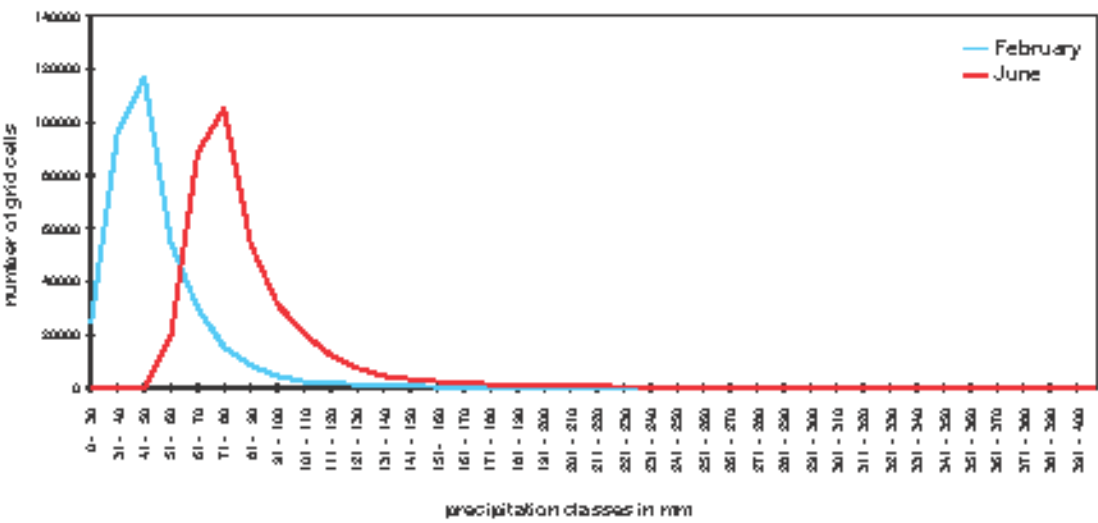
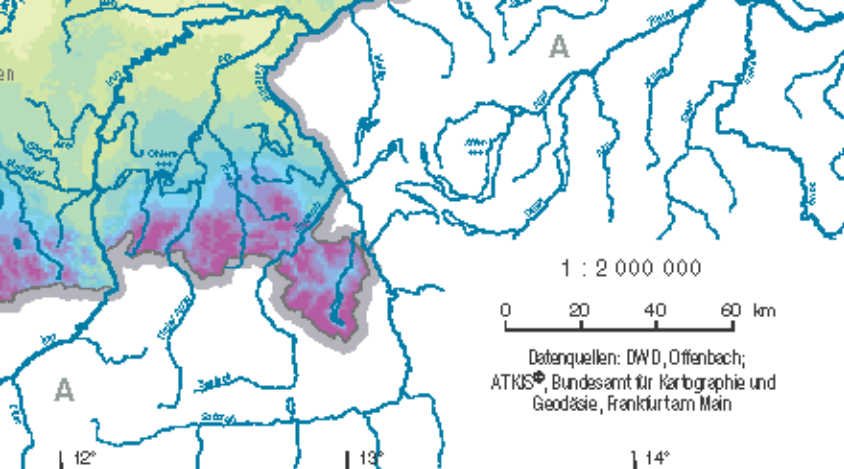


Fig. 4 Incidence of monthly precipitation totals across all grid boxes – divided into classes in mm – for the months February and June during the reference period 1961–1990





900



is fractus



## HYDROLOGISCHER ATLAS VON DEUTSCHLAND

Herausgegeben vom Bundesministerium für Umwelt,  
Naturschutz und Reaktorsicherheit

### 2.4 Mittlere Niederschlagshöhe Winterhalbjahr (ohne Korrektur)

Autoren: P. Fuchs, G. Müller-Westermeier, A. Schmidt  
Deutscher Wetterdienst, Offenbach  
Abteilung Klima und Umwelt

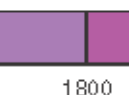
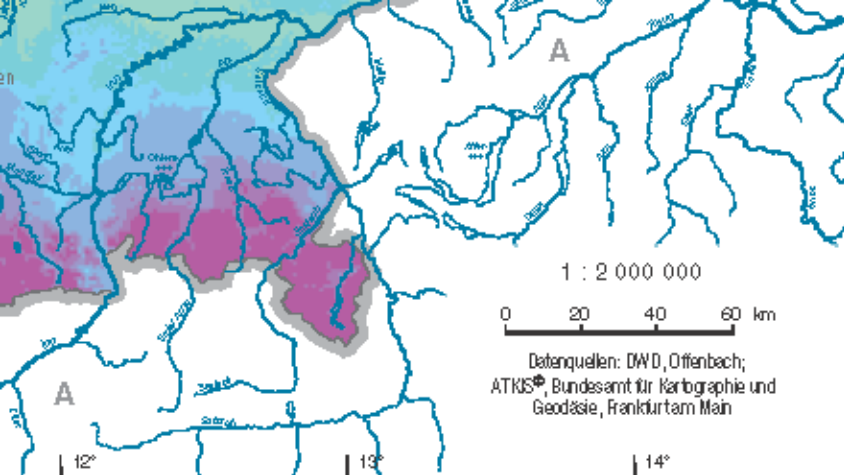
Wissenschaftliche Beratung: H. Bartsch (DWD), Ch. Leibundgut (IHF),  
H.-J. Liebscher (BfG), W. Struckmeier (BGR), F.-J. Kern (IHF)

Kartographie: Institut für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br. (J. Stüb, H.-J. Paul)









## HYDROLOGISCHER ATLAS VON DEUTSCHLAND

Herausgegeben vom Bundesministerium für Umwelt,  
Naturschutz und Reaktorsicherheit

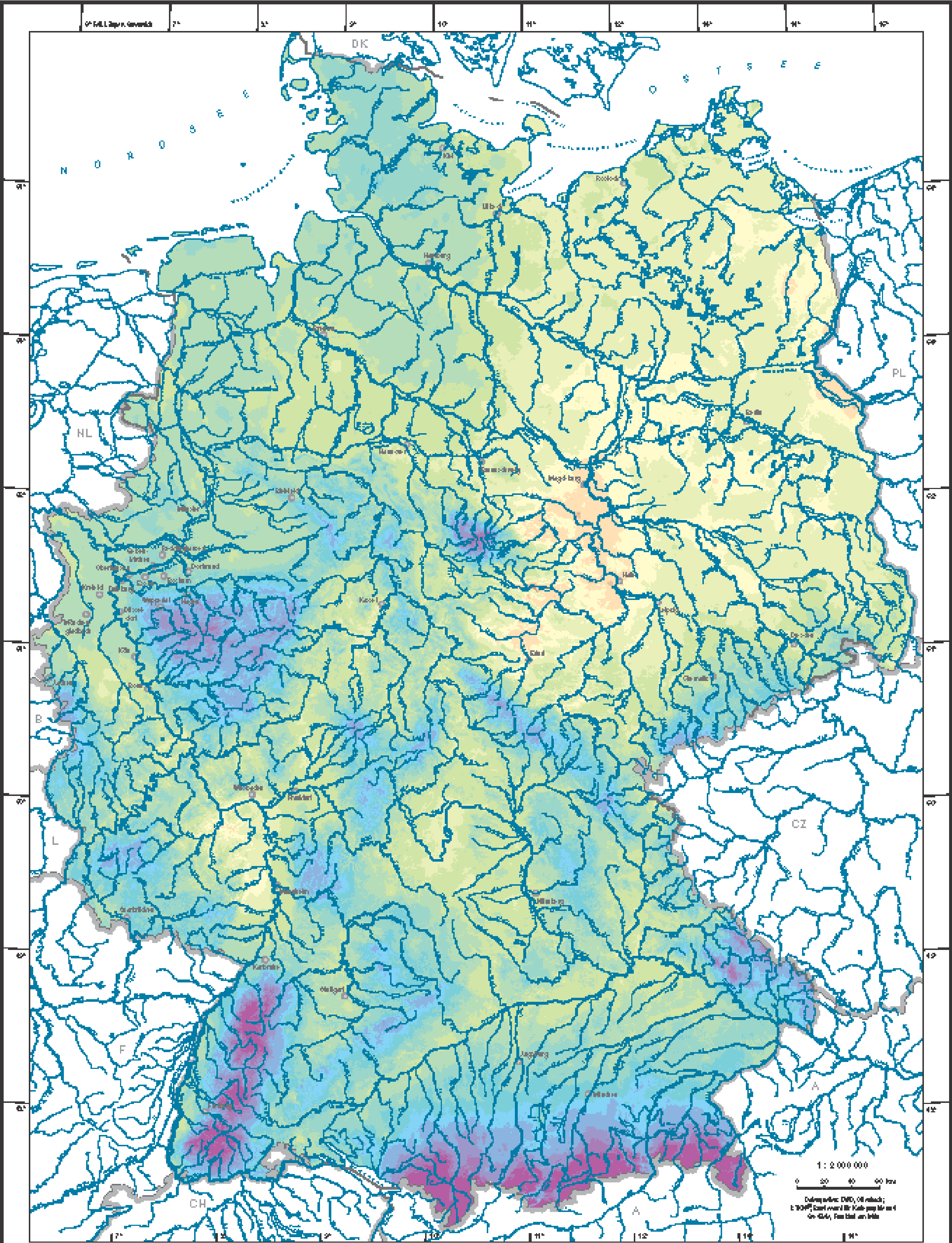
### 2.5 Mittlere korrigierte jährliche Niederschlagshöhe

Autoren: D. Richter, D. Schwanitz  
Deutscher Wetterdienst, Berlin  
Geschäftsfeld Hydrometeorologie

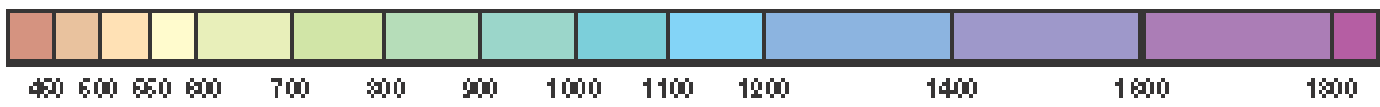
Wissenschaftliche Beratung: T. Günther, H. Bartels (DWD), Ch. Leibundgut (IHF),  
H.-J. Liebcher (BfG), W. Struckmeier (BGR), F.-J. Kern (IHF)

Kartographie: Institut für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br. (J. Stüb)





Korrigierte Niederschlags-  
höhe in mm



## HYDROLOGISCHER ATLAS VON DEUTSCHLAND

Herausgegeben vom Bundesamt für Umwelt,  
Wasser und Bauwesen (BfU)

### 2.5 Mittlere korrigierte jährliche Niederschlagshöhe

**Autor:** D. Richter, D. Schwesig  
Dietrich: BfU, Berlin  
Schwesig: BfU, Berlin

**Mitwirkende:** T. Götter, H. Götter (BfU), Ch. Lohndorf (BfU),  
H.-J. Liebmann (BfU), M. Wiedemann (BfU), F.-J. Kern (BfU)

**Kartographie:** Institut für Kartographie, Universität Bonn, Dr. G. Hoff



## 2.5 Mittlere korrigierte jährliche Niederschlagshöhe

Die Atlastaßen 2.2 bis 2.4 stellen die mittleren *gemessenen* Niederschlagshöhen in Jahres- und Halbjahreswerten dar. Diesen gemessenen Niederschlagshöhen werden mit den Tafeln 2.5 und 2.6 die jeweils *korrigierten* Niederschlagshöhen gegenübergestellt. Korrekturen sind erforderlich, da die Niederschlagsmessungen mit dem Hellmann-Niederschlagsmesser grundsätzlich mit gerätespezifischen und aufstellungsabhängigen Meßfehlern behaftet sind. Meßfehler entstehen vor allem durch windbedingtes Überwehen des Niederschlagsmessers, durch Niederschlagsbenetzung des Auffangtrichters und durch Verdunstungsverluste des gesammelten Niederschlages, die sich bis zum folgenden Meßtermin einstellen können. Die Folge ist, daß die Niederschlagshöhe *systematisch* zu gering gemessen wird. Mit der *Niederschlagskorrektur* wird die Beseitigung dieses Meßfehlers ermöglicht, um so die tatsächlich gefallene Niederschlagshöhe bestimmen zu können.

In der praktischen Nutzung von Niederschlagsdaten werden je nach Aufgabenstellung sowohl korrigierte als auch unkorrigierte Werte herangezogen. Detaillierte Wasserhaushaltsuntersuchungen und wasserwirtschaftliche Bilanzierungen benötigen hinreichend genaue Datengrundlagen und stützen sich damit vor allem auf korrigierte Niederschlagswerte. Bei wasserwirtschaftlichen Modellrechnungen, insbesondere zur Bestimmung der Abflußbildung, finden teils unkorrigierte, teils korrigierte Niederschlagshöhen als Eingangsgrößen Verwendung. Außerdem kann für die Charakterisierung des räumlichen und zeitlichen Verhaltens des Niederschlages durchaus von unkorrigierten Werten ausgegangen werden, da die Korrektur zu keinen wesentlichen Änderungen führt. Gleiches gilt sicherlich auch für die Echtzeitnutzung von Niederschlagsdaten beispielsweise beim Hochwassermanagement, da bei hochwasserauslösenden Niederschlagsereignissen der Meßfehler vergleichsweise unbedeutend ist. Da man davon ausgehen muß, daß auch künftig Korrekturverfahren entwickelt bzw. verbessert werden, müssen dafür unkorrigierte Werte als Datengrundlage zur Verfügung stehen. Daher ist einer Speicherung und Archivierung der gemessenen, also unkorrigierten Daten der Vorzug zu geben.

### Methodische Grundlagen der Niederschlagskorrektur

Das Problem der Niederschlagskorrektur ist schon seit längerem Gegenstand gezielter wissenschaftlicher Untersuchungen, die in zahlreichen Publikationen und Berichten dokumentiert sind (u.a. SEVROK 1986). Die Ergebnisse aller Untersuchungen zeigen, daß es wegen der z. T. schon auf nationaler Ebene unterschiedlichen Meßgeräte und Aufstellungshöhen und der klimatisch bedingten Unterschiede im Niederschlagsregime nicht möglich ist, ein generell anwendbares Verfahren zur Korrektur des systematischen Meßfehlers zu entwickeln. Die unterschiedlichen Ursachen dieses summarischen Fehlers machen es erforderlich, die Teilfehler in Abhängigkeit von ihren bestimmenden Einflußgrößen zu ermitteln und zu einem flächendeckend anwendbaren Korrekturverfahren zusammenzufassen. Als besonderes Problem erweist sich dabei, dieses Verfahren auf solche Eingangsdaten zu beschränken, die grundsätzlich auch aus dem nebenamtlichen Niederschlagsmeßnetz zur Verfügung stehen. Eine entsprechende Lösungsvariante wurde unter speziellem Bezug auf die Messungen mit dem Hellmann-Niederschlagsmesser im DWD entwickelt (RICHTER 1995) und zur Erarbeitung der vorliegenden Karten korrigierter Niederschlagshöhen verwendet.

Grundlagen des Verfahrens sind die zur Bestimmung des windbedingten Meßfehlers durchgeführten vieljährigen Vergleichsmessungen zwischen Hellmann-Niederschlagsmessern in Standardaufstellung und im Bodenniveau an 25 ausgewählten Stationen sowie spezielle Untersuchungen zum Benetzungs- und Verdunstungsverlust. Als für den Meßfehler ausschlaggebende und von allen Stationen verfügbare Einflußgrößen erwiesen sich die Niederschlagshöhe, die Niederschlagsart, unterteilt in Regen, Mischniederschlag und Schnee, sowie die Windexposition des Standortes. Letztere konnte anhand von Vermessungen der 25 Stationen in 4 Klassen von freier bis stark geschützter Stationslage unterteilt werden, denen dann anhand einer Bewertung des gesamten Niederschlagsmeßnetzes des DWD noch die Klasse mit sehr stark geschützter Stationslage hinzugefügt wurde. Aus der Zusammenfassung der Teilfehler ergab sich letztlich eine Korrekturfunktion für Tageswerte der Niederschlagshöhe, deren Koeffizienten jeweils mit der Niederschlagsart und der Windexposition variieren.

Die Anwendung des Verfahrens zeigt, daß der Niederschlagsmeßfehler mit zunehmend freier Lage der Station deutlich zunimmt. Dabei ist die Fehlerabweichung im Winter erheblich größer, da die anteiligen Schnee- und Mischniederschläge einer stärkeren Windbeeinflussung unterliegen, aber auch der im Mittel feintropfigere Regen stärker verweht wird als die eher konvektiv bedingten, intensiveren Sommerniederschläge. Die im Sommer höheren Benetzungs- und Verdunstungsverluste werden folglich durch den erhöhten Windfehler im Winter mehr als kompensiert. Ein Beispiel hierfür bietet Abbildung 1, die den mittleren Jahresgang des prozentualen Niederschlagsmeßfehlers am Beispiel der Station Potsdam für eine angenommene freie bis stark geschützte Stationslage darstellt. Bedingt durch den starken Wind einfluß auf die winterlichen Niederschläge ergibt sich bei freier Stationslage ein gut ausgeprägter Jahresgang mit Meßfehlern bis über 30 % im Januar/Februar und um 11 % in den Sommermonaten, während bei stark windgeschützter Lage die jahreszeitlichen Unterschiede mit Werten zwischen 11 und 8 % vergleichsweise gering sind. Die nur aus Benetzung und Verdunstung resultierenden und bei rund 5 % liegenden Verluste bei einer sehr stark geschützten Stationslage sind nicht dargestellt, da ihr Jahresgang nur schwach ausgeprägt ist.

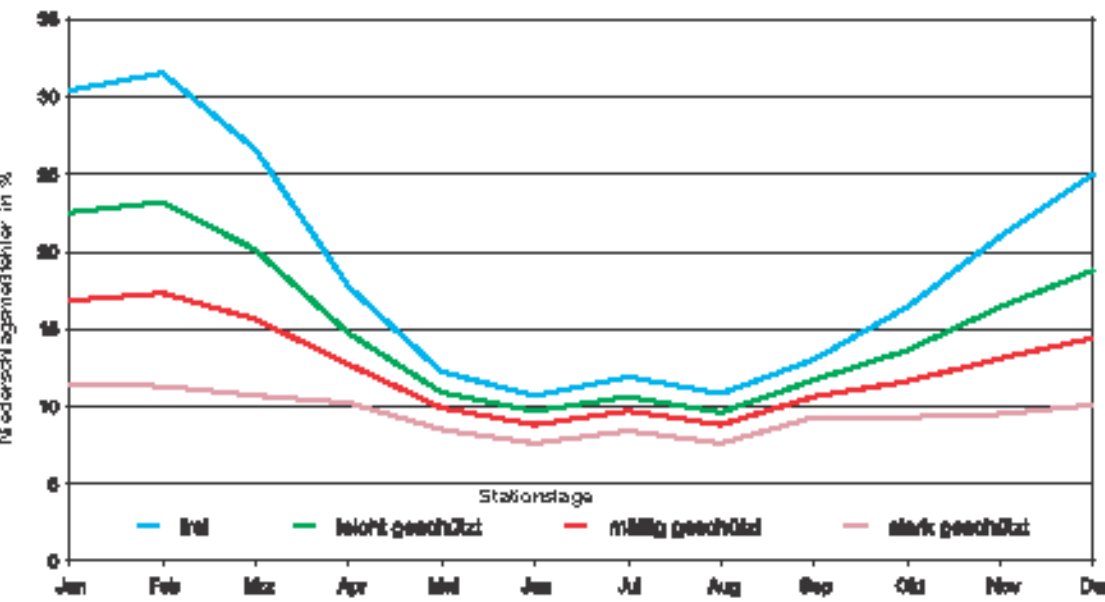


Abb. 1 Mittlerer Jahresgang des Niederschlagsmeßfehlers in Abhängigkeit von der Stationslage, Potsdam 1961-1990

An allen Niederschlagsstationen Deutschlands läßt sich ein annähernd gleiches Verhalten feststellen, wobei allerdings in Abhängigkeit von der Häufigkeit und Intensität der Niederschläge und dem Anteil von Schnee- und Mischniederschlägen regionale Unterschiede in der Höhe und im Jahresgang der Meßfehler bestehen. So ist beispielsweise im Nordwesten und Westen Deutschlands bei einem sehr geringen Anteil von Schnee- und Mischniederschlägen auch der Meßfehler in den Wintermonaten besonders bei freien Stationslagen mit Beträgen zwischen 20 und 10 % erheblich kleiner, während sich im Alpenvorland und in den Alpen der Fehler in den Sommermonaten infolge der wesentlich intensiveren Niederschläge nur zwischen 5 und 7 % bewegt.

In jedem Falle ist damit noch keine Aussage über den absoluten Fehler getroffen, da entsprechend den Niederschlagshöhen ein durchschnittlicher Fehler von 12 % im Nordosten Deutschlands ca. 70 mm/a ausmacht, ein Fehler von rund 8 % im Alpengebiet dagegen in der Regel weit über 100 mm/a bedeutet. Auffällig ist, daß beim prozentualen Fehler in allen Regionen kein eindeutiger Einfluß der Orographie erkennbar ist, wofür sicherlich zwei Faktoren von ausschlaggebender Bedeutung sind: Zum einen ist es die Abnahme des Meßfehlers mit zunehmendem Anteil größerer Tagessummen und entsprechend höheren Niederschlagsintensitäten,

und zum anderen ist es die Zunahme des Meßfehlers mit wachsendem Anteil von Schnee- und Mischniederschlag. Beide Einflüsse wirken mit zunehmender Höhenlage entgegengesetzt und gleichen insofern den Einfluß der Orographie weitgehend aus. Dieser kompensierende Effekt führt dazu, daß die niederschlagsklimatologisch bedingten Unterschiede im Meßfehler stärker zur Geltung kommen. Er ermöglicht somit eine von der Orographie weitgehend unabhängige Untergliederung. Das Ergebnis zeigt die anhand von über 500 Stationen erarbeitete und in Abbildung 2 dargestellte Einteilung Deutschlands in 11 Gebiete mit einheitlicher Niederschlagskorrektur, die jeweils typische Unterschiede im Jahresgang des Meßfehlers aufweisen.

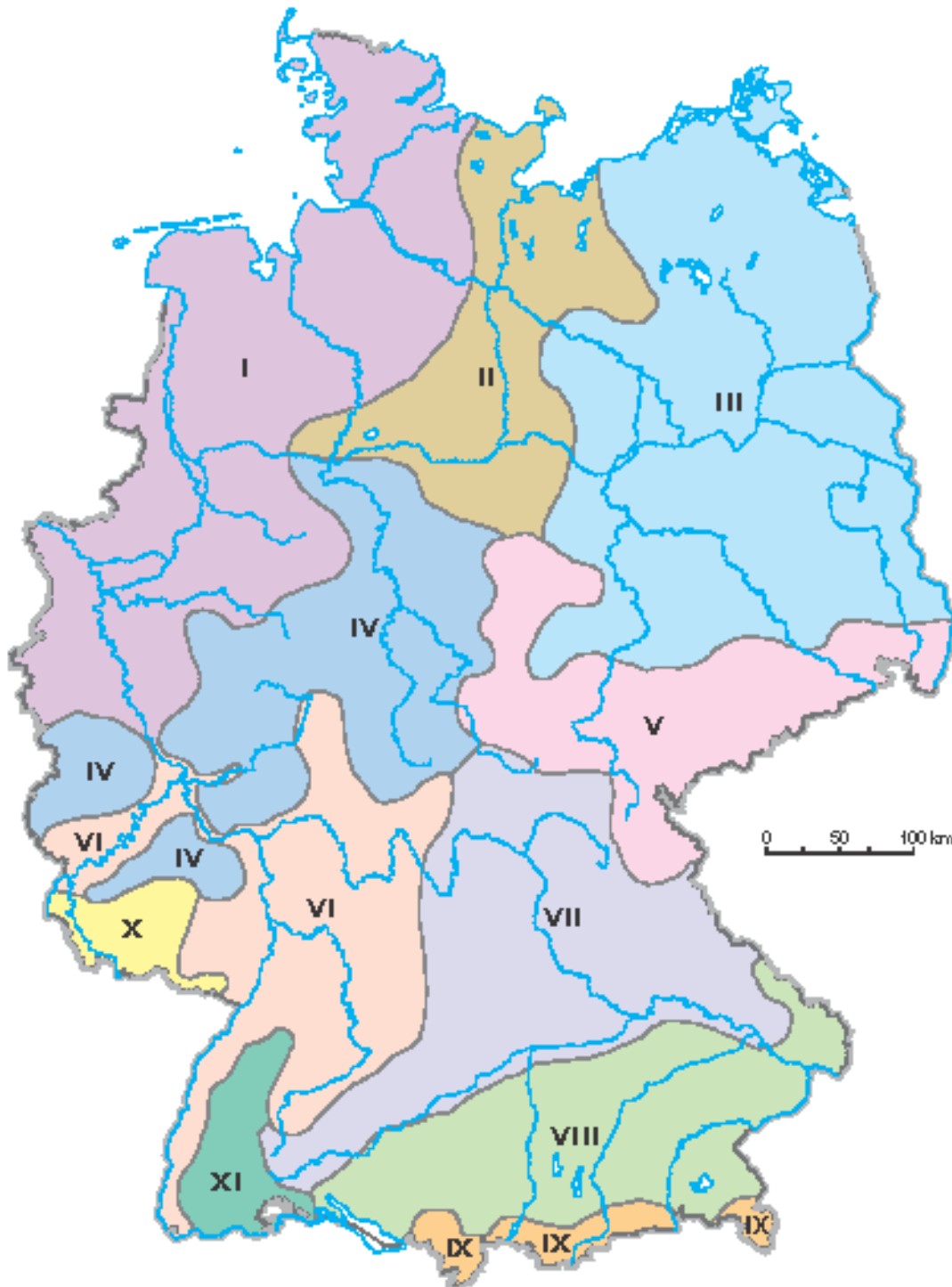


Abb. 2 Gebiete einheitlicher Niederschlagskorrektur in Deutschland (gebietsbezogene Angabe des mittleren prozentualen Niederschlagsmeßfehlers in Begleittext-Tafel 2.6, Tab. 1)

Diese Gebietseinteilung ist als eine der Grundlagen zur durchgeführten Niederschlagskorrektur zu betrachten. Eine weitere bildet die aus der Einschätzung aller Stationen flächendeckend gemittelte Windexposition und die dafür bestimmte Korrekturfunktion. Sie entspricht annähernd der einer stark geschützten Stationslage. Ihre Anwendung auf eine Auswahl repräsentativer Stationen der 11 Gebiete ergab den jeweils mittleren Jahresgang der Niederschlagskorrektur dieses Gebietes. Die daraus abzuleitenden jährlichen und halbjährlichen Korrekturbeträge bildeten dann die Grundlage für die Berechnung der korrigierten Niederschlagshöhen anhand der digitalen Daten der Atlaskarten 2.2 bis 2.4. Als Lösungsweg wäre ebenfalls eine Korrektur der Niederschlagshöhen jeder einzelnen Station denkbar gewesen, die sich auf die jeweils bestehenden bzw. in den letzten 30 Jahren vorausgegangenen Umgebungsbedingungen stützt. Die Erarbeitung einer digitalisierten Karte der korrigierten Niederschlagshöhen war auf diesem Wege nicht möglich, da dafür von vielen Stationen die Eingangsdaten fehlen.

### Zur Kartendarstellung

Wie zu erwarten, ergeben sich im Vergleich von korrigierten zu unkorrigierten Daten keine grundsätzlichen Veränderungen in der regionalen Verteilung der jährlichen und halbjährlichen Niederschlagshöhen. Die Erläuterungen zum generellen Niederschlagsverhalten in Deutschland, die die Karten 2.2 bis 2.4 begleiten, behalten somit auch bezüglich der korrigierten Niederschlagshöhen ihre Gültigkeit und bedürfen keiner weiteren Ergänzung. Was sich durchgehend verändert, ist das Niveau der Niederschlagshöhe, allgemein ersichtlich aus einer jeweiligen Vergrößerung der Flächenanteile der höheren Niederschlagsstufen. Am deutlichsten erkennbar ist dies bei den jährlichen Niederschlagshöhen im Gebiet des Norddeutschen Tieflandes einschließlich des gesamten niederschlagsarmen Nordostens Deutschlands. Dabei verschwinden die Gebiete mit Jahressummen < 500 mm. Zum Teil werden die Niederschlagsanhebungen allerdings nicht anhand farblicher Veränderungen sichtbar, da der Betrag der Erhöhung im Vergleich zur Niederschlagsabstufung zu gering ist. Genauere Informationen hierzu liefern die in Atlastaße 2.6, Karte C, dargestellten realen Differenzen zwischen den korrigierten und den unkorrigierten Niederschlagshöhen, woraus der jährliche Korrekturbetrag direkt in Millimeter Niederschlagshöhe abzulesen ist. So ergeben sich für weite Teile des Nordostdeutschen Tieflandes und für die Niederungen großer Flußläufe Korrekturbeträge von 40 bis 60 mm/a, während diese in den höheren Lagen der Mittelgebirge 120 bis 140 mm/a erreichen. Noch größer sind sie nur in den Hochlagen der Alpen und auf einigen Gipfeln der Mittelgebirge, wo auch der Schneeanteil am Gesamtniederschlag 25 - 30 % übersteigt.

### Praktische Hinweise

Die Darstellung korrigierter Niederschlagshöhen liefert eine erste zusammenfassende Information über den wahrscheinlichen Meßfehler des standardmäßig eingesetzten Hellmann-Niederschlagsmessers. Sie sagt nichts aus über die möglichen zeitlichen Variationen, wie sie beispielsweise von Jahr zu Jahr insbesondere durch unterschiedliche Anteile von Schnee und Mischniederschlag entstehen können oder durch sehr verschiedene Aufstellungsbedingungen der Niederschlagsmesser an nah beieinander gelegenen Stationen verursacht werden. So sind die prozentualen Unterschiede im Meßfehler zweier benachbarter Stationen in freier und stark geschützter Lage größer, als die von zwei gleich exponierten Stationen im Norddeutschen Tiefland und im Donaugebiet. Eine pauschale Korrektur von Niederschlagszeitreihen konkreter Standorte ist somit nicht ratsam. Vielmehr sollte für eine gezielte Wasserhaushaltsuntersuchung oder Abflußmodellrechnung eine detaillierte Berechnung entsprechend der tatsächlichen Stationslage und Niederschlagsbedingungen erfolgen. Nur für eine großflächige Betrachtung langzeitlicher Mittelwerte lassen sich auch mittlere Korrekturen anwenden, wie sie beispielsweise in den textlichen Erläuterungen zur Atlastaße 2.6 angegeben sind.



## 2.5 Mean Annual Corrected Precipitation Depths

Maps 2.2 to 2.4 of the Atlas illustrate mean precipitation depths in annual and semi-annual terms. Those *measured* precipitation depths are compared to the *corrected* precipitation depths in Maps 2.5 and 2.6. Corrections are necessary, since precipitation measurements with the Hellmann rain gauge are subject to measurement errors inherent to the equipment and its site. Errors in measurement are mainly due to the force of the wind, when precipitation is blown past the gauge; to wetting of the catchment funnel; and to losses that occur through evaporation before the next check. In consequence, measurements of precipitation depths are regularly too low. *Correction of precipitation measurements* eliminates such errors and enables the true precipitation depths to be determined.

In practical applications of precipitation data, both corrected and uncorrected values are used depending on the task at hand. Detailed studies of water resources and assessments of water management require sufficiently accurate data and, therefore, are founded largely on corrected precipitation values. In water management model calculations, particularly for determining the occurrence of drain-water, both corrected and uncorrected precipitation depths are used as input quantities. Furthermore, for describing spatial and temporal variations in precipitation, uncorrected values are perfectly acceptable, since correcting them does not cause any significant change. This is also valid for real-time applications of precipitation data, e.g. in high water or flood management, because the measurement error is insignificant in relative terms when precipitation leads to flooding. Since it must be assumed that correction procedures will be developed and improved in future also, the uncorrected figures must be available as a basis for comparison. For that reason, priority must be granted to the collecting and archiving of measured, that is, uncorrected data.

### Methodical foundations of the correction of precipitation measurements

The problem of correcting precipitation measurements has, for some time now, been the topic of specific scientific research that has been documented in numerous publications and reports (SEVRUK 1986). The results of all studies show that, because the equipment in use and the height of its exposure often already differ at the national level, and due to climate differences in precipitation regimes, no single, generally applicable procedure for correcting systematic errors of measurement can be developed. The variety of causes behind the total error makes it necessary to identify the partial errors according to their influence on the final result and combine them into a correction procedure that can be applied throughout a wider area. A particular difficulty arises when limiting this approach to such input data as are also generally available from the secondary network for precipitation measurement. An appropriate solution was developed at the Deutscher Wetterdienst (DWD, German Meteorological Service) with particular reference to measurements using the Hellmann rain gauge (RECHTER 1995) and has been used to prepare the present maps illustrating corrected precipitation depths.

The procedure is based on the comparative measurements, taken over many years, between Hellmann rain gauges in the standard configuration and at ground level at 25 selected stations, to determine the amount of wind-induced error; and on special studies of losses caused by wetting and evaporation. The following aspects proved to be of decisive influence on measurement errors while also being available to all stations: the precipitation depth; type of precipitation, classified into rain, mixed precipitation, and snow; and wind exposure of the site. Based on surveys of each site, the 25 stations were classified into 4 groups going from exposed to well sheltered; following an evaluation of the entire precipitation measurement network of the DWD a further category, very well-sheltered station sites, was added. Summing up the partial errors ultimately yielded a correction function for daily precipitation, whose respective coefficients varied according to the type of precipitation and degree of wind exposure.

Implementing the procedure shows that the error in precipitation measurement increases markedly with the exposure of the station. The measurement error is considerably larger in winter, since snow and mixed precipitation are more easily blown about; so is rain generally finer at this time of year than summer precipitation, which is heavier and convectional in origin. As a result, higher losses to wetting and evaporation in summer are more than compensated for by increased wind-induced error in winter. An example of this appears in Figure 1, which illustrates the average annual fluctuation of the percentage measurement error, based on the example of the Potsdam station for hypothetical stations whose exposures range from open to well sheltered. Due to the wind's strong influence on winter precipitation, an exposed station has a well distinct course of measurement errors during the year with measurement errors of up to 30 % in January/February and around 11 % in the summer months. In contrast, on a site that is well sheltered from the wind, the seasonal differences of 11 % and 8 % are comparatively low. The deviation of some 5 % due only to wetting and evaporation at a very well-sheltered station has not been represented, since annual fluctuation is very weak.

At all precipitation stations of Germany almost identical patterns can be found; although, depending on the frequency and intensity of precipitation and the proportion of snow and mixed precipitation, regional differences in degree and annual fluctuation of measurement errors do appear. For example, in northwest and western Germany, where the proportion of snow and mixed precipitation is very low, winter errors of measurement are considerably smaller too, particularly at exposed stations, where the figure lies between 20 and 10 %; whereas in the Alps and their foothills the degree of error in the summer months amounts to only 5 to 7 % due to significantly higher intensity of precipitation.

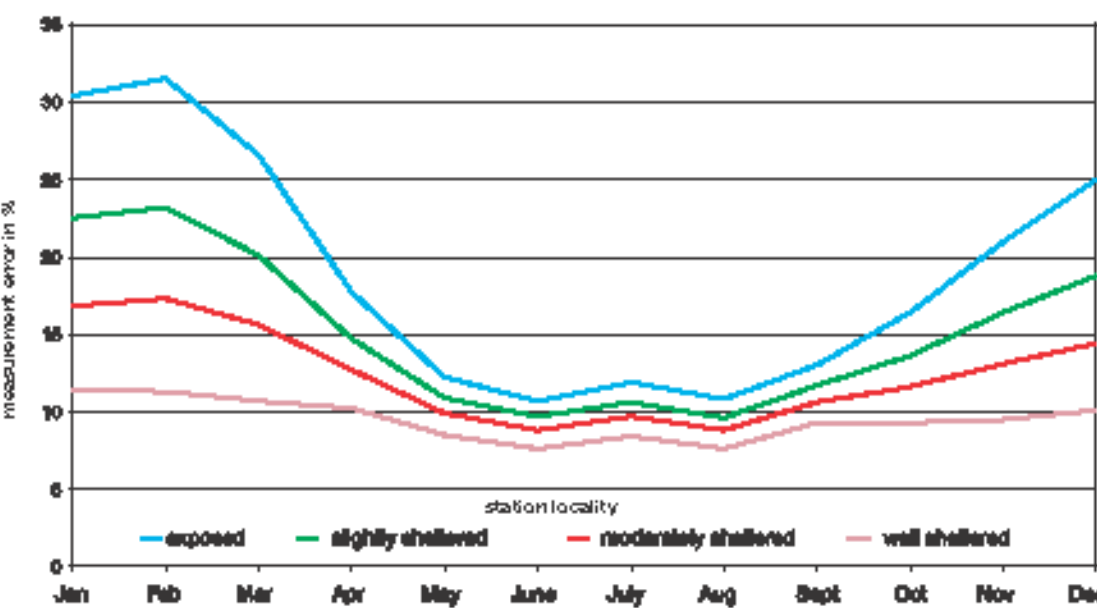


Fig. 1 Average annual fluctuation of the precipitation measurement error in dependence on the wind exposure of the site Potsdam, 1961-1990

In any case, this does not yield conclusive results regarding an absolute error since, in terms of precipitation depths, an average error of 12 % in northeast Germany represents approximately 70 mm/a, while an error of about 8 % in an alpine region represents well above 100 mm/a. It is striking that the percentage error in all regions does not indicate any conclusive influence by orography, which is surely due mainly to two factors: first, the decline in errors of measurement with the increasing proportion of higher daily totals and correspondingly heavier precipitation, and second, the increase in measurement errors as the proportion of snow and mixed precipitation grows. Both factors have opposite effects at increasing elevations and, therefore, largely cancel out the effects of orography.

That compensating effect means that climate-induced differences in precipitation measurement errors carry more weight. Therefore, sub-classification that is largely unaffected by orography is possible. The result appears in Figure 2, which illustrates how, based on over 500 stations, Germany has been divided into 11 regions with the same precipitation correction, where each region shows typical differences in annual fluctuation of the measurement error.

This division into regions should be seen as one of the foundations for the implemented correction to precipitation measurement. Another key element is the standardised wind exposure based on evaluation of all the stations and the applicable correction function. The correction function approaches that of a well-sheltered station site. Its application to a selected number of representative stations from the 11 regions yielded the respective annual fluctuation for precipitation correction in each region. The resulting annual and semi-annual correction figures constitute the basis for calculating corrected precipitation depths according to the digital data represented on Atlas Maps 2.2 to 2.4. Another solution would have been to correct the precipitation depths of each individual station based on the actual circumstances or on-site conditions of the last 30 years. With such an approach, preparing a digitalised map of the adjusted precipitation depths would not have been possible because input data was not available from many stations.

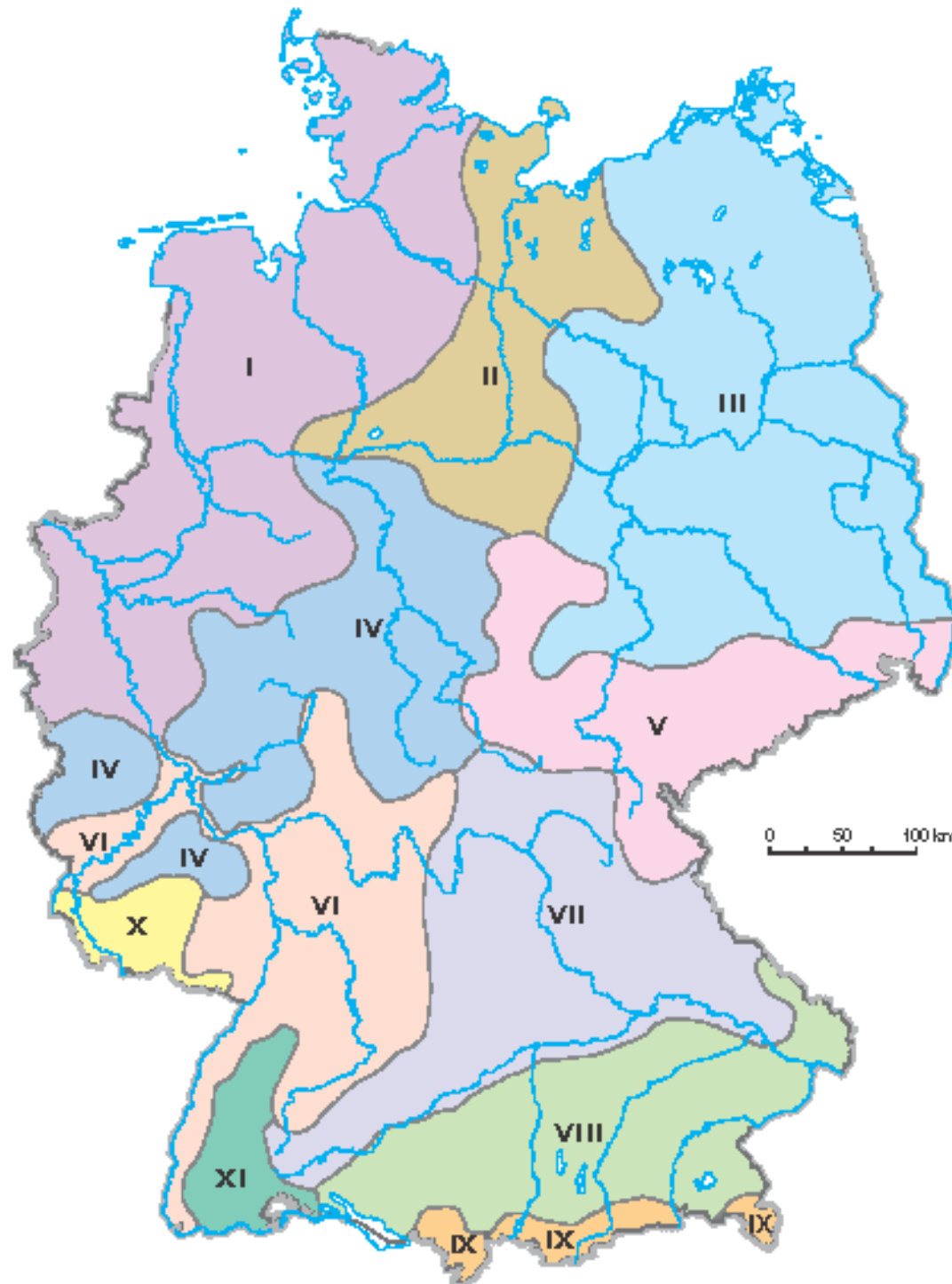


Fig. 2 Regions with the same precipitation correction in Germany (regional representation of the average percentage error of precipitation measurement in Map 2.6, Table 1)

### Map Structures

As was to be expected, upon comparing corrected and uncorrected data the regional distribution of annual and semi-annual precipitation depths does not vary significantly. Therefore, the comments on general precipitation patterns in Germany that accompany Maps 2.2 to 2.4 are also valid with regard to corrected precipitation depths and require no further explanation. However, the amplitude of precipitation depths does change, as appears from the respective expansions in the area shares with higher precipitation depths. This is most obvious in the annual precipitation depths for the north German lowlands, including the entire northeast of Germany, which has low precipitation. The regions with annual amounts < 500 mm disappear. True, for some areas, increases in precipitation do not lead to a colour change on the map because the amount of the increase is too small relative to classification into a higher precipitation class.

More accurate information is provided by the real differences between the corrected and uncorrected precipitation depths as illustrated by Atlas Map 2.6, Map C, where the annual correction appears directly in millimetres of precipitation. Thus, for large areas of the northeastern lowlands of Germany and the plains of major rivers, corrections of 40 to 60 mm/a are made, while higher up in the uplands those figures vary from 120 to 140 mm/a. Correction values are greater only for the higher Alps and several peaks of the uplands, where the proportion of snow in overall precipitation exceeds 25 to 30 %.

### Practical Information

The representation of corrected precipitation depths provides initial, summary information on the probable measurement errors by the Hellmann rain gauges in standard use. Such representation does not say anything about possible variations that may be due, for example, to annually varying proportions of snow and mixed precipitation, or to very dissimilar site conditions of two rain gauges at stations close to one another. Indeed, the percentage difference in measurement errors of two neighbouring stations, one exposed and the other well sheltered, is higher than that of two equally exposed stations where one is located in the north German lowlands and the other in the Danube region. A single, overall correction of precipitation time series at particular locations is not advisable, therefore. Rather, for a precise study of water resources, or for drainage model calculations, detailed figuring should be done based on the actual station situation and precipitation conditions. Only for a wide-range look at long-term average values average correction values can be used, such as appear in the text commenting Map 2.6 of the Atlas, for example.



900



## HYDROLOGISCHER ATLAS VON DEUTSCHLAND

Herausgegeben vom Bundesministerium für Umwelt,  
Naturschutz und Reaktorsicherheit

### 2.6 Mittlere korrigierte Niederschlagshöhe der hydrologischen Halbjahre

Autoren: D. Richter, D. Schwanitz  
Deutscher Wetterdienst, Berlin  
Geschäftsfeld Hydrometeorologie

Wissenschaftliche Beratung: H. Bartels, T. Günther (DWD), Ch. Leibundgut (IHF),  
H.-J. Liebscher (BfG), W. Struckmeier (BGR), F.-J. Kern (IHF)

Kartographie: Institut für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br. (J. Strub)







2.6 Mittlere korrigierte Niederschlagshöhe der hydrologischen Halbjahre

Der jahreszeitliche Vergleich von Niederschlagshöhen und Niederschlagskorrektur weist auf eine Vielfalt an regionalen Besonderheiten, die vor allem durch den klimatisch bedingten unterschiedlichen Anteil von Mischniederschlägen und Schnee am Gesamtniederschlag geprägt sind. Im äußersten Nordwesten des Landes und in der Oberrheinebene haben Mischniederschläge und Schnee zusammen einen Anteil von unter 10 % am Gesamtniederschlag, in den höheren Lagen der Mittelgebirge und Alpen sind dies über 30 %. Die detaillierte Betrachtung zeigt auch den Einfluß der innerjährlichen Verteilung der Niederschlagshöhe. Das Zusammenwirken beider Faktoren führt zu einigen charakteristischen Unterschieden in den Meßfehlern der Sommer- und Winterhalbjahre. Abbildung 1 zeigt die mittleren Jahresgänge der prozentualen Niederschlagsmeßfehler für den westlichen und östlichen Teil des Norddeutschen Tieflandes (Gebiet I und III) sowie für den Schwarzwald (Gebiet XI) und die Alpen (Gebiet IX). Die Gebietseinteilung ist in den Erläuterungen zu Atlas Tafel 2.5, Abb. 2, dargestellt.

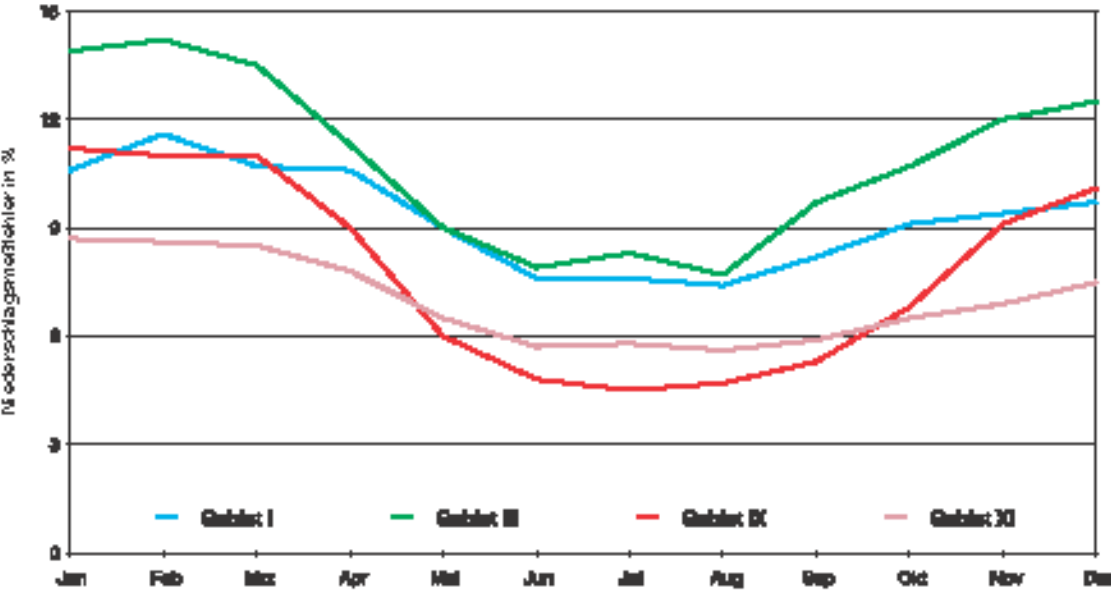


Abb. 1 Mittlerer Jahresgang des prozentualen Niederschlagsmeßfehlers für ausgewählte Gebiete gleicher Niederschlagskorrektur

Im Vergleich der Gebiete I und III besteht der wesentliche Unterschied im Winter mit den erheblich kleineren Meßfehlern im westlichen Tiefland. Sie sind eine eindeutige Folge des hier weitaus geringeren Anteils an Mischniederschlag und Schnee. Die Gegenüberstellung von Schwarzwald und Alpen zeigt für die Alpen einen stärker ausgeprägten Jahresgang mit größeren Fehlern im Winter und geringeren im Sommer. Sie werden durch Unterschiede im Jahresgang der Niederschlagshöhe verursacht, zumal die mittleren Jahreswerte und auch die jährlichen Anteile von Mischniederschlag und Schnee weitgehend übereinstimmen. Da aber in den Alpen nur zwischen 40 und 45 % der Niederschläge im Winterhalbjahr fallen, im Schwarzwald hingegen um 55 %, ergibt sich für die Alpen ein relativ höherer Schneeanteil mit entsprechend größeren prozentualen Fehlern. Bei den höheren Intensitäten der Sommerniederschläge sind sie dagegen relativ kleiner. Auch die Unterschiede zwischen den nördlich und südlich gelegenen Gebieten sind eine Folge unterschiedlicher Niederschlagshöhen, wobei sich der Meßfehler bei den insgesamt deutlich geringeren Niederschlagshöhen im Tiefland relativ stärker auswirkt. Die aus diesen Unterschieden tatsächlich resultierenden Korrekturbeträge ergeben sich als Differenz zwischen den korrigierten und den unkorrigierten Niederschlagshöhen und sind zum Vergleich in den Abbildungen 2 und 3 dargestellt.

Eine zusammenfassende Übersicht über den mittleren Jahresgang der Niederschlagsmeßfehler unterschiedlicher Stationslagen und Gebiete gibt Tabelle 1.

Tab. 1 Mittlerer Jahresgang des prozentualen Niederschlagsmeßfehlers 1961-1990, gebietsweise zusammengefaßt für (a) freie, (b) leicht geschützte, (c) mäßig geschützte und (d) stark geschützte Stationslagen (Gebietseinteilung vgl. Atlas Tafel 2.5, Abb. 2)

		Jan	Feb	März	Apr	Mai	Jun	Juli	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
A	a	22,8	23,8	20,0	16,0	12,0	10,3	10,5	10,3	11,5	13,8	16,2	16,9	14,9
	b	17,3	17,9	15,5	13,8	10,8	9,2	9,4	9,3	10,2	11,2	12,9	14,8	12,3
	c	18,4	19,7	12,6	11,6	9,8	8,4	8,5	8,4	8,1	9,7	10,6	11,6	10,4
	d	8,6	8,8	8,4	8,4	8,5	7,3	7,5	7,3	7,8	7,8	8,0	8,4	8,2
B	a	27,6	29,0	28,6	18,2	12,3	10,3	10,6	10,6	12,1	14,2	19,1	22,7	18,6
	b	20,3	21,3	17,8	15,0	10,9	8,9	8,4	8,5	10,9	11,6	15,0	17,3	13,3
	c	16,2	16,8	14,0	12,4	9,8	8,3	8,8	8,8	9,8	10,2	12,0	13,2	11,1
	d	10,3	10,7	10,0	9,6	8,6	7,3	7,6	7,6	8,2	8,2	8,7	9,2	8,6
C	a	31,8	38,5	29,9	18,3	12,5	10,4	10,8	10,5	12,8	15,5	21,8	29,5	18,2
	b	23,3	24,6	20,3	16,1	11,1	9,8	10,0	9,5	11,5	12,7	18,8	19,8	14,8
	c	17,3	17,9	15,5	12,7	10,1	8,8	9,1	8,6	10,2	11,0	13,3	15,0	12,0
	d	11,5	11,8	10,7	10,0	8,8	7,7	8,0	7,5	8,7	8,8	9,5	10,3	9,3
D	a	31,7	30,3	25,6	18,8	10,4	8,1	7,9	8,2	8,6	13,4	21,3	26,9	15,4
	b	23,0	22,2	19,4	16,0	9,0	7,2	7,1	7,3	8,8	10,8	18,0	19,7	12,2
	c	18,2	15,7	14,3	11,9	8,0	6,5	6,3	6,8	7,7	8,8	12,1	14,4	9,7
	d	10,6	10,2	8,6	8,7	6,7	5,7	5,6	5,8	6,5	6,8	8,3	9,5	7,3

A: Gebiete I und IV (bis 700 m ü. NN) C: Gebiete III und V (bis 700 m ü. NN)  
B: Gebiete II, VI und VII (bis 700 m ü. NN) D: Gebiete VIII und IX (bis 1000 m ü. NN)

Zur Kartendarstellung

Ein unmittelbarer Vergleich der hydrologischen Halbjahre (Karten A und B auf Kartenblatt 2.6) zeigt auch bei den korrigierten Niederschlagshöhen ein regional ausgeglicheneres Verhalten im Sommerhalbjahr und die stärkeren Differenzierungen im Winterhalbjahr, wobei das Sommerhalbjahr die insgesamt höheren Niederschläge aufweist. So liegen diese im gesamten Nordosten Deutschlands zwischen 300 und 400 mm, ebenso in einigen kleineren Gebieten, wie im Hessischen Ried und im mittleren Maingebiet. Im Lee des Harzes und in Teilen des Thüringer Beckens treten auch noch Werte < 300 mm auf. Die tiefer gelegenen Gebiete erhalten 400 bis 500 mm und der größte Teil der Mittelgebirge 500 bis 700 mm sommerliche Niederschläge. Lediglich die Alpen und der Schwarzwald haben noch deutlich höhere Werte aufzuweisen. Mit einem über alle Rasterpunkte gemittelten Wert von 459 mm ergibt sich eine Erhöhung zur unkorrigierten Niederschlagshöhe von 34 mm bzw. 8 %.

Im Winterhalbjahr differieren die Niederschlagshöhen der tieferen Lagen hauptsächlich zwischen 200 und 500 mm, mit den wiederum kleinsten Werten im gesamten Nordosten und im Hessischen Ried. Dabei haben das gesamte Leegebiet des Harzes, das Thüringer Becken, das Oderbruch sowie Teile der Lausitz und des Hessischen Rieds auch noch Niederschlagshöhen < 200 mm zu verzeichnen. Andererseits heben sich die Mittelgebirge und die Alpen mit Werten von 800 bis über 1000 mm deutlich hervor als dies im Sommer der Fall ist. Im Mittel liegt die korrigierte Niederschlagshöhe im Winterhalbjahr mit 400 mm um 40 mm bzw. 11 % über den unkorrigierten Werten.

Analog den Niederschlagshöhen ist auch die Verteilung der Korrekturbeträge (Karte C, Abbildungen 2 und 3) zu bewerten. Sie bewegen sich für weite Teile Deutschlands im Sommerhalbjahr zwischen 20 und 40 mm, und auch der größte Teil der Mittelgebirge hebt sich mit 40 bis 60 mm nicht stärker hervor. Nur einige Gipfellagen und die Hochlagen der Alpen erreichen mit bis zu 90 mm höhere Werte. Im Winterhalbjahr sind die Korrekturbeträge insgesamt etwas höher und auch bereits im Tiefland mit 20 bis 60 mm deutlich stärker differenziert, mit den kleinsten Werten wiederum in den bereits mehrfach genannten Gebieten. Auch die Mittelgebirge heben sich mit 50 bis 80 mm etwas stärker hervor, während noch höhere Korrekturbeträge auch nur auf die Gipfellagen der Mittelgebirge und Alpen beschränkt bleiben.

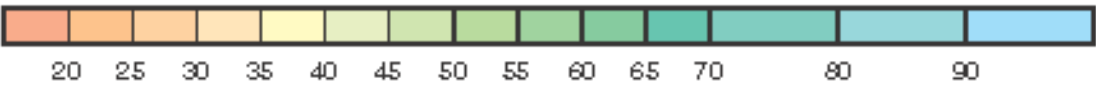


Abb. 2 Mittlere Korrekturbeträge der Sommerniederschlagshöhen 1961-1990 in mm

Anhand detaillierter Kerntrisse über die unterschiedlichen Niederschlagsbedingungen im Sommer- und Winterhalbjahr lassen sich auch flächendeckende Untersuchungen zum jahreszeitlichen Niederschlagsregime insgesamt durchführen, wie sie bereits mit einigen Beispielen zur Niederschlagstypisierung in den Atlas Tafeln 2.3 und 2.4 aufgezeigt sind. Als Grundlage hierfür wurde der mittlere prozentuale Anteil des Sommerniederschlages am Jahresniederschlag berechnet (Karte D auf Kartenblatt 2.6).

Dabei ist schwerpunktmäßig auf folgende Ergebnisse hinzuweisen: Anteile des Sommerniederschlags am Jahresniederschlag unter 50 % treten nur in dem größten Teil der Mittelgebirge und im Bereich einiger kleiner Erhebungen, wie im Münsterland und in der Lüneburger Heide auf. Sie sind dem Mittelgebirgs- bzw. Winterniederschlagstyp zuzuordnen und bleiben in den höheren Lagen auch teilweise unter 45 %. Nicht zutreffend ist dies für das Erzgebirge, die Schwäbische Alb und auch für Bereiche der Fränkischen Alb und des Bayerischen Waldes. Diese haben wie große Gebiete Deutschlands einen Anteil des Sommerniederschlags zwischen 50 und 55 %, was dem Sommerniederschlagstyp I entspricht. Besonders hervorzuheben sind die Gebiete mit über 55 % Sommerniederschlag. Sie sind zu einem großen Teil mit den trockensten Gebieten identisch und betreffen zum anderen die Alpen und das Alpenvorland bis nördlich des Donautales. Die Ursachen hierfür sind wahrscheinlich sehr unterschiedlich. Bei den trockeneren Gebieten überwiegen die kontinentalklimatisch bedingten konvektiven Niederschlagshöhen des Sommers, was außerdem auch wasserhaushaltmäßig besonders nachteilig ist, da der größere Teil der ohnehin schon geringen Niederschlagshöhen wieder durch die hohe sommerliche Verdunstung verbraucht wird. Im Alpenraum sind dagegen die Ursachen primär in der weit nach Norden reichenden Stauwirkung und den damit erzwungenen hochintensiven sommerlichen Aufgleitniederschlägen zu suchen. Besonders im Alpenvorland fallen dabei verbreitet mehr als 60 % der Niederschlagshöhe im Sommerhalbjahr, charakterisiert durch den Sommerniederschlagstyp II.

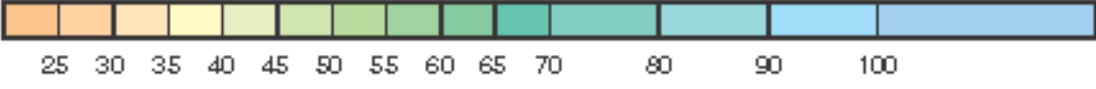


Abb. 3 Mittlere Korrekturbeträge der Winterniederschlagshöhen 1961-1990 in mm



2.6 Mean Corrected Precipitation Depths of Hydrological Half-Years

Seasonal comparisons of precipitation depths and precipitation corrections indicate a multitude of regional particularities that are characterised mainly by the climate-induced, varying proportions of mixed precipitation and snow in overall local precipitation. In the extreme northwest of the country and the upper Rhine plain, mixed precipitation and snow together account for less than 10 % of total precipitation; at the higher altitudes of the uplands (Mittelgebirge) and in the Alps they represent over 30 %. A close examination also reveals the influence of the sub-yearly distribution of precipitation depths. The combined action of both factors leads to a number of characteristic differences in the measurement errors of the summer and winter half-years. Figure 1 shows the course of the percentage precipitation measurement error during the year for the western and eastern parts of the north German lowlands (Regions I and III) as well as for the Schwarzwald (Black Forest, Region XI) and the Alps (Region IX). The regional divisions are shown in text accompanying Map 2.5, Figure 2 of the Atlas.

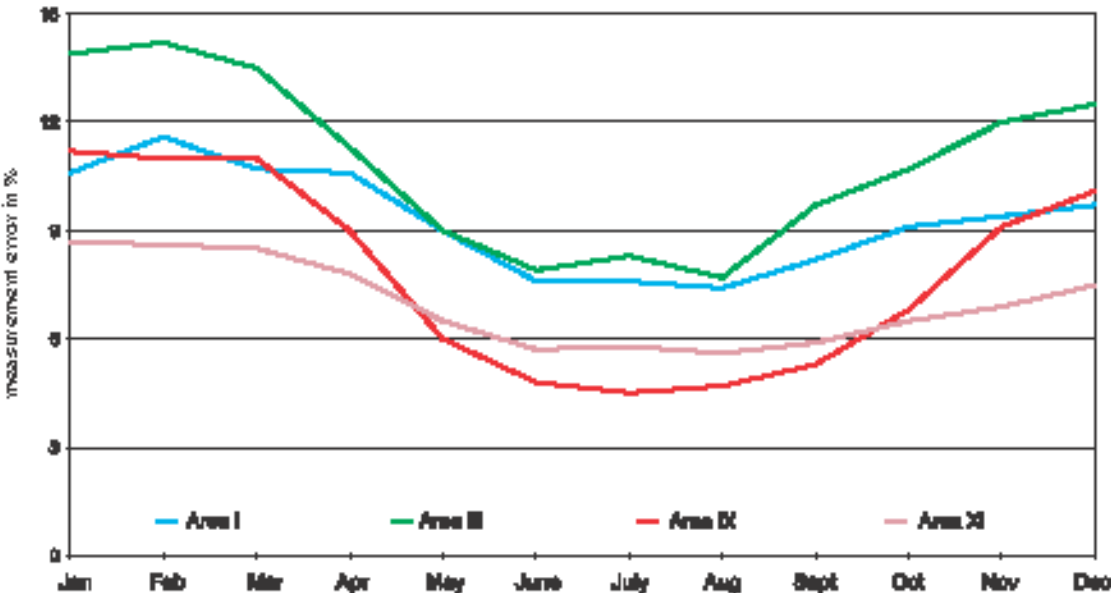


Fig. 1 Course of the percentage measurement error during the year for selected regions with the same precipitation adjustment correction

When comparing Regions I and III the major difference appears in winter, with considerably lower errors of measurement in the western lowlands. The low figures clearly result from the much lower proportion of mixed precipitation and snow. A comparison of the Black Forest and the Alps shows stronger annual fluctuations for the Alps, with errors that are higher in winter, lower in summer. They are caused by differences in the annual fluctuation of precipitation depths, especially since the average annual values and the annual proportions of mixed precipitation and snow are largely matched. However, as in the Alps only 40 to 45 % of precipitation falls during the winter half-year while in the Black Forest some 55 % of precipitation falls during the same period, relatively speaking the Alps have a higher proportion of snow with correspondingly higher percentage errors. With heavier summer precipitation, however, those errors are smaller in relative terms. The contrasts between the regions in the north and south also result from different precipitation depths, although the error of measurement has a relatively stronger effect due to the considerably lower precipitation depths in the lowlands. The actual correction values deriving from those contrasts are the difference between the corrected and the uncorrected precipitation depths, and are shown for comparative purposes in Figure 2 and 3.

Table 1 shows a summary of the mean monthly and mean annual values of the precipitation measurement error at various station sites and regions.

Table 1 Mean monthly and mean annual values of the percentage measurement error for 1961 - 1990, combined regionally into a) exposed, b) slightly sheltered, c) moderately sheltered, and d) well sheltered station sites (for regional divisions, see Map 2.5, Fig. 2 of the Atlas)

	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec	Year
A a	22.8	29.6	20.0	16.0	12.0	10.9	10.3	10.3	11.5	13.6	16.2	18.8	14.9
b	17.3	17.9	15.5	13.8	10.8	9.2	9.4	9.3	10.2	11.2	12.9	14.8	12.3
c	18.4	18.7	12.8	11.8	9.8	8.4	8.5	8.4	9.1	9.7	10.8	11.8	10.4
d	8.5	8.6	8.4	8.4	8.5	7.9	7.5	7.3	7.8	7.8	8.0	8.4	8.2
B a	27.6	29.0	23.8	18.2	12.3	10.3	10.5	12.1	14.2	19.1	22.7	18.8	
b	20.5	21.5	17.8	15.0	10.9	9.8	9.4	9.5	10.9	11.8	15.0	17.9	13.5
c	15.2	15.8	14.0	12.4	8.8	8.3	8.6	8.6	8.6	10.2	12.0	13.2	11.1
d	10.3	10.7	10.0	9.8	8.5	7.8	7.5	7.5	8.2	8.2	8.7	9.2	8.8
C a	31.8	38.6	28.9	18.3	12.6	10.4	10.8	10.6	12.8	16.6	21.8	28.5	18.2
b	23.3	24.3	20.3	15.1	11.1	8.8	10.0	8.5	11.3	12.7	16.8	19.8	14.6
c	17.3	17.9	15.5	12.7	10.1	8.8	9.1	8.5	10.2	11.0	13.3	15.0	12.0
d	11.6	11.8	10.7	10.0	8.8	7.7	8.0	7.6	8.7	8.8	9.5	10.3	9.3
D a	31.7	30.5	25.8	18.8	10.4	8.1	7.9	8.2	9.8	13.4	21.3	28.9	15.4
b	22.0	22.2	18.4	16.0	9.0	7.2	7.1	7.3	8.8	10.8	18.0	19.7	12.2
c	18.2	16.7	14.3	11.9	8.0	6.5	6.3	6.8	7.7	8.8	12.1	14.4	9.7
d	10.8	10.2	9.8	8.7	8.7	5.7	5.8	5.8	6.5	6.8	6.3	9.5	7.3

A: areas I and IV (up to 700 m above sea level) C: areas III and V (up to 700 m a.s.l.)  
B: areas II, VI and VII (up to 700 m a.s.l.) D: areas VIII and IX (up to 1000 m a.s.l.)

Map Structures

A direct comparison of the hydrological half-years (Maps A and B on Map Sheet 2.6) indicates regionally less variable fluctuations during the summer half-year and stronger fluctuations during the winter half-year for corrected precipitation depths also; although the summer half-year shows higher precipitation depths overall. Throughout northeast Germany, those depths come to between 300 and 400 mm, as in some smaller regions too, such as the Marshes in Hessen and the central Main area. In the lee of the Harz Mountains and in parts of the Thüringer Becken (Thuringian basin), values of < 300 mm also appear. Lower regions get 400 to 500 mm in summer precipitation and most of the uplands get 500 to 700 mm. Only the Alps and the Black Forest have significantly higher values. The average for all grid points of 459 mm yields an increase of 34 mm or 8 % in comparison with the uncorrected precipitation depths.

During the winter half-year precipitation depths at lower altitudes mainly lie between 200 and 500 mm, with the lowest values being found throughout the northeast and the Hessisches Ried (Hessian Marshes). The entire area in the lee of the Harz Mountains, the Thuringian basin, the Oder fault, and parts of Lausitz and the Hessian Marshes all have precipitation depths that are < 200 mm. In contrast, the uplands and the Alps stand out more, with values of 800 to over 1000 mm, than in summer. On average during the winter half-year the corrected precipitation depths of 400 mm are 40 mm or 11 % over the uncorrected values.

The distribution of correction values (Map C, Figs. 2 and 3) should also be evaluated similarly to the precipitation depths. For large areas of Germany those values fall between 20 and 40 mm, and do not deviate very much for most of the upland regions either, with 40 to 60 mm. Only some peaks and the high Alps altitudes have higher values, with up to 90 mm. During the winter half-year the correction values are slightly higher overall, with noticeable stronger fluctuations in the lowlands extending from 20 to 60 mm and the lowest values again appearing in those regions that have been mentioned several times already. The low mountains stand out somewhat more with 50 to 80 mm, while still higher correction values remain limited to the peaks of those uplands and the Alps.

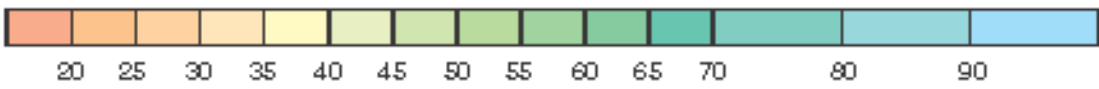


Fig. 2 Mean correction values of summer precipitation depths for 1961-1990 in mm

Based on detailed knowledge of the different precipitation conditions during the summer and winter half-years, wider-range studies of seasonal precipitation regimes can be carried out, as illustrated by several examples of precipitation types in the text accompanying Maps 2.3 and 2.4 of the Atlas. To provide a foundation for doing so, the average percentage share of summer precipitation in annual precipitation has been calculated (Map D on Map Sheet 2.6).

Attention should be focused primarily on the following results: summer precipitation that represents less than 50 % of annual precipitation occurs only in most of low-mountain regions and near several small rises, as in the Münsterland and the Lüneburger Heide (Lüneburg Heath). Such precipitation can be classified into the low mountain range or winter precipitation type, and sometimes also remains below 45 % at higher altitudes. That does not apply to the Erzgebirge (Erz Mountains) and Schwäbische Alb (Swabian Alps), parts of the Fränkische Alb (Franconian Alps), and the Bayerischer Wald (Bavarian Forest). Those, like large parts of Germany, have a proportion of summer precipitation that lies between 50 and 55 %, which matches Summer Precipitation Type I. Particular attention should be paid to those regions with over 55 % summer precipitation. First, they often coincide with the driest areas, and second, they include the Alps and their foothills as far as the area north of the Danube valley. The reasons for that are probably very diverse. In the drier regions the convective summer precipitation depths predominate, under the influence of the continental climate; in addition, this is a particular disadvantage in terms of water resources, since the greater part of what is already a limited amount of precipitation is consumed by high summer evaporation. In alpine regions, however, the causes should be sought primarily in the barrier effect that reaches far into the north and the high-intensity, rising-air precipitation it induces in summer. In the foothills of the Alps, especially, over 60 % of precipitation falls in the summer half-year, which characterises Summer Precipitation Type II.

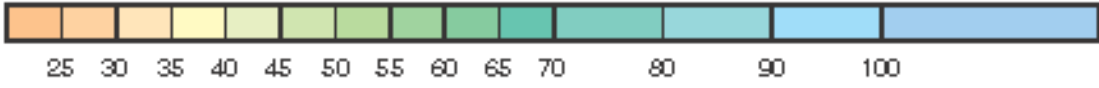
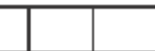


Fig. 3 Mean correction values of winter precipitation depths for 1961-1990 in mm





55 57



Wetterdienst, Offenbach



## HYDROLOGISCHER ATLAS VON DEUTSCHLAND

Herausgegeben vom Bundesministerium für Umwelt,  
Naturschutz und Reaktorsicherheit

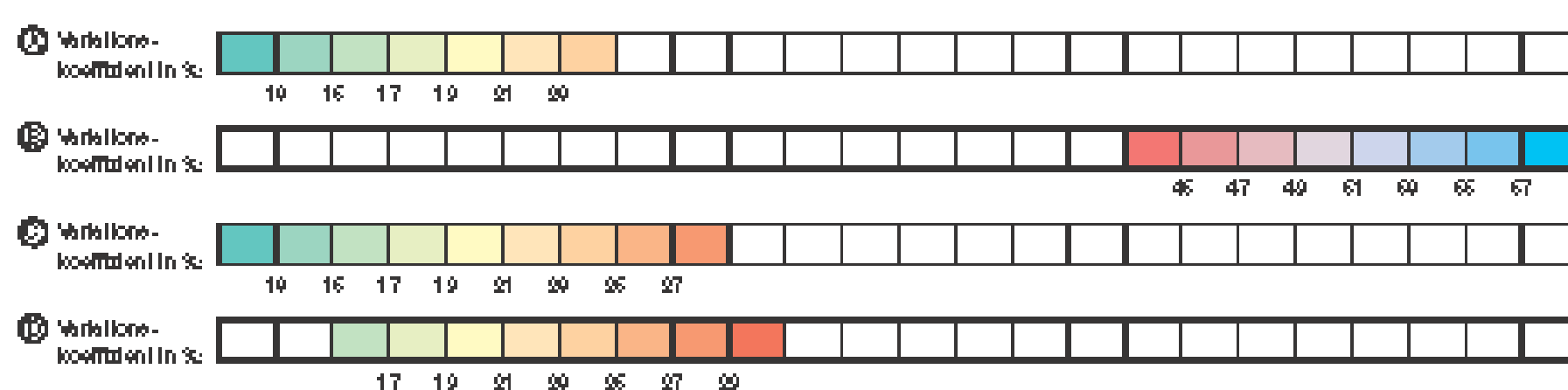
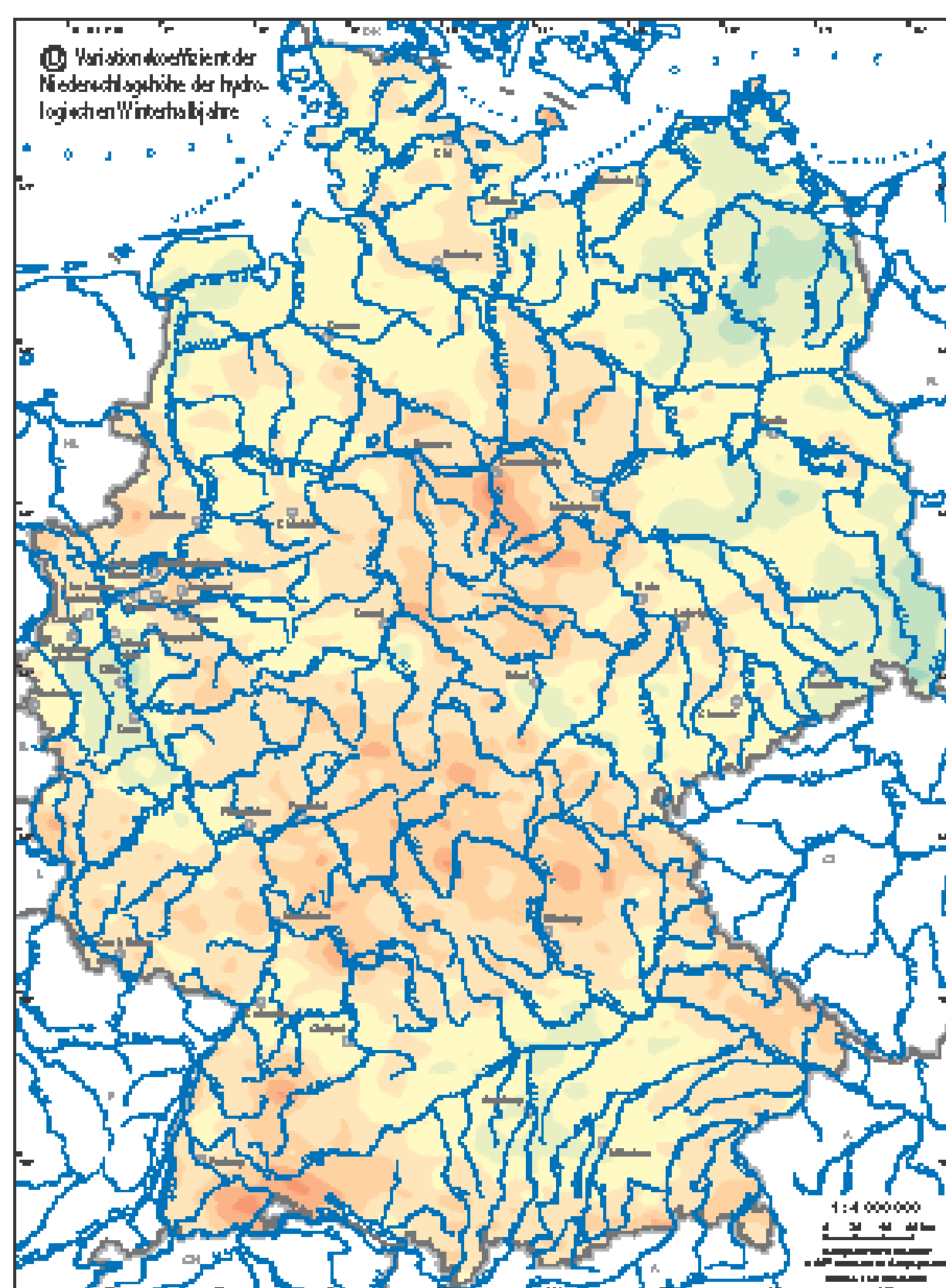
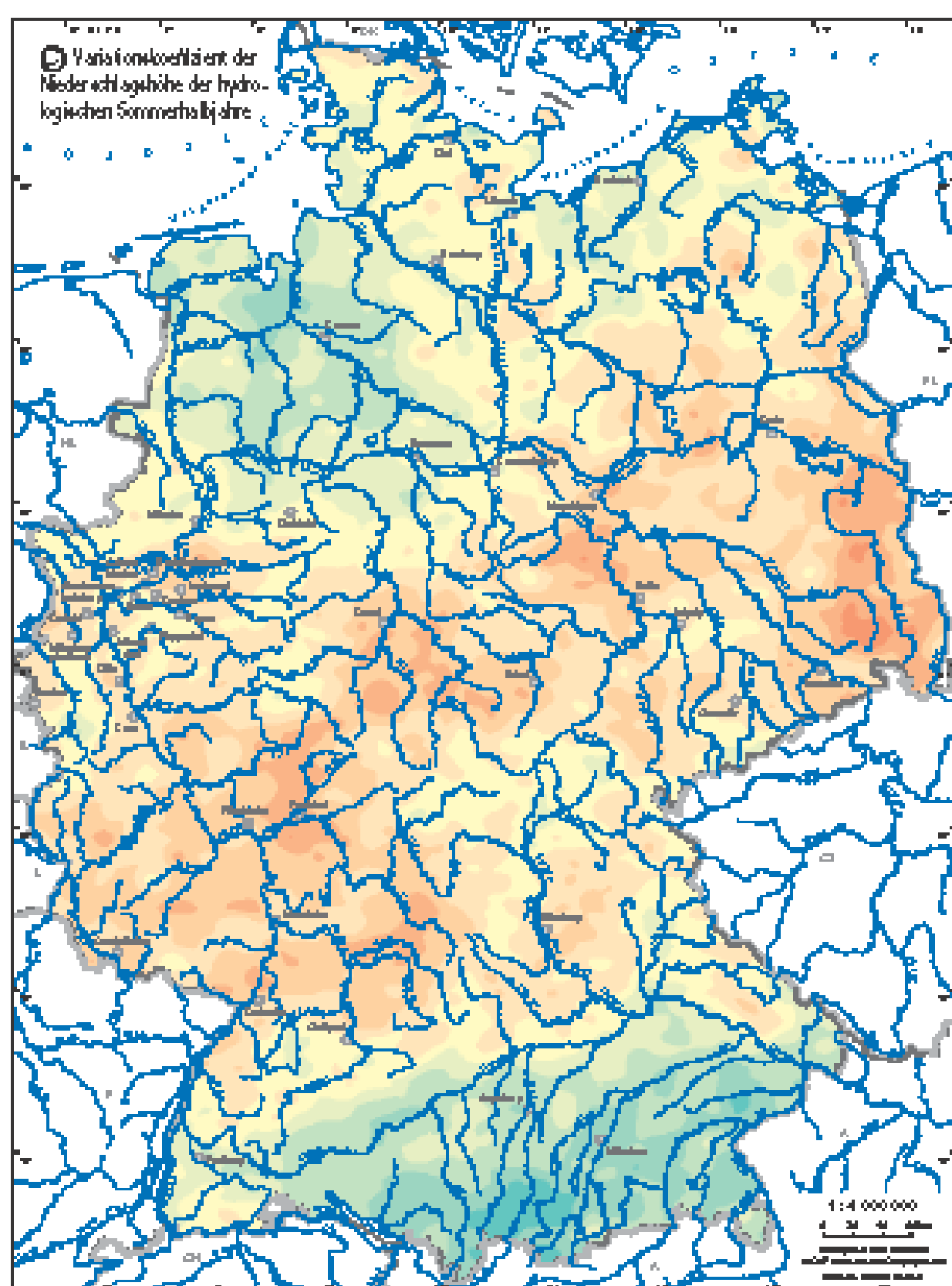
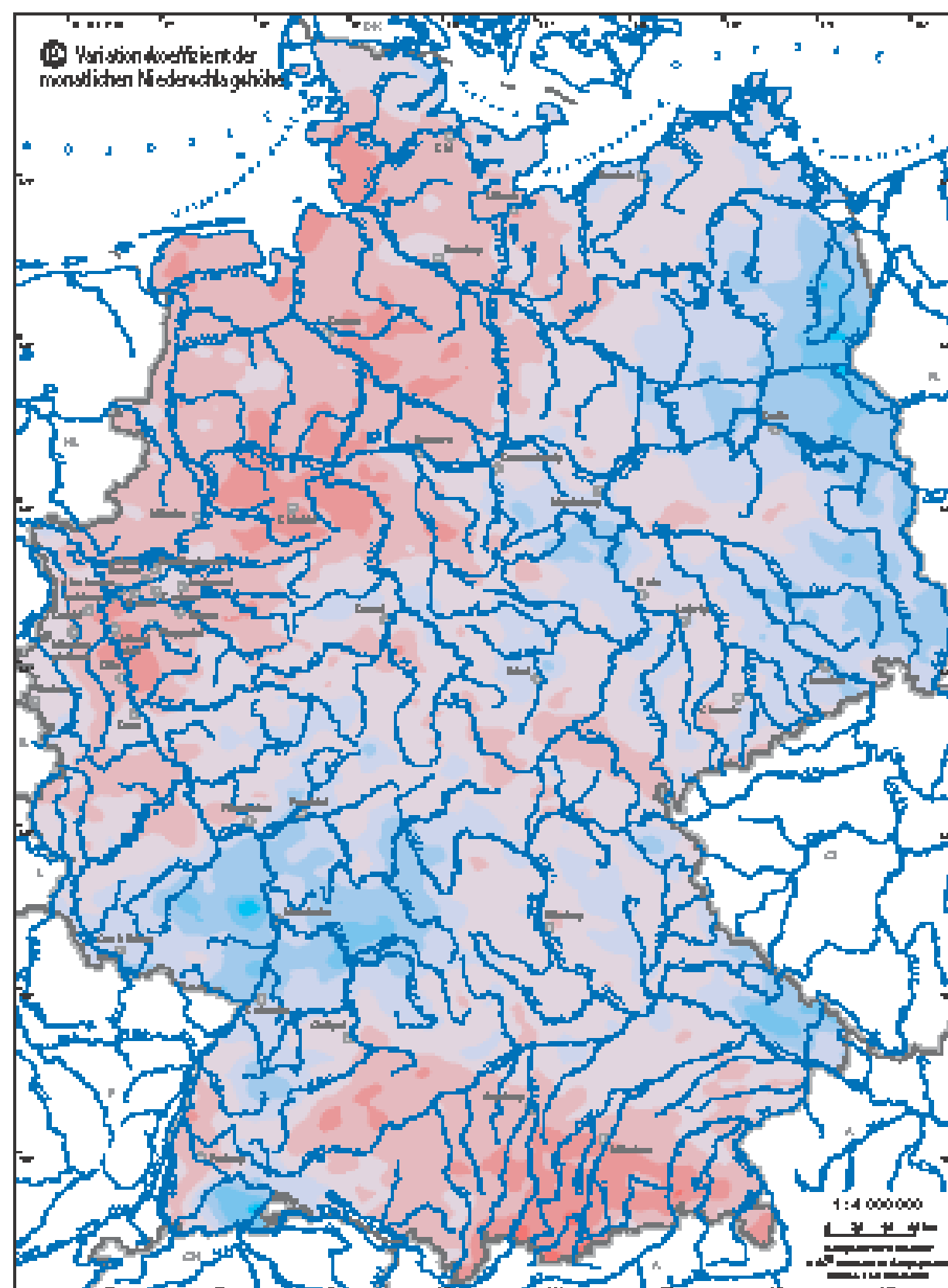
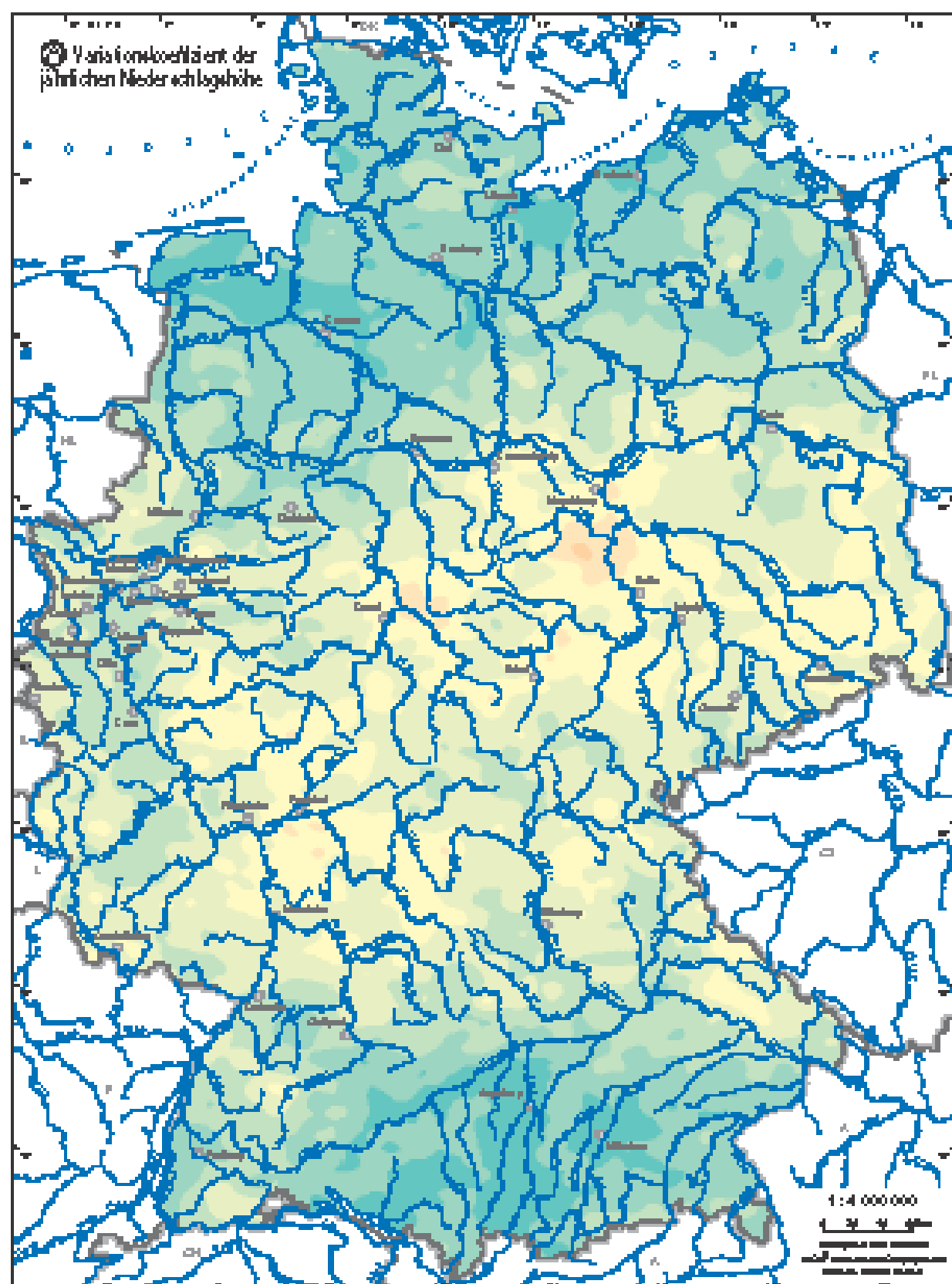
### 2.7 Variationskoeffizient der Niederschlagshöhe

Autoren: B. Dietzer  
Deutscher Wetterdienst, Offenbach  
Geschäftsfeld Hydrometeorologie

Wissenschaftliche Beratung: H. Bartels, T. Günther (DWD), Ch. Leibundgut (IHF),  
H.-J. Liebscher (BfG), H. Vierhuff (BGR), F.-J. Kern (IHF)

Kartographie: Institut für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br. (J. Strub)







2.7 Variationskoeffizient der Niederschlagshöhe

Den Atlastafeln 2.2 bis 2.6 ist die große räumliche Variation der mittleren Niederschlagshöhen beispielsweise mit einer Spannweite in den Jahreswerten von rund 1500 mm (Gebietsmittelwert 779 mm) im Zeitraum 1961–1990 zu entnehmen. Neben der räumlichen Variabilität spielt aber bei allen wasserwirtschaftlichen Planungsaufgaben, z. B. bei der Ermittlung der Wasserbilanz oder der mittleren Grundwasserneubildung, auch die Kenntnis der zeitlichen Variabilität des Niederschlagsgeschehens eine wichtige Rolle. Die Länge des international jeweils gültigen, von der Weltorganisation für Meteorologie (WMO) festgelegten 30-jährigen Bezugszeitraumes ist weitgehend auf die hohe Variabilität des Niederschlags zurückzuführen. Im Gegensatz zu den diskret auftretenden Niederschlagsereignissen hat z. B. die Lufttemperatur aufgrund der Sonneneinstrahlung häufig einen ausgeprägten Tagesgang, die zeitliche Variabilität der Mittelwerte über Tage, Monate und Jahre ist aber weitaus geringer als die des Niederschlags.

Die Atlastafeln 2.2 bis 2.6 repräsentieren jeweils Mittelwerte der Messreihen des einheitlichen Bezugszeitraumes 1961–1990. Die einzelnen Jahre, Halbjahre und Monate können aber von diesen mittleren Werten erheblich abweichen. Bei der Verwendung von Mittelwerten in hydrologischen Berechnungen ist es daher notwendig zu wissen, wie stark die durchschnittlichen Abweichungen einzelner Jahre, Halbjahre oder Monate von diesen Mittelwerten an einem bestimmten Standort sein können.

Als einfaches Maß für die zeitliche Streuung einer Messreihe um den Mittelwert wird häufig die Standardabweichung  $s$  verwendet. Sie wird umso größer je höher die Niederschlagshöhe ist. In Kartendarstellungen der Standardabweichung der Niederschlagshöhe würde somit im wesentlichen die räumliche Verteilung des Niederschlags wiedergegeben. Es ist daher sinnvoll, nicht den Wert  $s$  zu betrachten, sondern ihn mit dem arithmetischen Mittelwert zu normieren und in Prozent zu dimensionieren. Diese Größe  $V$  bezeichnet man als *Variationskoeffizient* oder *prozentuale Standardabweichung*:

V = (s / x̄) \* 100 mit s = sqrt(1/n \* sum((xi - x̄)^2))

wobei  $\bar{x}$  der Mittelwert der Einzelelemente  $x_i$  und  $n$  die Anzahl der Werte der Messreihe sind. Durch die Normierung werden die räumlichen Schwankungen der Niederschlagshöhe um den Mittelwert aufgrund der unterschiedlichen Wetterlageinflüsse und der orographischen Bedingungen flächenmäßig besser sichtbar. Die Werte des Variationskoeffizienten liegen immer im Bereich von 0 bis 100 Prozent.

Zur Kartendarstellung

In Anlehnung an die Atlastafeln 2.2 bis 2.6 der mittleren Niederschlagshöhen der Jahre und hydrologischen Halbjahre wird auch der Variationskoeffizient der jährlichen und halbjährlichen Niederschlagshöhen des Zeitraumes 1961–1990 berechnet. Zusätzlich wird der mittlere Variationskoeffizient der einzelnen Monate ermittelt. Da das Verhalten der zeitlichen Variabilität des Niederschlags weitgehend unabhängig von der Korrektur des systematischen Messfehlers ist, werden alle Berechnungen mit den unkorrigierten Niederschlagshöhen durchgeführt. Die Rasterfelddarstellung ist geglättet, um Stationsextremwerte zu eliminieren.

Variationskoeffizient der Jahre

Karte A zeigt den Variationskoeffizienten der jährlichen Niederschlagshöhen. Die Werte der Rasterfelder liegen zwischen 11 und 24 %. Im Norden und Süden Deutschlands sind die zeitlichen Schwankungen mit weniger als 14 % am niedrigsten, wobei das Minimum im Norddeutschen Tiefland und an der Ostseeküste sowie im gesamten Alpenvorland zu finden ist. In den Alpen ist die prozentuale Standardabweichung mit ca. 16 % nur geringfügig höher. Zur Mitte Deutschlands hin nimmt der Variationskoeffizient zu und erreicht das Maximum im östlichen Harzvorland. Weitere Maxima sind um Kassel, in der Lausitz sowie im Bereich um Spessart, Odenwald und Vogelsberg zu verzeichnen. Anders als bei der mittleren jährlichen Niederschlagshöhe treten jedoch die Kammlagen der Mittelgebirge nicht hervor. Der Variationskoeffizient der jährlichen Niederschlagshöhen ist z. B. in den Höhenlagen des Schwarzwaldes so hoch wie im Oberrheingraben, mit geringen Unterschieden zwischen Nord- und Südschwarzwald. Auch die Mittelgebirge des Sauerlandes und der Harz heben sich nur wenig von den umgebenden Flachlandregionen ab.

Eine Ursache für die geringen Streuungen der jährlichen Niederschlagshöhen an den Küsten ist wohl im ausgleichenden Einfluss von Nord- und Ostsee mit hohen Feuchtetransporten und den damit verbundenen Niederschlagsfeldern zu suchen. In Süddeutschland ist der Niederschlag in der Regel nicht so stark von sich ändernden, wetterlagenbedingten Feuchteströmungen abhängig, da insbesondere im Sommer der Niederschlag überwiegend konvektiver Art ist. Die Niederschläge entstehen dann weniger durch advektiven Feuchtetransport als aus dem vorhandenen stationären Feuchtevorrat.

Variationskoeffizient der Monate

Um den Jahresgang der monatlichen Niederschlagshöhen zu eliminieren, werden bei der Berechnung des Variationskoeffizienten der Monate nicht die 360 Monate des Zeitraumes 1961 bis 1990 in Beziehung zu einer mittleren monatlichen Niederschlagsverteilung gesetzt, sondern es werden zunächst die Variationskoeffizienten der einzelnen Monate berechnet und anschließend gemittelt.

In welchem Ausmaß die monatlichen Niederschlagshöhen zeitlich schwanken können, zeigen die Niederschlagsverteilungen des Monats mit der größten Gebietsniederschlagshöhe der Bezugszeitreihe – Juli 1980 (Abb. 1) – und des Monats mit der niedrigsten – Februar 1972 (Abb. 2). Die mittlere Gebietsniederschlagshöhe für Deutschland beträgt im Februar 1972 10,8 mm und im Juli 1980 133,5 mm – mehr als das 10fache.

Das Niederschlagsgeschehen im nassen Monat Juli 1980 ist durch kontinuierliche Westwetterlagen geprägt und beispielhaft für einen typisch monsunalen Sommermonat. Die Niederschlagsverteilung entspricht weitgehend der mittleren jährlichen Niederschlagsverteilung (Atlastafel 2.2). Bedingt durch die Stauniederschläge im Luv treten alle Mittelgebirge durch große Niederschlagshöhen deutlich hervor. Die trockenen Regionen liegen im Lee des Pfälzer Waldes, des Harzes, des Schwarzwalds sowie in der Altmark. Die Spannweite der räumlichen Variation reicht von 25 mm bis über 400 mm.

Im trockenen Monat Februar 1972 überwiegen in Deutschland südöstliche Luftströmungen, so dass Tiefrückgebiete mit feuchten Luftmassen nur auf den äußersten Südwesten und Süden Einfluss nehmen konnten. Im Februar 1972 sind daher nur im Sauerländischen Bergland, im Südwesten von Rheinland-Pfalz und im Saarland, im Südschwarzwald und im östlichen Alpenbereich Niederschlagshöhen von

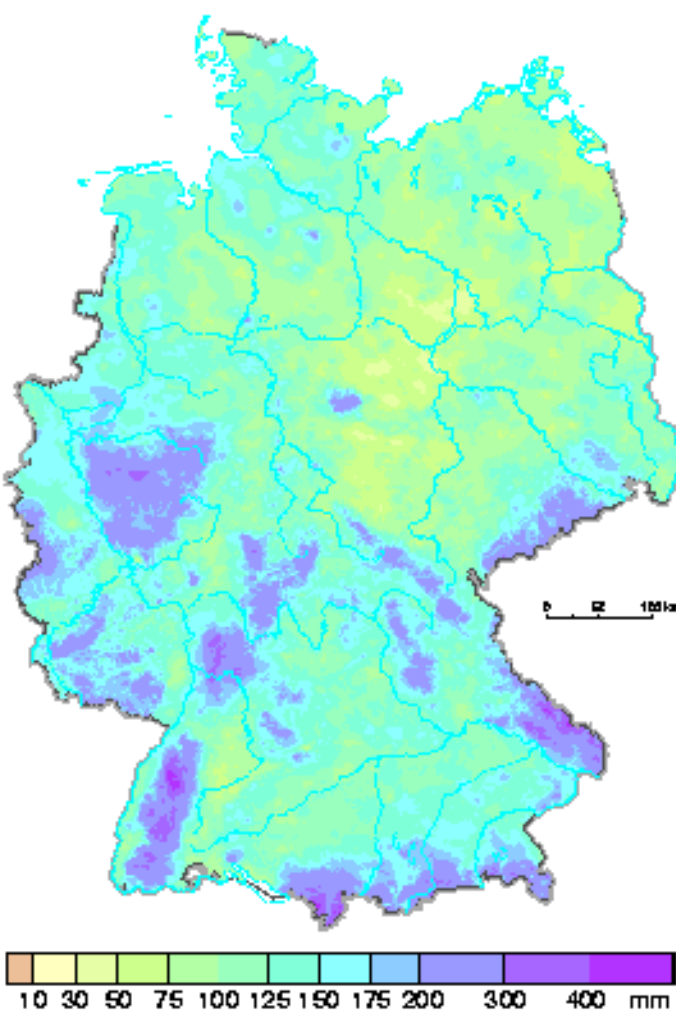


Abb. 1 Niederschlagshöhe des nassen Monats der Zeitreihe 1961–1990: Juli 1980

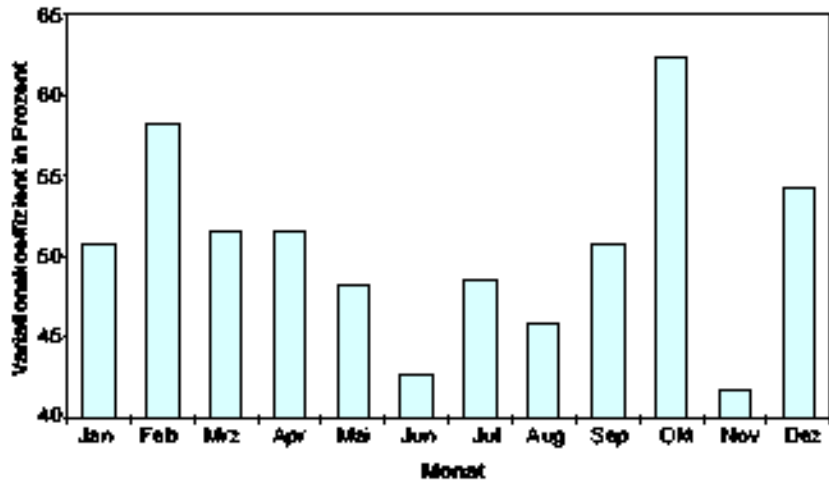


Abb. 3 Variationskoeffizient der einzelnen Monate im Zeitraum 1961–1990

mehr als 30 mm zu verzeichnen. Entsprechend der zunehmenden Kontinentalität nimmt die Niederschlagshöhe nach Osten auf weniger als 5 mm ab.

Wie diesen beiden Beispielen zu entnehmen ist, kann sich die Niederschlagsverteilung einzelner Monate sehr verschieden gestalten. Die in Karte B enthaltene Verteilung des Variationskoeffizienten der einzelnen Monate ist der Struktur des Variationskoeffizienten der Jahre sehr ähnlich. Die Rasterwerte liegen allerdings mit 44 % bis 59 % deutlich höher als die jährlichen Streuungen.

Die zeitlichen Schwankungen der monatlichen Niederschlagshöhen sind besonders in den trockenen Gebieten im Osten Deutschlands und im Leebereich des Pfälzer Waldes mit mehr als 58 % am höchsten. Ursache sind sommerliche konvektive Ereignisse, wie z. B. das Starkniederschlagsereignis im August 1978 in der Niederlausitz, die zu großen monatlichen Niederschlagshöhen in sonst eher trockenen

Gebieten führen. Die großen Schwankungen im Odergebiet dürften ebenfalls auf seltene extreme Niederschlagsereignisse bei sog. Vb-Wetterlagen zurückzuführen sein. Ein weiteres Maximum findet man im Bayerischen Wald und im südlichsten Teil von Baden-Württemberg. Da besonders die Monate Februar und Oktober in diesen Regionen sehr hohe Variationskoeffizienten zeigen (mehr als 80 %), können extreme konvektive Ereignisse im Wechsel mit geringen Niederschlägen bei Hochdruckeinfluss (Altweibersommer bzw. lang anhaltende Hochdruckperioden) die Ursache sein.

Im deutschen Alpenbereich, in den Kammlagen der Mittelgebirge und in ganz Nordwest-Deutschland liegen dagegen die Werte des monatlichen Variationskoeffizienten bei etwa 48 %. Die vorherrschenden Westwinde bringen für Nordwest-Deutschland ein relativ ausgeglichenes Niederschlagsregime. In den Mittel- und Hochgebirgslagen wird Niederschlag verstärkt durch Hebung der Luftmassen im Luv der Hindernisse ausgelöst. Auch hier sind die Schwankungen bezogen auf den Mittelwert niedrig.

Betrachtet man die Variationskoeffizienten der einzelnen Monate des Bezugszeitraumes, so findet man deutliche Unterschiede im Jahresverlauf. Abbildung 3 zeigt den mittleren Variationskoeffizienten aller Rasterfelder Deutschlands für die einzelnen Monate. Im Jahresgang ergibt sich für den Monat November die geringste Streuung, gefolgt vom Juni. Dagegen variieren die Niederschlagshöhen des Monats Oktober besonders stark, gefolgt von einem weiteren Maximum im Februar. So liegen z. B. die monatlichen Gebietsniederschlagshöhen für Deutschland im Bezugszeitraum für Oktober zwischen 14 und 127 mm, im November dagegen nur zwischen 29 und 107 mm.

Der gezeigte Jahresgang des Variationskoeffizienten der Monate bleibt qualitativ erhalten, wenn man längere Zeiträume (z. B. 1900–1999) betrachtet. Der Jahresgang wird allerdings etwas geglättet. Der Oktober bleibt der Monat mit der größten Streuung von Jahr zu Jahr, der Juni der mit der geringsten. Dagegen ist der mittlere Variationskoeffizient des Novembers im Zeitraum 1900 bis 1999 deutlich höher (10 %). Ähnlich verhält sich der Monat März (5 %). Die Niederschlagsverhältnisse der Bezugszeitreihe 1961–1990 weichen bei beiden Monaten also deutlich von denen des 100-jährigen Zeitraumes 1900–1999 ab.

Variationskoeffizient der hydrologischen Halbjahre

Die Karten C und D zeigen den Variationskoeffizienten der hydrologischen Halbjahre. Im Sommerhalbjahr liegen die Rasterfelder des Variationskoeffizienten zwischen 12 und 29 %. Man findet ähnlich wie bei der Betrachtung der Jahre Minima im Norden, besonders im Gebiet um Bremen, sowie im südlichen Alpenvorland und in den Alpen. Die Maximalwerte liegen wiederum in der Lausitz, im östlichen Harzvorland, im hessischen Bergland, um Frankfurt a. M. und in den nordwürttembergischen Gäulen. Besonders die Minima sind noch stärker ausgeprägt als bei den Variationskoeffizienten der Jahre, da die niederschlagsbildenden Prozesse, die die Jahresverteilung prägen, besonders stark im Sommer in Erscheinung treten.

Mit 15 bis 30 % liegen die Variationskoeffizienten der hydrologischen Winterhalbjahre etwas höher als bei den Sommerhalbjahren. Ihre Verteilung ist aber deutlich anders: Minima findet man nur noch in der Lausitz und in Brandenburg sowie am Mittelrhein zwischen Koblenz und Köln. In den anderen Gebieten ist die prozentuale Standardabweichung mit Werten um 22 % relativ einheitlich. Maxima ergeben sich im Oberrheingebiet, im oberen und mittleren Main-Einzugsgebiet sowie nördlich des Harzes.

In den Sommerhalbjahren steigt der Variationskoeffizient des Niederschlags von Nordwesten bis zur Mitte Deutschlands an, um dann wieder nach Südosten zu den Alpen hin abzufallen. In den Winterhalbjahren ist ein Anstieg von Osten zu einem Maximum zwischen nördlichem Harzvorland, mittlerem Neckar und Fränkischer Alb zu verzeichnen. Zu den westlichen Landesteilen und dem nördlichen Alpenvorland hin nehmen die Werte wieder ab.

Praktische Hinweise

Da in den Atlastafeln 2.2 bis 2.4 die mittleren jährlichen und halbjährlichen Niederschlagshöhen (ohne Korrektur) dargestellt sind, kann bei Bedarf für diese Zeiträume die absolute Streuung in mm um den Mittelwert durch Multiplikation mit den Variationskoeffizienten der Karten A, C und D ermittelt werden. Diese Variationskoeffizienten sind in gleicher Größenordnung auch auf die Werte der korrigierten Niederschlagshöhen zu übertragen (Atlastafeln 2.5 und 2.6).

Ausschlaggebend für das regionsspezifische Ausmaß der Variationskoeffizienten ist die jeweils betrachtete Zeitspanne: Für jährliche Verteilungen ergeben sich Werte zwischen 11 und 24 %, für das Sommerhalbjahr zwischen 12 und 29 %, für das Winterhalbjahr zwischen 15 und 30 % und schließlich für die Monate Werte zwischen 44 und 59 %.

Bei der Verwendung von mittleren Niederschlagshöhen als Maßzahl für wasserwirtschaftliche Planungsvorhaben darf ihre zeitliche Variabilität nicht unberücksichtigt bleiben. In Abhängigkeit von der Fragestellung und den möglichen Risikofaktoren der Umweltbedingungen können die gesamte Spannweite des Variationskoeffizienten um den Mittelwert oder sogar seine stationsweise ermittelten Extremwerte als anwendungsbezogene Größen von Bedeutung sein.



Abb. 2 Niederschlagshöhe des trockenen Monats der Zeitreihe 1961–1990: Februar 1972



2.7 Variability Coefficient of Precipitation Depth

The Maps 2.2 to 2.6 give an impression of the wide spatial variation of mean precipitation depths with a span of about 1500 mm in the annual values of the period 1961–1990; the areal average is 779 mm. However, besides spatial variability, knowledge of the temporal variability is essential in any water-resources planning issue, such as the establishment of a water balance or determination of the mean groundwater recharge. The length of the current internationally agreed 30-year reference period defined by WMO, is mainly due to the high variability of precipitation. In contrast to the discrete precipitation events, other weather elements like air temperature often have a distinct diurnal course dependent on sunshine, while their mean values over days, months, and years are much less variable in time than precipitation.

The Maps 2.2 to 2.6 show the mean values of the observation series of the reference period 1961–1990. However, single years, half-years, and months may deviate considerably from these mean values. When using mean values in hydrological computations, it is consequently necessary to know how wide the values may deviate on average from these mean values at a given site in single years, half-years, or months.

Often, the standard deviation *s* is used as a simple measure for the temporal scatter of an observation series around its mean value. The higher the precipitation depth, the higher is also this standard deviation. Mapping of the standard deviation would thus essentially reflect the spatial distribution of precipitation. Consequently, it is reasonable not to use *s*, but to standardise it with the arithmetic mean value and to express it as percentage. The variability coefficient *V* in percent is equal to the percentage standard deviation:

V = (s / x̄) · 100 with s = √(1/(n-1) ∑(xi - x̄)²)

with *x̄* being the mean value of the single elements *x<sub>i</sub>* and *n* the number of values in the observation series. The standardisation gives a better area-related visualisation of the spatial variations of precipitation depths around the mean value due to different influences of weather types and orographic conditions. The values of the variability coefficient are always in the range from 0 to 100 percent.

Map Structures

Similar to the mean precipitation depths of the years and hydrological half-years shown in the Maps 2.2 to 2.6, the variability coefficient is computed for the years and hydrological half-years of the period 1961–1990. Additionally, the mean variability coefficient of the single months is determined.

Since the behaviour of the temporal precipitation variability is nearly independent of a correction of the systematic measuring error, all computations use uncorrected precipitation depth data. The grid representation is smoothed to eliminate station extremes.

Variability coefficient of the years

Map A shows the variability coefficient of the annual precipitation depths. The values of the grid cells range between 11 and 24 percent. In the north and the south of Germany, the temporal variations are the lowest, remaining below 14 percent, with minima in the North-German Lowland, on the Baltic Sea coast, and throughout the Alpine piedmont. In the Alps, the percentage standard deviation is only slightly higher at 16 percent.

Towards Central Germany, the variability coefficient increases and reaches its maximum in the eastern foreland of the Harz Mountains. Other maxima are located around Kassel, in the Lausitz (Lusatia), and around the uplands of Spessart, Odenwald, and Vogelsberg mountains. Here however, the ridges of the mountains do not show outstanding values as they do regarding the mean annual precipitation depths. For instance on higher ground in the Schwarzwald (Black Forest), the variability coefficient of annual precipitation depths is just as high as in the Oberrheingraben, with minor differences between the northern and the southern Black Forest. Also the Sauerland and Harz uplands differ only little from the surrounding lowland regions.

One reason for the little scatter of annual precipitation depths on the coasts is probably the balancing influence of the North Sea and the Baltic Sea with high humidity transport and subsequent precipitation fields. In Southern Germany, precipitation is usually less dependent on changing, weather-type related humidity fluxes as – especially in summer – precipitation there is mainly convective. Then precipitation is generated less by advective humidity transport than from the existing stationary humidity storage.

Variability coefficient of the months

In order to eliminate the annual variations of monthly precipitation depths, the variability coefficients of the months are not computed by relating the 360 months of the period 1961–1990 to a mean monthly distribution of precipitation, but the variability coefficients of the single months are first computed separately and then averaged.

To which extent monthly precipitation depths may vary in time is illustrated by the precipitation distribution during the month with the highest areal precipitation depth of the reference series – i. e. July 1980 (Figure 1) – and the month with the lowest one – i. e. February 1972 (Figure 2). The mean areal precipitation depth over Germany in February 1972 amounted to 10.8 mm and in July 1980 to 133.5 mm, i. e. more than the ten-fold.

Precipitation in the wet month of July 1980 is characterised by persistent western weather types and is exemplary for a monsoon-type summer month. The distribution of precipitation coincides nearly with the mean annual precipitation distribution (Map 2.2). Due to stemming on the windward sides of all mountains, these areas stand out with high precipitation depths. The drier regions lie on the leeward side of the Pfälzer Wald (Palatinate Forest), the Harz Mountains, the Black Forest, and in the Altmark. The span of the spatial variation reaches from 25 mm to more than 400 mm.

In the dry month of February 1972, southeasterly airflow prevailed over Germany, so that low-pressure areas with humid air masses could gain influence only over the extreme south-west and south of the country. Consequently, in February 1972 only the Sauerland Mountains, the south-west of Rheinland-Pfalz (Rhineland-Palatinate) and the Saarland, the southern Black Forest, and the eastern Alpine region received precipitation depths above 25 mm. With increasing continental character, precipitation depth decreases towards the east to less than 5 mm.

These two examples illustrate that the distribution of precipitation in single months may be very different. The distribution of the variability coefficients of the single months shown in Map B is very similar

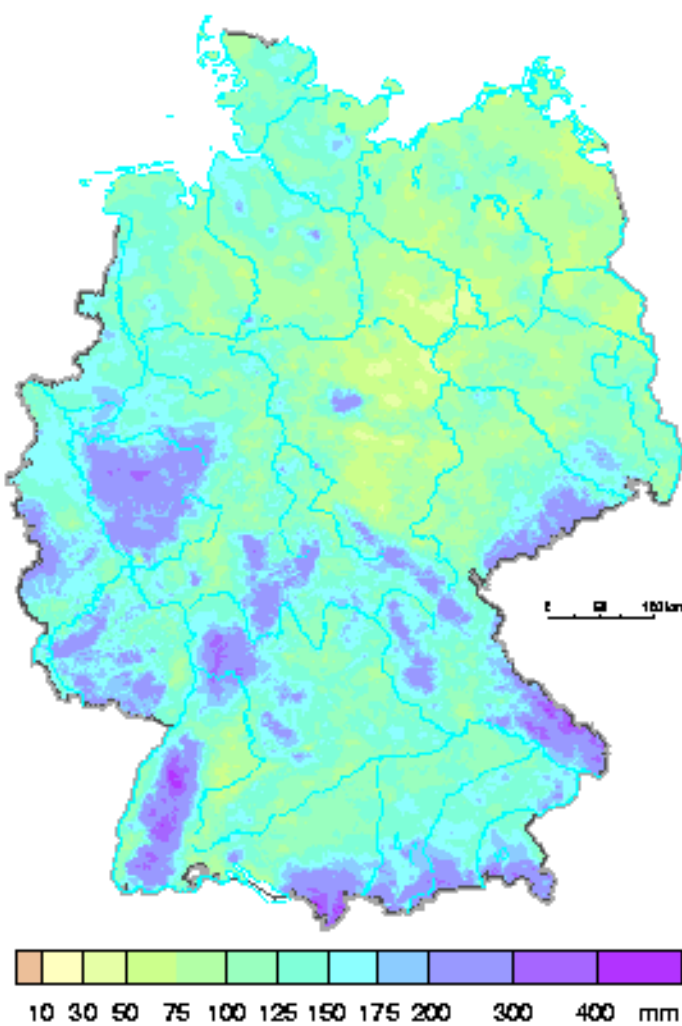


Fig. 1 Precipitation depth of the wettest month of the reference period 1961–1990: July 1980

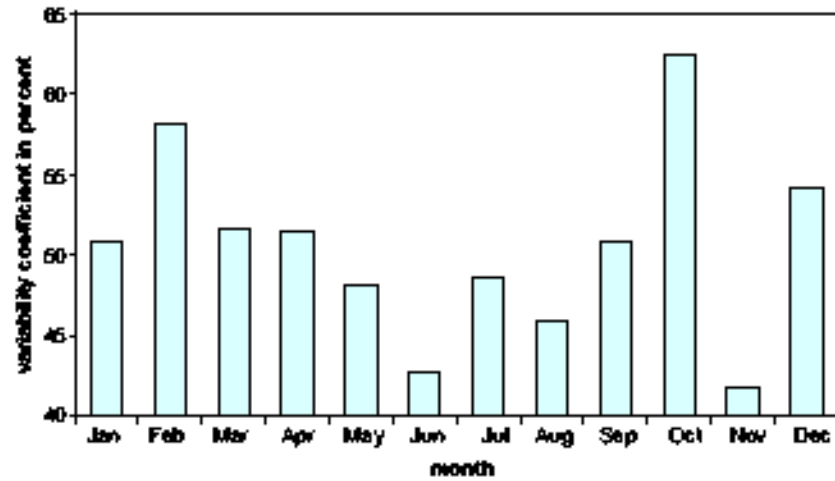


Fig. 3 Variability coefficient of the individual months in the reference period 1961–1990

to the structure of the variability coefficients of the years. However, with 44 to 59 percent, the grid-cell values are markedly higher than the annual scatter.

The temporal variations of monthly precipitation depths are with more than 58 percent the highest in the driest regions in eastern Germany and in the lee of the Palatinate Forest. The causes are summer convective precipitation events such as the heavy rainfall in August 1978 over the Niederlausitz, which brought high monthly precipitation depths in otherwise rather dry areas. The wide variations in the Odra basin may also be due to rare extreme precipitation events during so-called Vb weather patterns. Other rare maxima occurred in the Bavarian Forest and in the southernmost part of Baden-Württemberg. As especially the months of February and October show very high variability coefficients in these regions (above 80 percent), extreme convective events alternating with little precipitation during persistent periods of high pressure may be the underlying cause.

In the German Alps, on the ridges of the uplands, and throughout Northwest Germany, the values of the monthly variability coefficient are around 48 percent. Prevailing westerly winds bring a rather balanced precipitation regime to Northwest Germany. In the hilly and upland regions, precipitation is intensified by uplift of air masses on the windward side of the obstacles. Here too, variations relative to the mean value are small.

Considering the variability coefficients of the single months in the reference period, one finds distinct differences in the course of the year. Figure 3 shows the mean variability coefficients of all grid cells of Germany for the single months. In the course of the year, November has the lowest scatter, followed by June. Conversely, precipitation depths vary strongly in October, with a second maximum in February. For instance, the monthly areal precipitation depths over Germany in the reference period range in October between 14 and 127 mm, but in November merely between 29 and 107 mm.

The shown yearly course of the variability coefficients of the months remains qualitatively preserved if considered over longer periods (e.g. 1900–1999), although the values are slightly smoothed. October remains the month with the widest scatter from year to year, June the one with least deviations. However, in the period 1900–1999, the mean variability coefficient of November is markedly higher (10 percent); March is similar with 5 percent. Therefore, precipitation conditions of the reference series 1961–1990 deviate in both months distinctly from those of the 100-year period 1900–1999.

Variability coefficient of the hydrological half-years

The Maps C and D show the variability coefficients of the hydrological half-years. In the summer half-year, the grid cells of the variability coefficient range between 12 and 29 percent. Like in the analysis of the years, one finds here minima in the north of Germany, especially around Bremen, as well as in the southern Alpine piedmont and in the Alps. The maxima are again located in Lusatia, in the eastern foreland of the Harz Mountains, in the Hessian Uplands, around Frankfurt/Main, and in the northern parts of Baden-Württemberg. In particular the minima of half-year variability coefficients are even more pronounced than those of the years, since precipitation generating processes which influence the distribution over the year are particularly dominant in summer.

With 15 to 30 percent, the variability coefficients of the hydrological winter half-years are somewhat higher than those of summer half-years. However, their distribution pattern is much different: Minima occur only in Lusatia and in Brandenburg and along the Middle Rhine between Koblenz and Köln (Cologne). Elsewhere the percentage standard deviation is relatively uniform around 22 percent. Maxima exist in the High Rhine region, in the upper and middle basin of the River Main, and north of the Harz Mountains.

In the summer half-years, the variability coefficient of precipitation increases from the north-west towards central Germany, to drop again southwestwards to the Alps. In the winter half-years, one observes an increase from the eastern parts of Germany to a maximum between the northern foreland of the Harz Mountains, the middle reach of the River Neckar, and the Fränkische Alb (Franconian Alb). Towards the western parts of the country and the northern Alpine piedmont, the values decrease again.

Practical Information

Because the Maps 2.2 to 2.4 show the mean precipitation depths of years and half-years, it is possible to compute the absolute scatter in mm around the mean value for these periods by multiplication with the variability coefficients of the Maps A, C, and D. The variability coefficients are also transferable in the same order of magnitude to the values of the corrected precipitation depths (Maps 2.5 and 2.6).

Decisive for the specific regional size of the variability coefficients is the period under consideration: The values of annual distributions range between 11 and 24 percent, those of summer half-years between 12 and 29 percent, of winter half-years between 15 and 30 percent, and finally of the months between 44 and 59 percent.

When mean precipitation depths are used for water-resources planning, their temporal variability must not be left out of account. In dependence on the issue in question and potential environmental risk factors, the whole span of variability coefficients around the mean value or even its station extremes may become relevant.

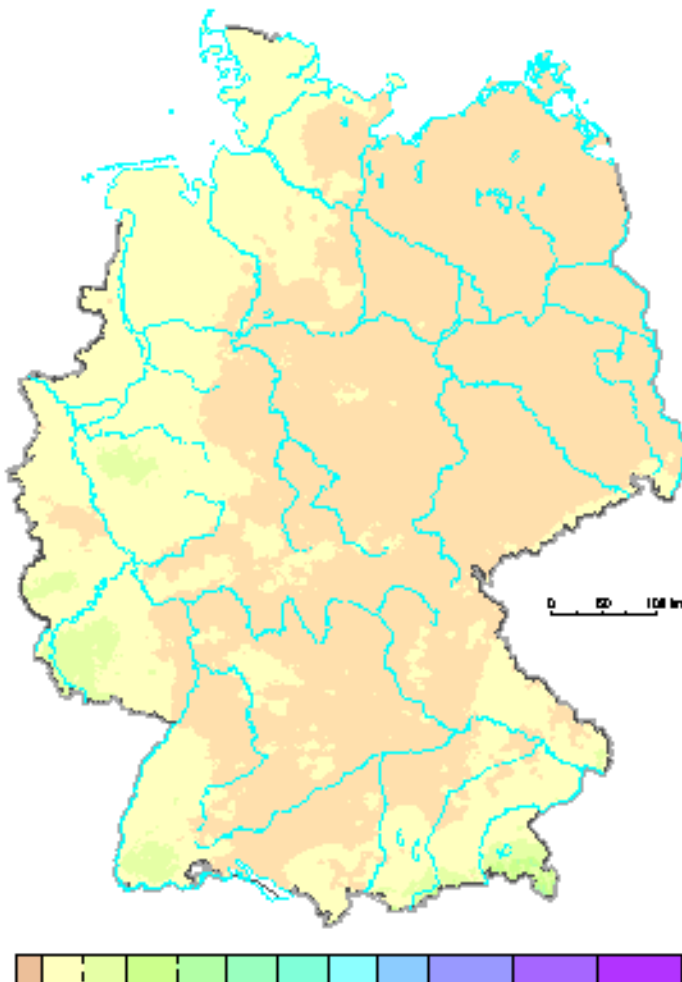
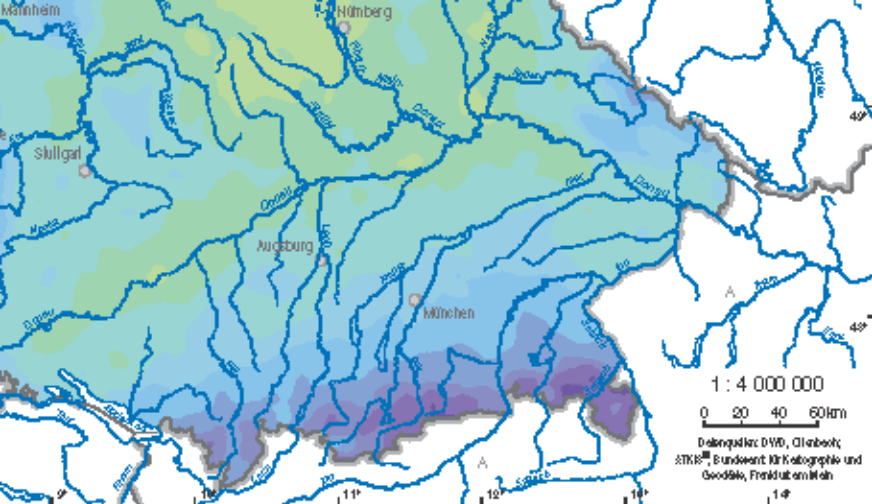


Fig. 2 Precipitation depth of the driest month of the reference period 1961–1990: February 1972





## HYDROLOGISCHER ATLAS VON DEUTSCHLAND

Herausgegeben vom Bundesministerium für Umwelt,  
Naturschutz und Klimaschutz

### 2.8 Starkniederschlagshöhen

Autoren: B. Dietzer, G. Mallitz  
Deutscher Wetterdienst,  
Geschäftsfeld Hydrometeorologie, Offenbach / Berlin

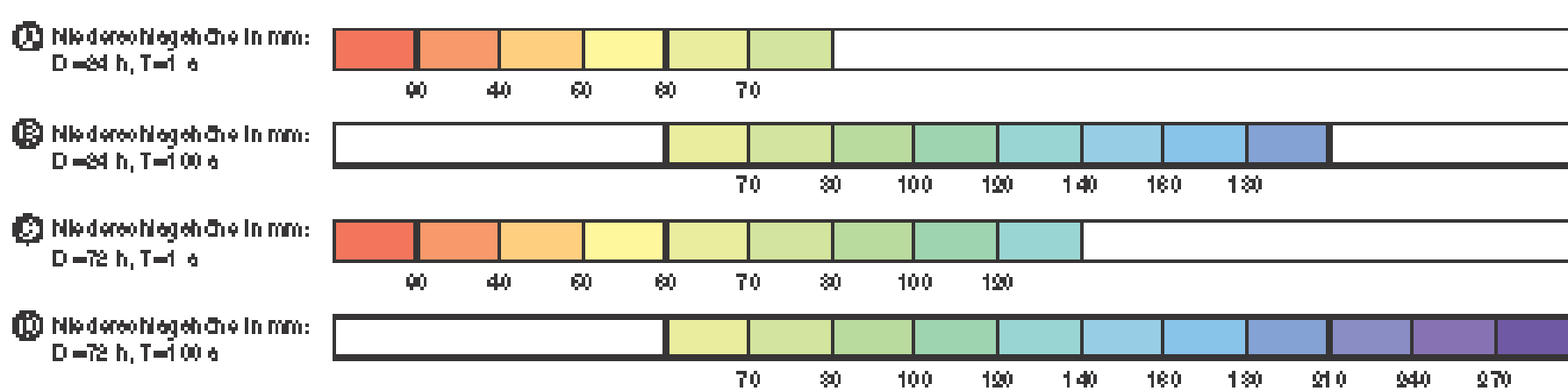
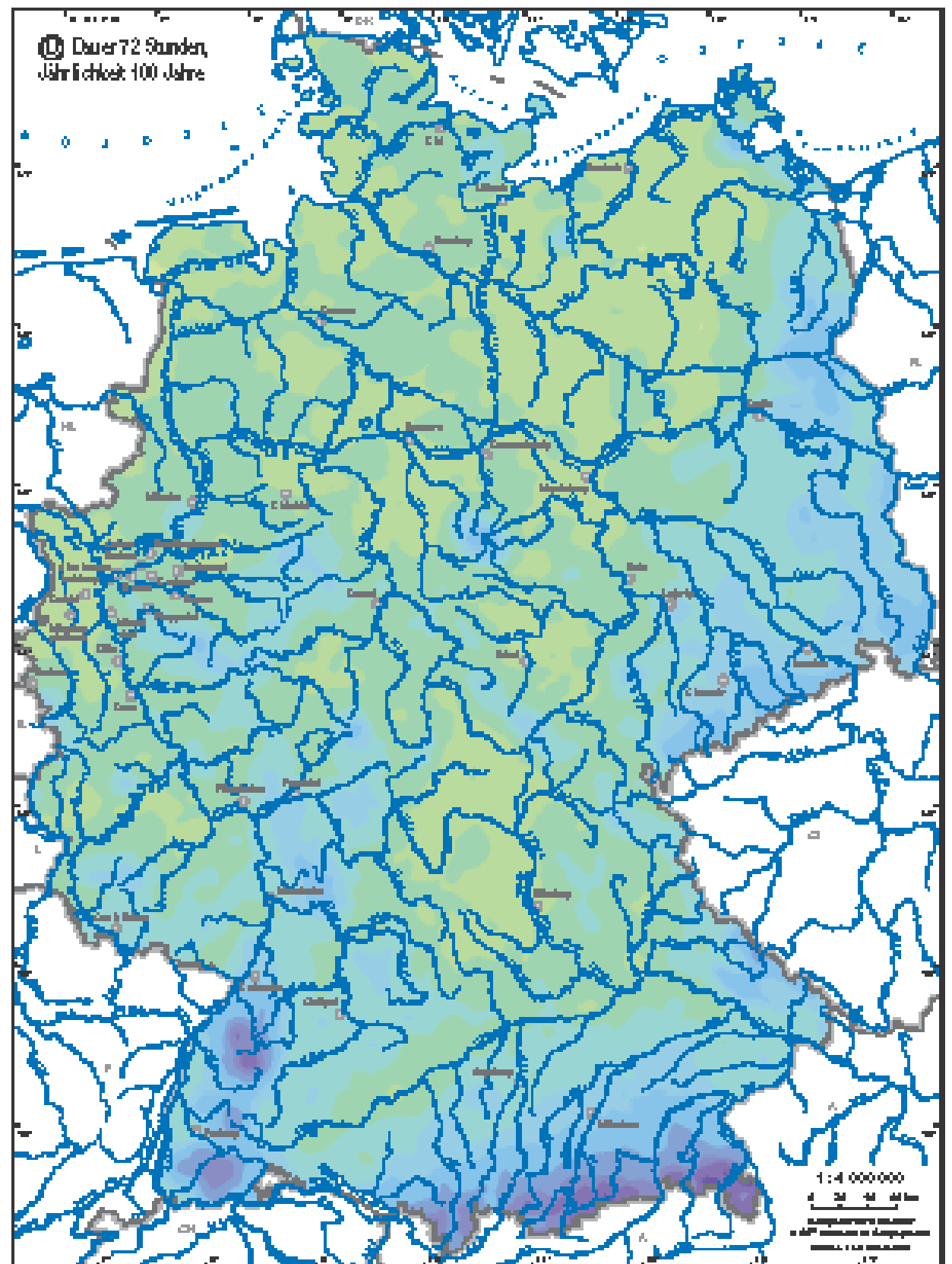
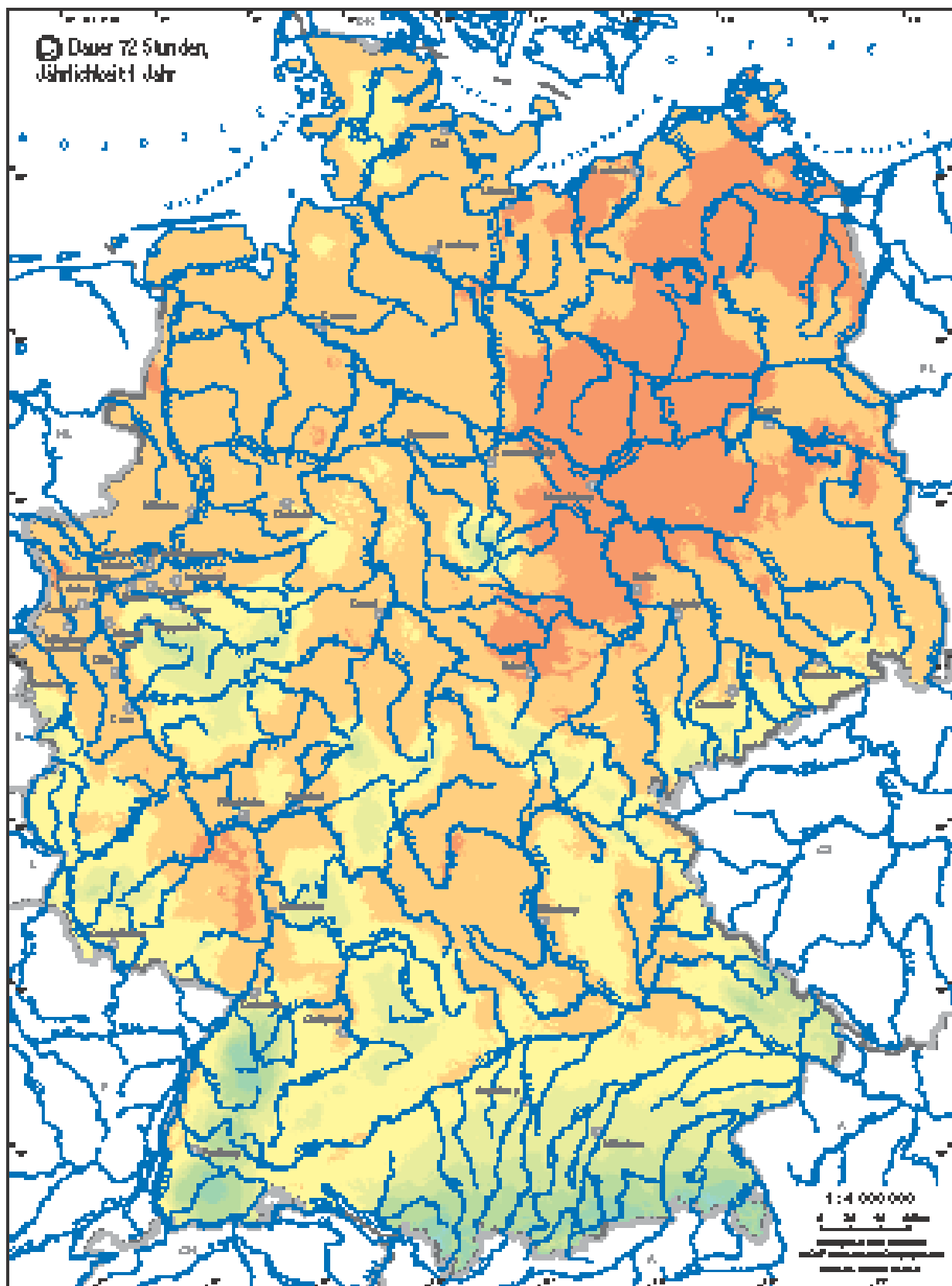
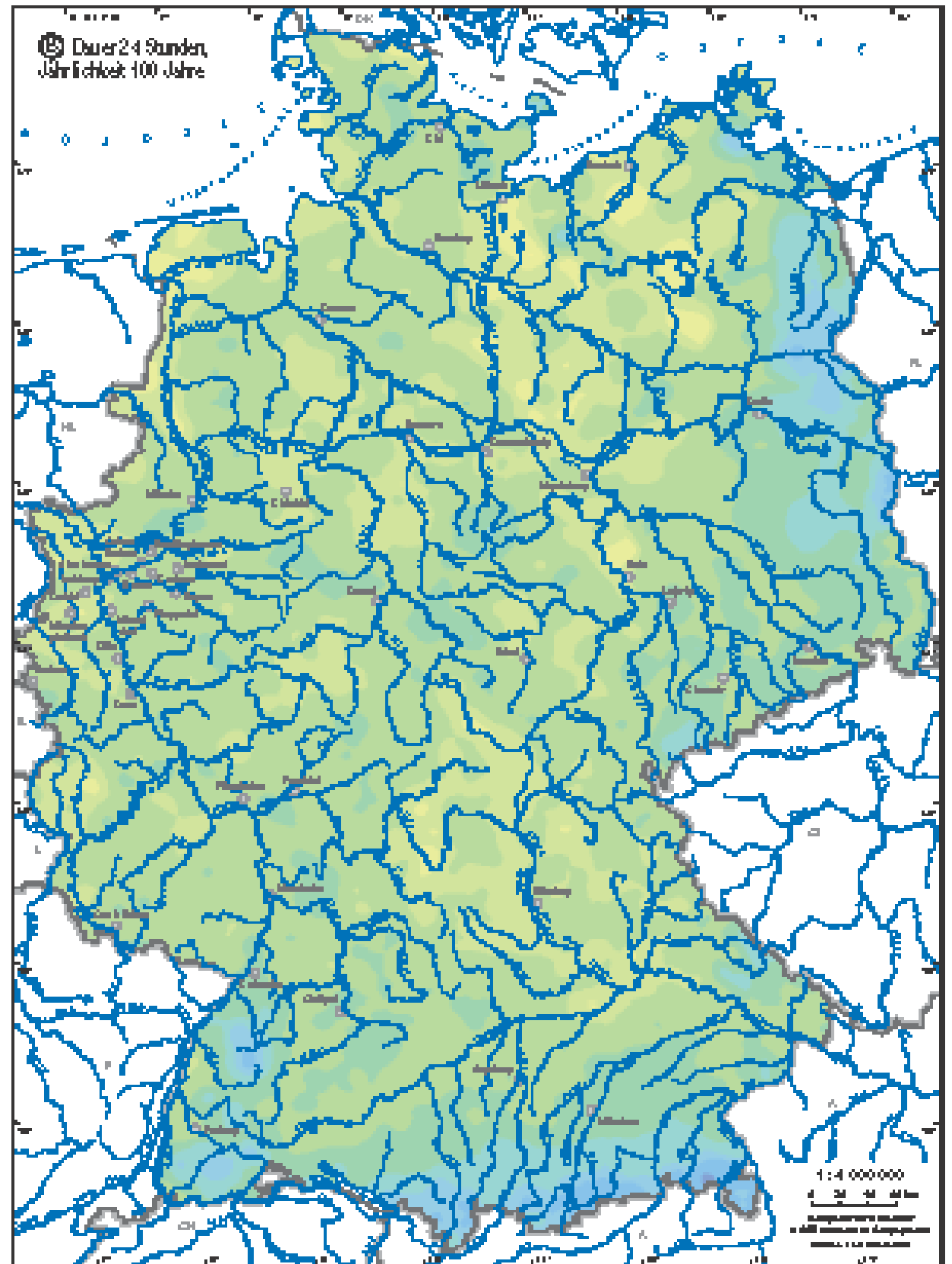
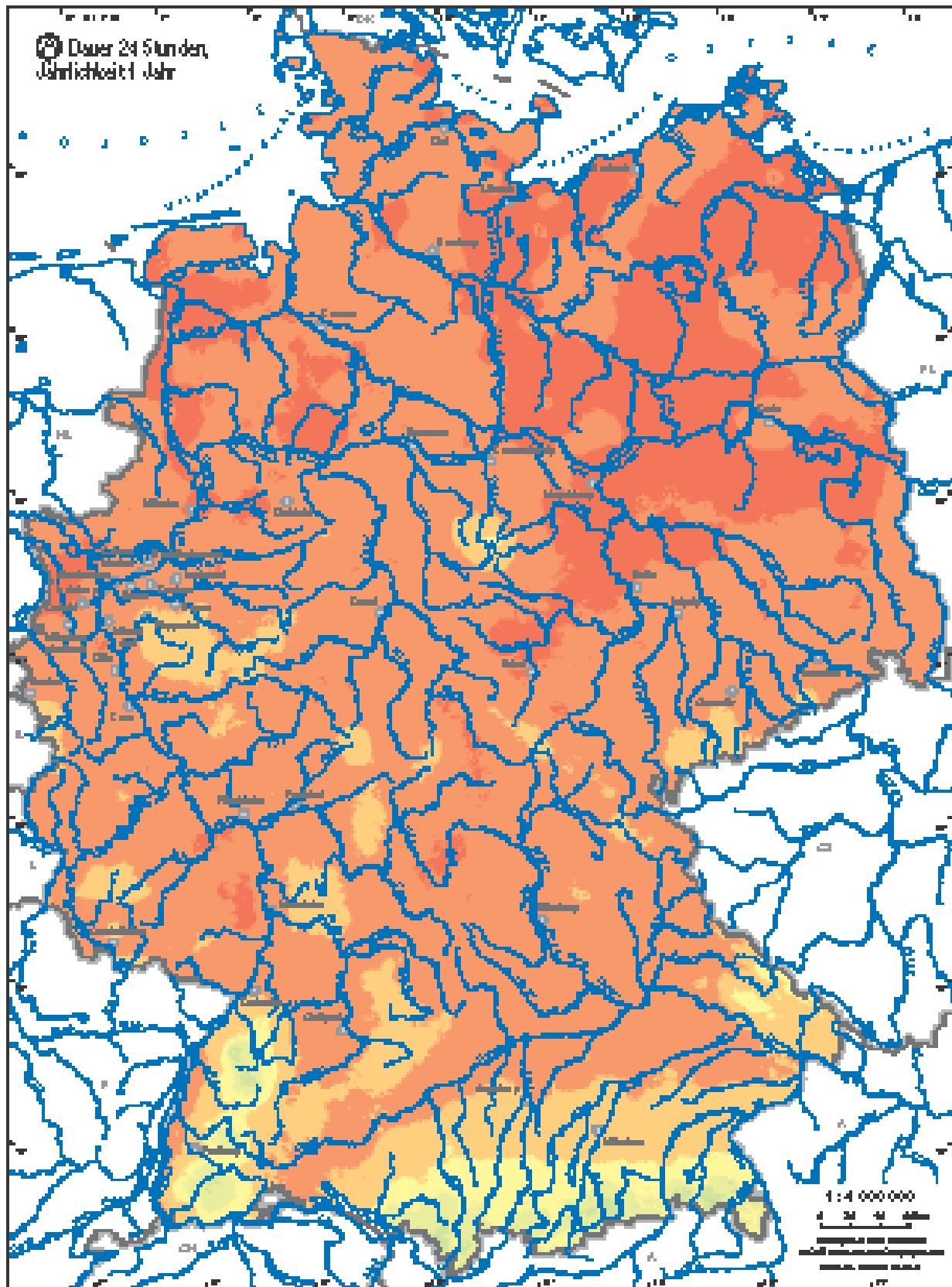
Wissenschaftliche Beratung: H. Bartels, T. Günther (DWD), Ch. Leibundgut (IHF),  
H.-J. Liebscher, R. Busskamp (BKG), H. Vierhuff (BGR), F.-J. Kern (IHF)

Kartographie: Institut für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br. (J. Strub)

270

Wetterdienst, Offenbach





**HYDROLOGISCHER ATLAS VON DEUTSCHLAND**  
Herausgegeben vom Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Bau

**2.8 Starkniederschlagshöhen**

**Autor:** B. Dörfler, G. Hoffmann  
Dietrich Reimer Verlag  
Geodätische Anstalt der Universität Bonn, Bonn

**Wissenschaftliche Beratung:** H. Boshuizen, T. Grottel (D40), Ch. Leckebusch (D48), H.-J. Lischke, R. Lischke (D48), H. Vögel (D48), F.-J. W. W. (D48)

**Kartographie:** Institut für Hydrologie, Universität Bonn, Bonn



2.8 Starkniederschlagshöhen

Unter einem Starkniederschlagsereignis ist ein natürlicher oder definierter Niederschlagsabschnitt zu verstehen, der im Verhältnis zu seiner Dauer eine hohe Niederschlagsintensität hat und daher selten auftritt. Die mittlere Zeitspanne, in der ein Ereignis einen Wert entweder einmal erreicht oder überschreitet, wird als *Jährlichkeit* (Wiederkehrzeit) bezeichnet. Die für Niederschlagsstationen punktuell ermittelten Ergebnisse werden mittels eines Regionalisierungsverfahrens auf Standorte übertragen, für die keine Messwerte vorliegen. Die Ergebnisse bleiben jedoch Punktaussagen. Die Kenntnis von Starkniederschlagshöhen länger andauernder Niederschlagsereignisse in Abhängigkeit von der *Jährlichkeit* ist für viele praktische Fragen von Bedeutung, u. a. für die Bemessung von wasserwirtschaftlichen Anlagen wie z. B. Hochwasserentlastungen und Talsperren. Es liegt daher nahe, extremwertstatistische Untersuchungen zum Starkniederschlagsgeschehen in Deutschland vorzunehmen.

Zur Methodik

Die Datenbasis für die Berechnung und Regionalisierung von Starkniederschlagshöhen der Dauerstufen D = 24 h und D = 72 h bilden die Zeitreihen täglicher Niederschlagshöhen von Januar bis Dezember an bundesweit ca. 2700 Stationen aus dem Zeitraum 1961 bis 1990. Zuvor wurden diese Stationen anhand der jährlichen Niederschlagshöhen auf Homogenität und Stationarität geprüft. Sie erwiesen sich als für eine weitergehende Auswertung geeignet.

Zur Ermittlung stationsbezogener Starkniederschlagshöhen wird der Niederschlagsabschnitt vorgegebener Dauerstufe durch gleitende Intervallbildung der täglichen Niederschlagshöhen so lange im Niederschlagskontinuum verschoben, bis der Maximalwert erreicht ist. Von der tatsächlichen Andauer der zugrunde liegenden Niederschlagsereignisse ist diese Vorgehensweise unabhängig. Die Tageswerte der Niederschlagshöhe sind äquidistante Messdaten. Diese Werte fallen in der Regel geringer aus als die gesuchten maximalen Niederschlagshöhen mit beliebigem Niederschlagsbeginn und -ende, da ein zusammenhängendes Niederschlagsereignis auf zwei Messwerte aufgeteilt sein kann. Eingang in die extremwertstatistische Analyse pro Dauerstufe finden daher die prozentual angehobenen Messwerte. Die Größe des empirisch ermittelten Anhebungsfaktors hängt davon ab, wie oft das Grundintervall der Messung in der jeweiligen Dauerstufe enthalten ist. Die Niederschlagshöhen der Dauerstufe D = 24 h (Einfaches des Grundintervalls 1 d vom Morgentermin des Vortages bis zum Morgentermin des Messtages) sind die um 14 Prozent angehobenen täglichen Niederschlagshöhen. Die Niederschlagshöhen der Dauerstufe D = 72 h (Dreifaches des Grundintervalls 1 d) sind die um 4 Prozent angehobenen täglichen Niederschlagshöhen.

Um eine Bewertung der innerhalb eines Messzeitraumes ausreichender Länge zu fällig aufgetretenen Niederschlagsereignisse zu erhalten und eine Extrapolation auf sehr seltene Starkniederschlagsereignisse zu ermöglichen, muss eine extremwertstatistische Analyse vorgenommen werden. Es gibt für die Berechnung von Starkniederschlagshöhen zahlreiche statistische Ansätze. Dies schließt sowohl die Auswahl der zu beschreibenden Stichprobe als auch die Anwendung einer statistischen Verteilungsfunktion ein.

Einer statistischen Extremwertanalyse gemessener Zeitreihen von Niederschlagshöhen stehen im Wesentlichen zwei Konzepte für die Bereitstellung der erforderlichen Stichproben offen:

- 1. Verwendung der Jahresgrößtwerte – das Konzept der jährlichen Serie
- 2. Verwendung der Niederschlagshöhen oberhalb eines Schwellenwertes – das Konzept der partiellen Serie

Den Ergebnissen in Atlastafel 2.8 liegen jährliche Serien zugrunde. Es geht genau um gemessenes Niederschlagsereignis (Niederschlagshöhe pro Dauerstufe) pro Messjahr in die jährliche Serie ein. Ein vergleichsweise niedriger Jahresgrößtwert wird auch dann berücksichtigt, wenn dieser Messwert in einem anderen Jahr mehrfach übertroffen wird.

Die Verteilungsfunktion ist durch eine Anpassungsrechnung mit dem Datenmaterial zu verknüpfen. Im Ergebnis der Prüfung unterschiedlicher Verfahren wird den jährlichen Serien von Niederschlagshöhen für die Dauerstufen D = 24 h und D = 72 h jeweils mittels einer Regressionsrechnung die theoretische Extremal-I-Verteilung (auch Gumbel-Verteilung genannt) angepasst. Sie ist pro Dauerstufe D als Gleichung in der Form

h\_y(D;T) = u + w · ln T (1)

in Abhängigkeit von der *Jährlichkeit* T darstellbar, wobei u und w die Parameter der Verteilungsfunktion bezeichnen. Wie die Parameter u und w graphisch zu ermitteln sind, wird in der Abbildung 1 demonstriert. Die ihrer Größe nach geordneten Werte der jährlichen Serie sind in Abhängigkeit von den – entsprechend dem Stichprobenumfang M bzw. der Länge der Messreihe – vorab geschätzten *Jährlichkeiten* T(k) an ihren „plotting positions“ eingetragen. Die „plotting position“ für den größten (ersten) Wert der Stichprobe vom Umfang M = 30 ist T(1) = 50 a. Im Koordinatensystem mit dem natürlichen Logarithmus der *Jährlichkeit* T auf der Abszisse wird die Verteilungsfunktion durch eine Regressionsgerade dargestellt. Der Parameter u ist der Ordinatenabschnitt für ln 1 = 0, der Parameter w bedeutet die Steigung der Ausgleichsgeraden.

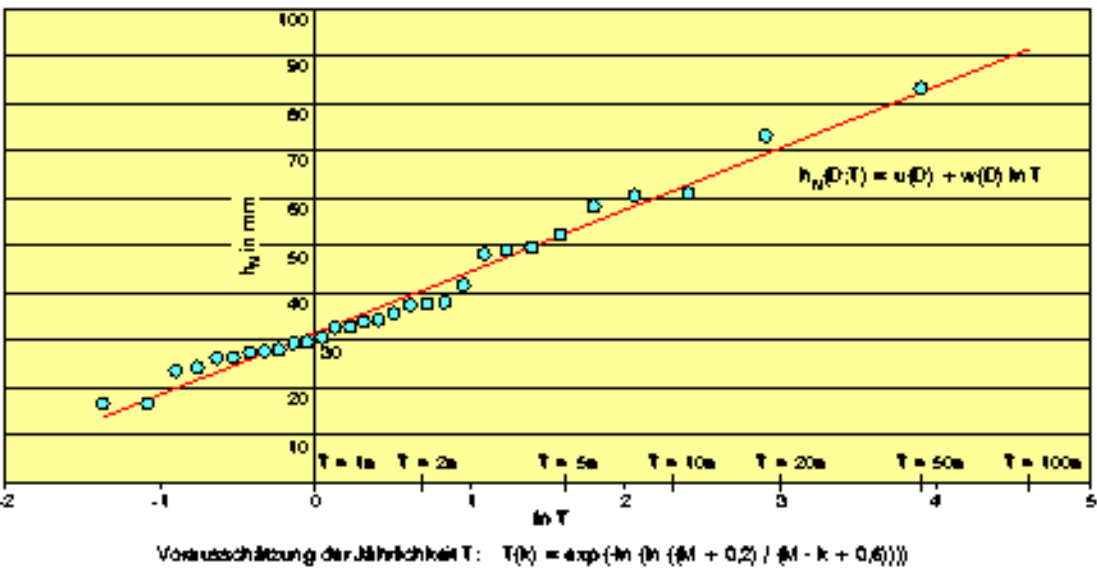


Abb. 1 Beispiel für die graphische Ermittlung der Parameter u und w auf der Basis der jährlichen Serie für Niederschlagshöhen der Dauerstufe D = 24 h (Station Plauen, 1961–1990, M = 30 a, Laufindex k = 1, ..., M)

Die punktuellen extremwertstatistischen Auswertungen von jährlichen Serien aus den Messreihen der täglichen Niederschlagshöhen liefern als Ergebnis die Parameter u(D) und w(D) für die Dauerstufen D = 24 h und D = 72 h. Mit Hilfe dieser Parameter lassen sich für jede Station die Starkniederschlagshöhen h\_y in Abhängigkeit von der Dauerstufe und der *Jährlichkeit* angeben. Die Formel für die Berechnung der Starkniederschlagshöhen lautet:

h\_y(D;T) = u(D) + w(D) · ln T (2)

Pro Dauerstufe D ist der Parameter u(D) gleich der Starkniederschlagshöhe für die *Jährlichkeit* T = 1 a, denn es gilt ln 1 = 0. Der Parameter w(D) kann mit Hilfe von zwei Starkniederschlagshöhen dieser Dauerstufe berechnet werden; am vorteilhaftesten sind die Starkniederschlagshöhen für T = 1 a und T = 100 a.

Um nicht nur für Stationsstandorte Starkniederschlagsaussagen treffen zu können, werden die punktuell gültigen Ergebnisse deutschlandweit auf ein 1 km²-Raster übertragen. Anstatt die mögliche direkte Regionalisierung der Parameter u(D) und w(D) vorzunehmen, werden jedoch die Starkniederschlagshöhen der *Jährlichkeiten* T = 1 a und T = 100 a für die jeweilige Dauerstufe D = 24 h und D = 72 h regionalisiert. Diese Vorgehensweise ist übersichtlicher als

die direkte Regionalisierung der Parameter u(D) und w(D), da hierbei die Auswirkungen der verschiedenen Arbeitsschritte des Regionalisierungsverfahrens auf die Felder der Starkniederschlagshöhen (für T = 1 a und T = 100 a) besser überprüft werden können.

Es erwies sich als sinnvoll, die Regionalisierung gebietsweise durchzuführen. Als Gebiete werden die Flusseinzugsgebiete 1. Ordnung verwendet (Atlastafel 3.2). Die Regionalisierung der Starkniederschlagshöhen für die Dauerstufen D = 24 h und D = 72 h erfolgt schließlich in folgenden Schritten:

- 1. Entfernungsabhängige Interpolation der stationsbezogenen Starkniederschlagshöhen der *Jährlichkeiten* T = 1 a und T = 100 a auf das Basisraster (1 km² Rasterfelder)
- 2. Berechnung der Starkniederschlagshöhen im Basisraster mit einem Regressionsansatz, der die folgenden rasterbezogenen Variablen umfasst:
  - Geländehöhe
  - Mittlere Niederschlagshöhe im Zeitraum 1961 bis 1990
  - Varianz der Niederschlagshöhen im Zeitraum 1961 bis 1990
  - Expositionsrichtung des Geländes
  - Geographische Lage der Rasterpunkte
- 3. Mittelung der Felder aus den Schritten 1 und 2
- 4. Entfernungsabhängige Interpolation der Residuen an den Stationsstandorten auf die umliegenden Rasterpunkte
- 5. Ausgleich der Widersprüche in den Feldern, die bei Betrachtung einzelner Jahreszeiten oder Dauerstufen vorhanden sind
- 6. Glättung der Felder der *Jährlichkeit* T = 100 a
- 7. Optischer Ausgleich der Extremwertfelder und Korrektur nicht repräsentativer Einzelwerte

Zur Kartendarstellung

Die vier Einzelkarten der Atlastafel 2.8 im Maßstab 1 : 4 000 000 zeigen die regionalisierten Starkniederschlagshöhen der Dauerstufen D = 24 h und D = 72 h bei *Jährlichkeiten* von T = 1 a und T = 100 a für Deutschland. Die Niederschlagshöhen sind in Klassen unterteilt, deren Spannweiten aus der Legende hervorgehen. Die Farbgebung ist so gewählt, dass die niedrigsten Werte der Starkniederschlagshöhe durch einen braunen Farbton, größere Werte durch Gelb- und Grüntöne symbolisiert werden. Die dunklen Blautöne stehen für Werte der Starkniederschlagshöhen h\_y(72 h, 100 a), die in dieser Größe bereits nicht mehr verbreitet auftreten.

In den vier Einzelkarten ist der regional gute Zusammenhang zwischen den Starkniederschlagshöhen und der mittleren jährlichen Niederschlagshöhe (Atlastafel 2.2) erkennbar. Unabhängig von den Dauerstufen zeigen die Strukturen der vier Einzelkarten gewisse Ähnlichkeiten. Einige Besonderheiten sollen im Folgenden näher betrachtet werden: Die räumlichen Verteilungen weisen den Alpenbereich, das Alpenvorland und den Schwarzwald als die Regionen mit den deutlich größten Werten aus. In den Mittelgebirgsregionen treten der Höhenlage entsprechend große Starkniederschlagshöhen auf. Mit einer *Jährlichkeit* von T = 100 a kommen jedoch auch in Tallagen oder im Lee der Mittelgebirge bedeutende Starkniederschlagsereignisse vor. Dafür sorgen außergewöhnliche Wittersituationen (z. B. bei veränderter Anströmrichtung, durch extreme Einstrahlung) in Verbindung mit lokalen topographischen Effekten.

Einer gesonderten Erklärung bedürfen die beträchtlichen Starkniederschlagshöhen großer *Jährlichkeit* am östlichen Rand des Bundesgebietes, vor allem in der Lausitz und östlich des Berliner Raums. Sie sind das Ergebnis der von Zeit zu Zeit auftretenden sog. Vb-Wetterlagen, bei denen sich im Gefolge einer von Polen über Norditalien reichenden Tiefdruckzone ein umfangreiches Niederschlagsfeld ausbildet, das aufgrund der gegeneinander strömenden, unterschiedlich temperierten Luftmassen über lange Zeit immer wieder neu generiert wird.

Vor allem im Bereich zwischen der Müritz und dem Greifswalder Bodden, im Havelland, in der Magdeburger und Querfurter Börde, für kleine Teile des Emslandes sowie im Bereich zwischen Hunsrück und Odenwald sind niedrige Werte der Starkniederschlagshöhe bei T = 1 a charakteristisch.

Praktische Hinweise

Bei Anwendung der Starkniederschlagshöhen muss wegen der großen zeitlichen Variabilität des Niederschlags ein Toleranzbereich angesetzt werden. Außerdem führen unvermeidbare Ungenauigkeiten bei der Mess- und Auswertemethodik sowie die Grenzen des extremwertstatistischen Ansatzes dazu, dass die Starkniederschlagshöhen mit einer gewissen Unsicherheit behaftet sind, die umso größer ist, je seltener der jeweilige Wert überschritten wird. In Abhängigkeit von der *Jährlichkeit* sollte bei T = 1 a ein Toleranzbetrag von ± 10 % und bei T = 100 a ein Toleranzbetrag von ± 20 % Berücksichtigung finden.

Der systematische Fehler bei der Niederschlagsmessung (vgl. Atlastafel 2.5), der hauptsächlich durch windbedingtes Überwehen des Messgerätes entsteht, hat zur Folge, dass zu niedrige Niederschlagshöhen gemessen werden. Dieser Fehler ist umso kleiner, je größer die Niederschlagsintensität ist. Da es sich bei dem hier bearbeiteten Datenmaterial um Starkniederschlagsereignisse handelt, wird auf die Korrektur dieses Fehlers verzichtet.

Hinsichtlich der Niederschlagsdauer bedeutet es bei der Dauer oder Dauerstufe von D = 24 h nicht zwangsläufig, dass der Niederschlag 24 Stunden andauert. Innerhalb der 24 Stunden sind niederschlagsfreie Intervalle möglich. Entsprechendes gilt für die Dauerstufe D = 72 h.

Sollen mit Hilfe der aus der Atlastafel 2.8 abgeschätzten Punktwerte die Gebietswerte der Starkniederschlagshöhe gewonnen werden, ist der Tatsache Rechnung zu tragen, dass die räumlich gemittelte Niederschlagsintensität mit zunehmender Flächenausdehnung abnimmt. Daher sind die Punktwerte – in Abhängigkeit von der Größe der hydrologischen Einzugsgebiete – mit Abminderungsfaktoren zwischen 0,9 und 1 zu multiplizieren.

Die Berechnung von Starkniederschlagshöhen einer *Jährlichkeit* von T < 100 a ist entsprechend dem im Folgenden dargestellten Beispiel vorzunehmen.

Beispiel

Für einen Standort westlich von Plauen (12° östlicher Länge und 50,5° nördlicher Breite) ist bei der Dauer von 24 Stunden die Starkniederschlagshöhe der *Jährlichkeit* von 20 Jahren gesucht.

Für den gewählten Standort werden die Starkniederschlagshöhen h\_y(24 h; 1 a) = u(24 h) = 35 mm und h\_y(24 h; 100 a) = 95 mm aus den entsprechenden Karten herausgelesen und in die Gleichung (2) eingesetzt. Im ersten Schritt ergibt sich der Parameter w(24 h) gemäß:

w(24 h) = (h\_y(24 h; 100 a) - h\_y(24 h; 1 a)) / ln 100  
w(24 h) = (95 - 35) / 4,605 = 13,0 (3)

Im zweiten Schritt folgt die gesuchte Starkniederschlagshöhe h\_y(72 h; 20 a) aus:  
h\_y(24 h; 20 a) = u(24 h) + w(24 h) · ln 20  
h\_y(24 h; 20 a) = 35 + 13,0 · 2,996 = 73,9 (4)

Am gewählten Standort wird innerhalb von 24 Stunden (einschließlich Unterbrechungen) im Mittel einmal in 20 Jahren eine Starkniederschlagshöhe von 74 mm erreicht oder überschritten.

Weitergehende Informationen und Kartendarstellungen können dem KOSTRA-Atlas „Starkniederschlagshöhen für Deutschland“ (DWD 1997) entnommen werden.



## 2.8 Storm Precipitation Depths

A storm precipitation event is a natural or defined precipitation event with a high precipitation intensity in relation to its duration, making it a rare occurrence. The mean period in which an event either reaches a value once or exceeds it is referred to as the *return period* or *recurrence interval*. Using a regionalisation procedure, the local results from precipitation stations are applied to sites for which no measurements are available. Nonetheless, the results still only refer to specific locations. Knowledge of storm precipitation depths of prolonged precipitation events in accordance with the return period is important for many practical issues, including sizing of water management installations, e. g. emergency spillways and reservoirs. It would thus seem sensible to carry out extreme-value statistical examinations of high precipitation in Germany.

### Methodology

The time series of daily precipitation depths from January to December at around 2700 stations throughout Germany in the period 1961 to 1990 serve as the base data for calculating and regionalising storm precipitation depths with durations of  $D = 24$  h and  $D = 72$  h. These stations were checked for homogeneity and local characteristics beforehand on the basis of the annual precipitation depths. They proved suitable for a more detailed evaluation.

In order to calculate station-based storm precipitation depths, a precipitation phase of a specified duration is moved within the precipitation continuum by forming rolling intervals of the daily precipitation depths, until the maximum value is reached. This procedure is not dependent on the actual duration of the underlying precipitation events. The daily precipitation values are equidistant measurements. These values are usually smaller than the maximum precipitation depths sought, beginning and ending at any time, because a coherent precipitation event can be divided between two measurements. Therefore, measurements increased by certain percentages are used in the extreme-value statistical analysis of each duration. The empirically calculated increase factor depends on how often the basic measurement interval occurs in the duration. The precipitation depths of duration  $D = 24$  h (the basic interval 1 d from the morning of the previous day to the morning of the measurement day) are the daily precipitation depths plus 14 %. The precipitation depths of duration  $D = 72$  h (the basic interval 1 d multiplied by three) are the daily precipitation depths plus 4 %.

In order to assess the coincidental precipitation events during a sufficiently long measurement period and to extrapolate the results to very rare high storm precipitation events, an extreme-value statistical analysis must be carried out. There are numerous statistical methods for calculating storm precipitation depths, including selection of the random sample to be described and use of a statistical distribution function.

Essentially, there are two methods for providing the necessary random samples for an extreme-value statistical analysis of measured time series of precipitation levels, i. e.:

1. using the annual maximum values – the annual series method and
2. using the precipitation levels above a threshold value – the partial series method

The results in Map 2.8 are based on annual series. Exactly one measured precipitation event (precipitation depth per duration) per year measured is included in the annual series. Relatively low annual maximum values are taken into account even if the measurement is exceeded several times in another year.

The distribution function must be linked to the data material using an adjustment calculation. As a result of testing different procedures, the theoretical extremal I distribution (also known as Gumbel distribution) is adjusted to the annual series of precipitation depths for the durations  $D = 24$  h and  $D = 72$  h using a regression calculation. The distribution can be presented as an equation in the following form

$$h_u(T) = u + w \cdot \ln T \tag{1}$$

per duration  $D$  in accordance with the return period  $T$ , where  $u$  and  $w$  are the parameters of the distribution function. Figure 1 shows how the  $u$  and  $w$  parameters are calculated using a graphical evaluation. The annual-series values, in order of size, are entered at their plotting positions in accordance with the recurrence intervals  $T(k)$  estimated in advance based on the size of the random sample ( $M$ ) or the length of the series of observation data. The plotting position for the largest (first) value of the random sample size  $M = 30$  is  $T(1) = 50$  a. In the coordinate system with the natural logarithm of the return period  $T$  on the X axis, the distribution function is represented by means of a straight regression line. The  $u$  parameter is the ordinate intercept for  $\ln 1 = 0$ , the  $w$  parameter signifies the incline of the compensation line (Fig. 1).

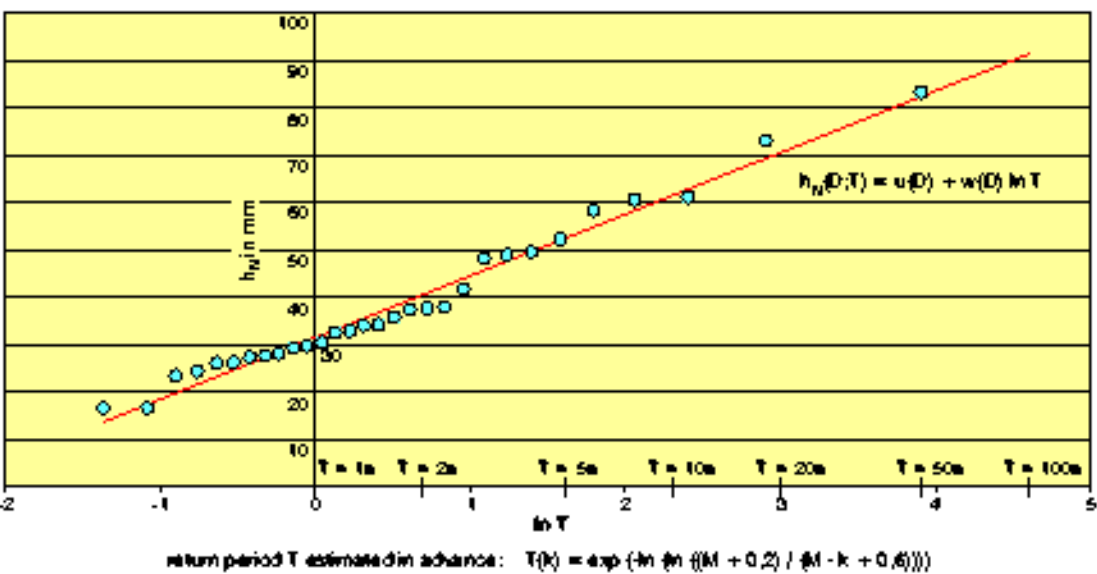


Fig. 1 Example of graph-based calculation of the  $u$  and  $w$  parameters on the basis of the annual series for precipitation levels for duration  $D = 24$  h (Plauen station, 1961–1990,  $M = 30$  a, index  $k = 1, \dots, M$ )

The station-based extreme-value statistical evaluations of annual series from measurement series of daily precipitation depths result in the parameters  $u(D)$  and  $w(D)$  for the durations  $D = 24$  h and  $D = 72$  h. These parameters are used to indicate the high precipitation depths  $h_u$  for every station in accordance with the duration and the recurrence interval. The formula for calculating storm precipitation depths is:

$$h_u(D; T) = u(D) + w(D) \cdot \ln T \tag{2}$$

For each duration  $D$ , the  $u(D)$  parameter equals the storm precipitation depth for the return period  $T = 1$  a since  $\ln 1 = 0$ . The  $w(D)$  parameter can be calculated using two storm precipitation depths for this duration; the most useful storm precipitation depths are those for  $T = 1$  a and  $T = 100$  a.

In order to determine the storm precipitation depths for sites without stations, too, the local results are transferred to a  $1 \text{ km}^2$  grid for the whole of Germany. Instead of directly regionalising the  $u(D)$  and  $w(D)$  parameters, as would be possible, the high precipitation depths for the return periods  $T = 1$  a and  $T = 100$  a are regionalised for the respective durations  $D = 24$  h and  $D = 72$  h. This method is more manageable than direct regionalisation of the  $u(D)$  and  $w(D)$  parameters because it enables the effects of the various steps in the regionalisation procedure on the high-precipitation-depth fields (for  $T = 1$  a and  $T = 100$  a) to be better checked.

It has proven useful to carry out the regionalisation area by area. The first-level river catchment areas are used as the basis (Map 3.2). The storm precipitation depths for the durations  $D = 24$  h and  $D = 72$  h are then regionalised in the following steps:

1. distance-based interpolation of the station-based storm precipitation depths for the return periods  $T = 1$  a and  $T = 100$  a onto the base grid ( $1 \text{ km}^2$  grid cells)
2. calculation of the storm precipitation depths in the base grid using a regression method comprising the following grid-based variables:
  - ground elevation,
  - mean precipitation depth in the period 1961 to 1990,
  - variance of the precipitation depths in the period 1961 to 1990,
  - ground exposure direction and
  - geographical situation of the grid cells
3. calculation of mean of the grid cells based on steps 1 and 2
4. distance-based interpolation of the residues at the station sites onto the surrounding grid cells
5. compensation of the contradictions in the cells which occur when examining individual seasons or durations
6. smoothing of the cells for recurrence interval  $T = 100$  a
7. optical balancing of the extreme-value cells and correction of unrepresentative individual values

### Map Structures

The four maps (scale 1 : 4 000 000) show the regionalised storm precipitation depths for the durations  $D = 24$  h and  $D = 72$  h with return periods of  $T = 1$  a and  $T = 100$  a for Germany. The precipitation depths are divided into categories, whose ranges can be seen in the key. The lowest storm precipitation depths are brown, and the higher values are yellow and green. The dark-blue areas signify storm precipitation depths of  $h_u(72 \text{ h}, 100 \text{ a})$  which occur to that extent only in places.

The four maps show the good regional connection between the storm precipitation depths and the mean annual precipitation depths (Map 2.2). Irrespective of the durations, the four maps' structures display certain similarities. Some special features shall be examined in more detail in the following. The geographical distributions show the Alps, the foothills of the Alps and the Schwarzwald (Black Forest) to be the regions with by far the highest values. Very high precipitation depths occur in the upland regions – in accordance with the altitude. However, with a return period of  $T = 100$  a, there are significant storm precipitation depths in valleys or leeward of the uplands, too. This is caused by extraordinary weather situations (e. g. change of wind direction due to extreme radiation) combined with local topographical effects.

The considerably high precipitation depths with a small recurrence interval at the eastern edge of Germany, particularly in Lausitz and east of the Berlin area, require a special explanation. They are the result of the occasional so-called Vb weather conditions whereby an extensive field of precipitation is created due to a low-pressure area stretching from Poland to Northern Italy and the field is continuously regenerated over a long period due to colliding air masses of different temperatures.

Low values of storm precipitation depths with  $T = 1$  a are especially characteristic of the area between Lake Müritz and Greifswalder Bodden, in the Havelland area, the Magdeburg and Querfurt Börde, for small parts of the Emsland district and in the area between Hunsrück and Odenwald.

### Practical Information

When using the storm precipitation depths, a tolerance range is necessary because of the considerable temporal variability of precipitation. Furthermore, unavoidable inaccuracies in the measuring and evaluating methods and the limits of the extreme-value statistical method result in the storm precipitation depths being slightly unreliable. This unreliability increases the less the value is exceeded. Where the return period is  $T = 1$  a the tolerance range should be  $\pm 10 \%$  and where it is  $T = 100$  a the tolerance range should be  $\pm 20 \%$ .

The systematic error in the precipitation measurement (Map 2.5), primarily caused by wind blowing around the measuring device, results in the measured precipitation depths being too low. This error decreases as the precipitation intensity increases. Since the data material concerned here relates to storm precipitation events, this error is not corrected.

With regard to the precipitation duration, the duration  $D = 24$  h does not necessarily mean that the precipitation lasts 24 hours. Precipitation-free intervals are possible during the 24 hours. The same applies to duration  $D = 72$  h.

If the area values of the storm precipitation depth are to be determined using the local values estimated on the basis of Map 2.8, it must be borne in mind that precipitation intensity as calculated for a region decreases as the region increases. For this reason, the local values must be multiplied by reduction factors between 0.9 and 1 depending on the size of the hydrologic catchment areas.

Storm precipitation depths for a return period of  $T < 100$  a must be calculated as shown in the following example.

#### Example

The aim is to determine the storm precipitation depth for a return period of 20 years for a duration of 24 hours for a site west of Plauen (longitude  $12^\circ$  east and latitude  $50.5^\circ$  north). Storm precipitation depths  $h_u(24 \text{ h}; 1 \text{ a}) = u(24 \text{ h}) = 35 \text{ mm}$  and  $h_u(24 \text{ h}; 100 \text{ a}) = 95 \text{ mm}$  are taken from the maps for the selected site and used in equation (2). In the first step, the  $w(24 \text{ h})$  parameter is calculated as follows:

$$\begin{aligned} w(24 \text{ h}) &= (h_u(24 \text{ h}; 100 \text{ a}) - h_u(24 \text{ h}; 1 \text{ a})) / \ln 100 \\ w(24 \text{ h}) &= (95 - 35) / 4.605 = 13.0 \end{aligned} \tag{3}$$

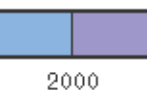
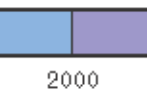
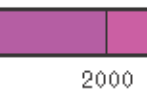
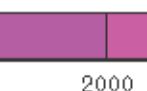
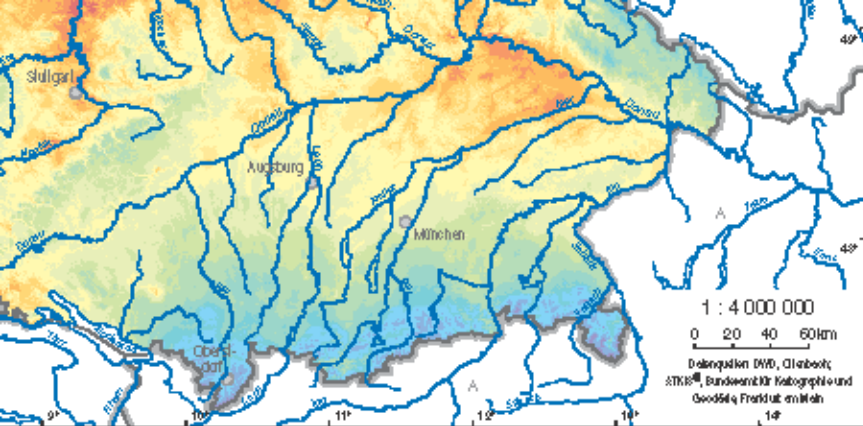
In the second step, the high precipitation depth sought  $h_u(24 \text{ h}; 20 \text{ a})$  is derived as follows:

$$\begin{aligned} h_u(24 \text{ h}; 20 \text{ a}) &= u(24 \text{ h}) + w(24 \text{ h}) \cdot \ln 20 \\ h_u(24 \text{ h}; 20 \text{ a}) &= 35 + 13.0 \cdot 2.996 = 73.9 \end{aligned} \tag{4}$$

On average, a storm precipitation depth of 74 mm in 24 hours (including interruptions) is reached or exceeded at the chosen site once every 20 years.

For further information and maps, please consult the KOSTRA-Atlas "Starkniederschlags-höhen für Deutschland" (Storm precipitation depths in Germany) (DWD 1997).





Hydrologische, Berlin



## HYDROLOGISCHER ATLAS VON DEUTSCHLAND

Herausgegeben vom Bundesministerium für Umwelt,  
Naturschutz und Reaktorsicherheit

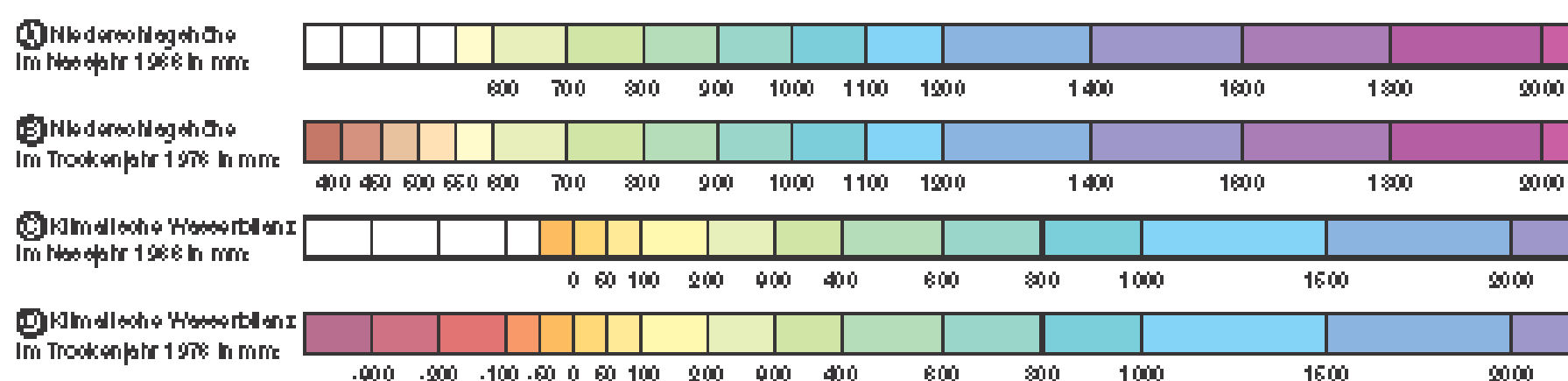
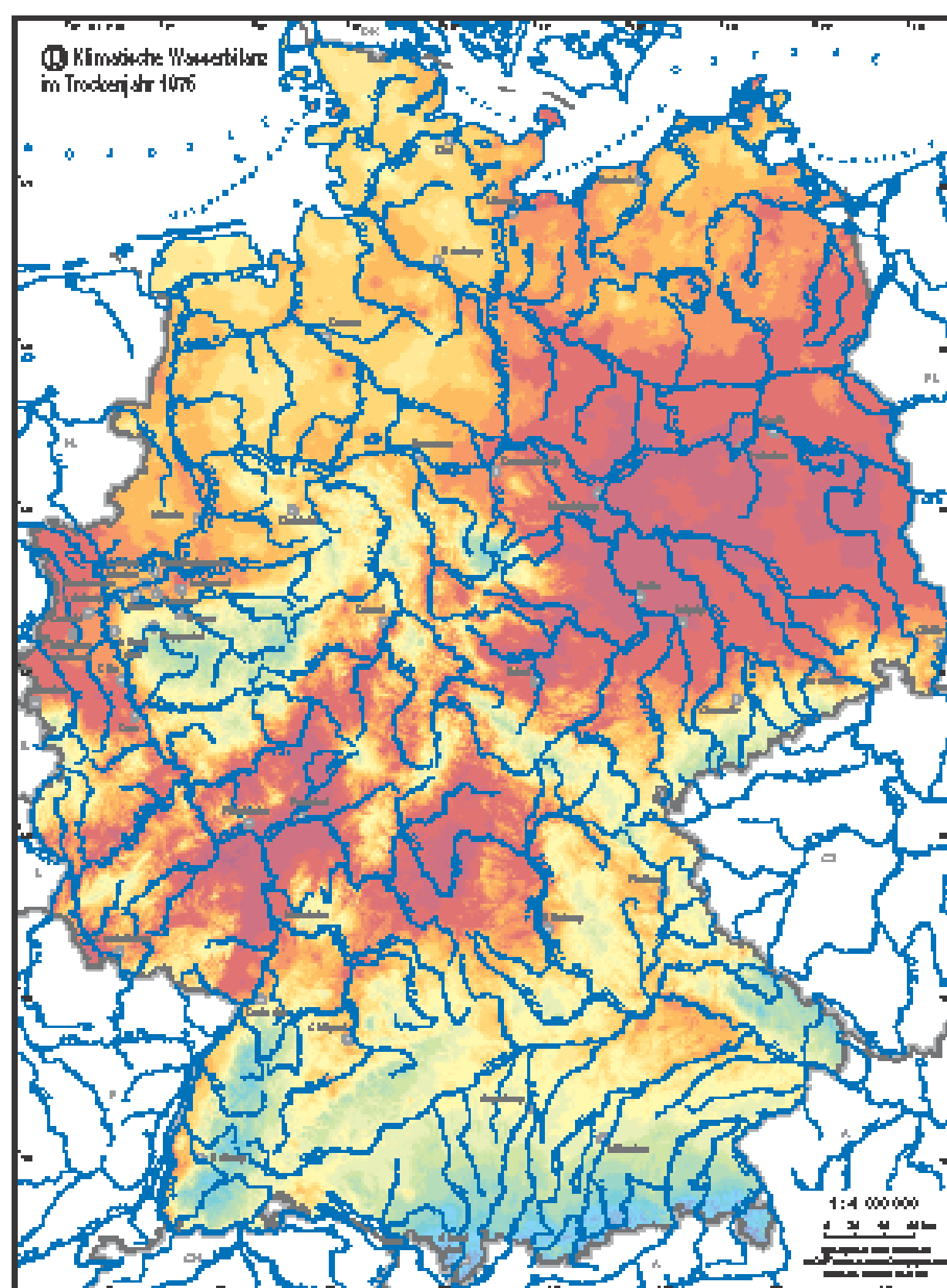
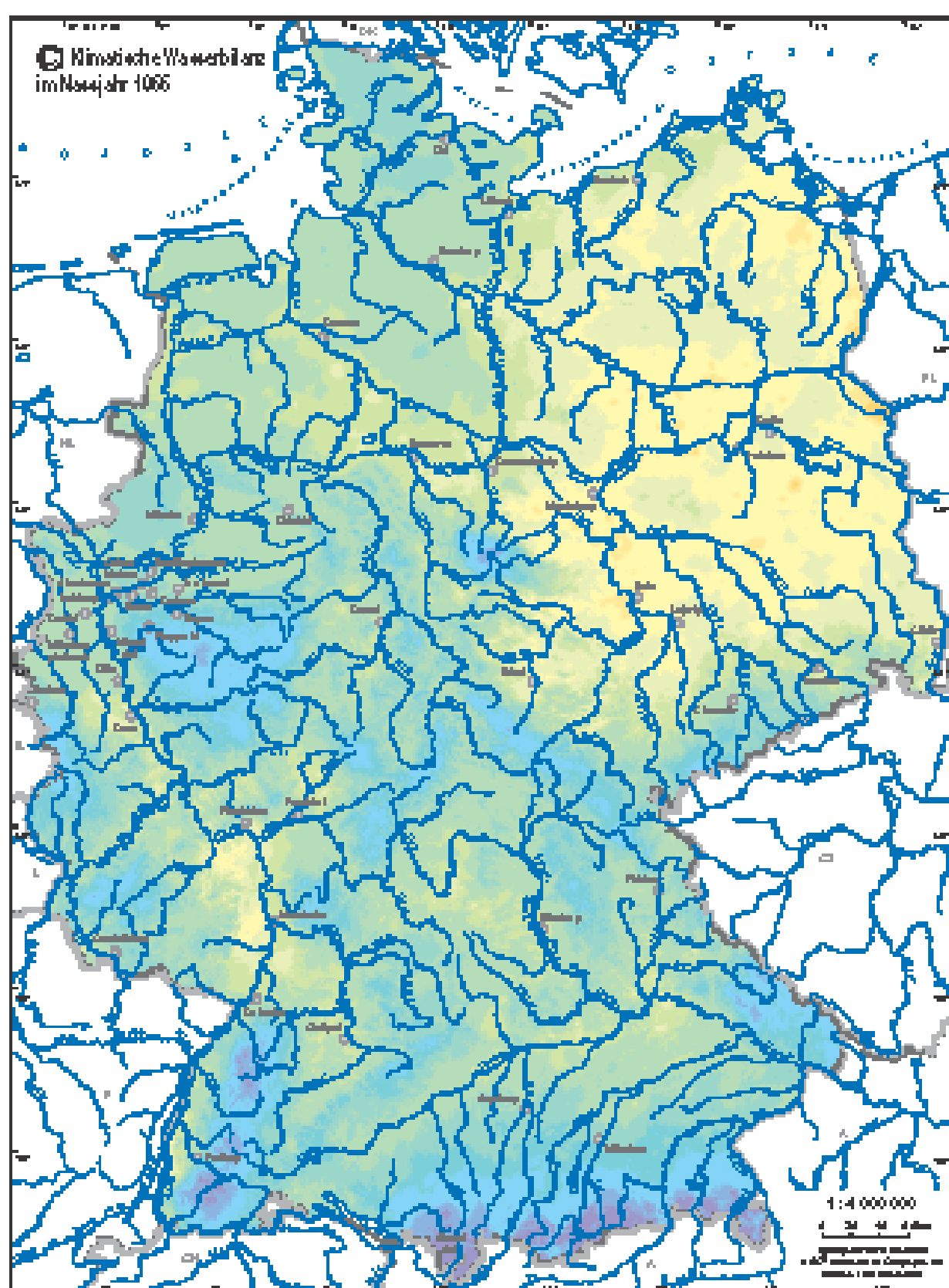
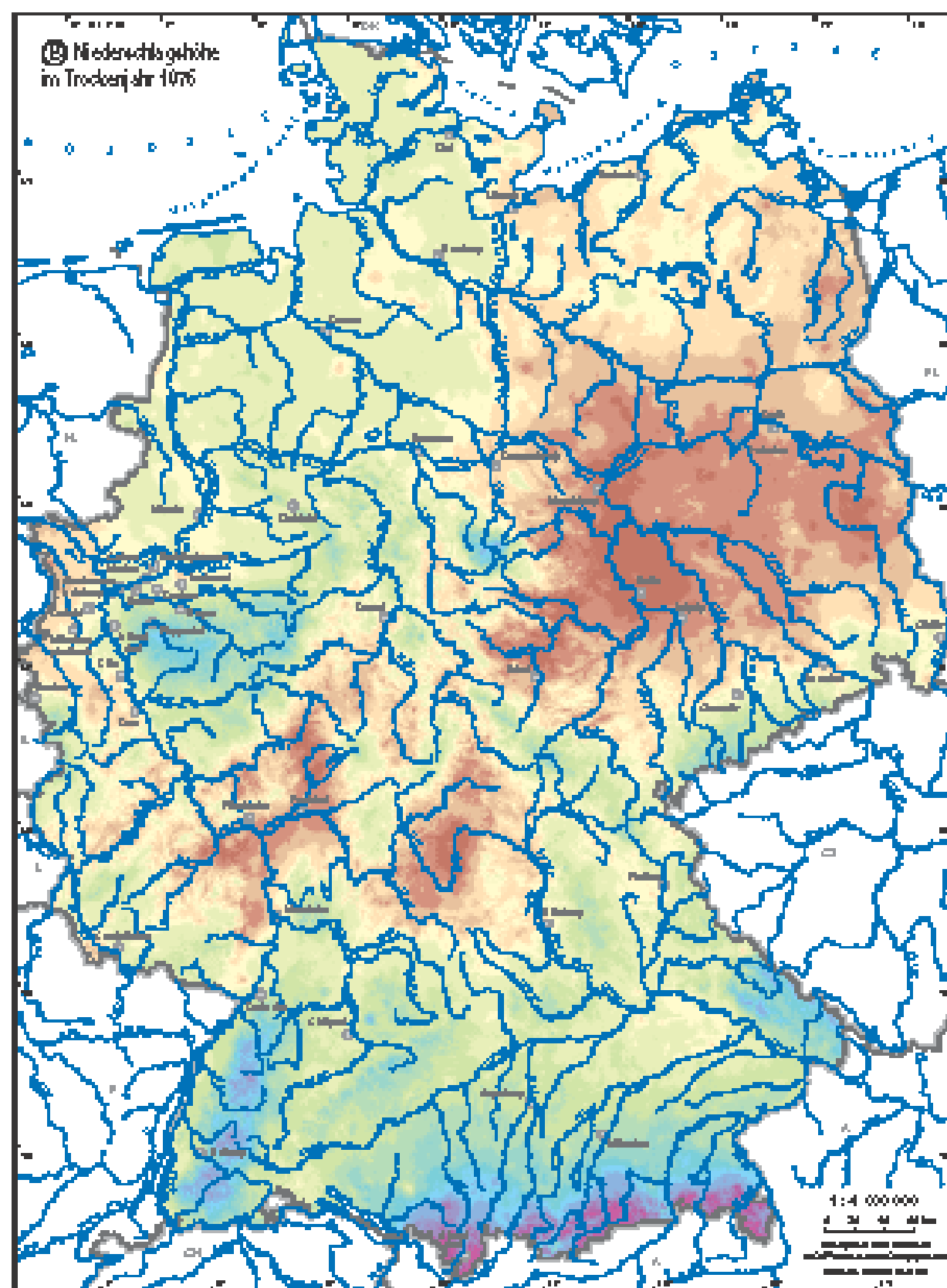
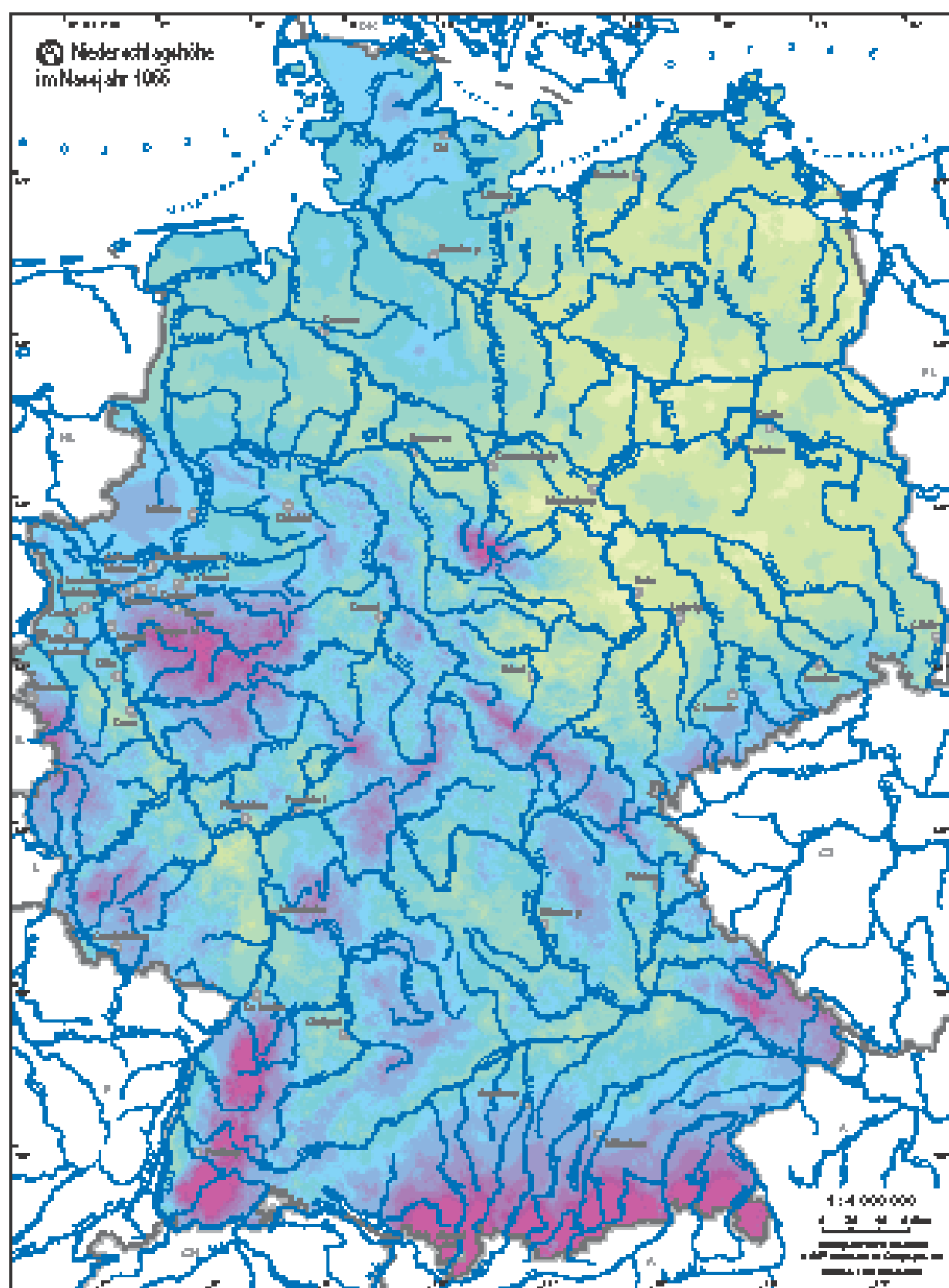
### 2.9 Ausgewählte Nass- und Trockenjahre

Autoren: D. Schwanitz, A. Klämit  
Deutscher Wetterdienst,  
Geschäftsfeld Hydrometeorologie, Berlin

Wissenschaftliche Beratung: H. Bartels, T. Günther (DWD), Ch. Leibundgut (IHF),  
K. Wilke (BfG), W. Struckmeier (BGR), F.-J. Kern (IHF)

Kartographie: Institut für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br. (J. Stüb)





Quelle: der DLR Institut - Geochemie/Hydrologie, Berlin

**HYDROLOGISCHER ATLAS VON DEUTSCHLAND**  
Herausgegeben vom Bundesinstitut für Umwelt, Raumfahrt und Technologie (BfU)

**2.9 Ausgewählte Nass- und Trockenjahre**

**Autoren:** D. Scheritz & Rind  
Deutscher Wetterdienst,  
Geographisches Institut der Universität Bonn

**Mitwirkende:** Dr. H. E. Scheritz, T. Göttsche (DWD), Ch. Lohndorff (DWD), K. Müller (DWD), W. Wenzel (DWD), F.-J. Wenzel (DWD)

**Herausgeber:** Institut für Hydrologie, Universität Bonn, 53115 Bonn



2.9 Ausgewählte Nass- und Trockenjahre

In den Atlasafeln 2.2 bis 2.6 sind die mittleren Niederschlagsverhältnisse im Zeitraum 1961 bis 1990 dargestellt. Zusammen mit Atlasafel 2.7 „Variationskoeffizient des Niederschlags“ wird ein umfassender Überblick über die mittlere räumlich-zeitliche Variabilität der Niederschlags-höhe wiedergegeben.

Aussagen über die Extremfälle Nass- und Trockenjahr stehen im Mittel-punkt der vorliegenden Tafel. Hierbei werden an Hand eines Beispiels die im Zeitraum 1961 bis 1990 in einem hydrologischen Jahr (Novem-ber bis Oktober) aufgetretenen besonders hohen (1966) bzw. niedrigen (1976) Niederschlagshöhen dargestellt. In Ergänzung zur Atlasafel 2.7 wird damit die im Zeitraum 1961–1990 aufgetretene Schwankungsbreite zwischen einem Nass- und einem Trockenjahr verdeutlicht.

Das Kartenblatt 2.9 enthält zusätzlich zwei Karten zur klimatischen Wasser-bilanz (KWB) im Nassjahr 1966 bzw. im Trockenjahr 1976. In Anlehnung an Atlasafel 2.14 wurde die KWB als Differenz aus korrigierter Nieder-schlagshöhe und Höhe der Gras-Referenzverdunstung berechnet.

Die beiden ausgewählten Jahre 1966 bzw. 1976 sind als Fallbeispiele zu werten; überdurchschnittlich hohe Niederschläge bzw. Trockenheit kön-nen regional in anderen Jahren stärker ausgeprägt sein.

Zur Kartendarstellung

Niederschlagshöhe: Nassjahr und Trockenjahr (Karten A und B)

In den Karten 2.9 A und B sind die in den hydrologischen Jahren 1966 (November 1965 bis Oktober 1966) und 1976 (November 1975 bis Okto-ber 1976) gefallen und um den systematischen Messfehler korrigierten Niederschlagshöhen in Rasterfeldern mit einer Auflösung von 1 km² dar-gestellt. Die Einteilung der Niederschlagshöhe in Klassenstufen orientiert sich an Atlasafel 2.5; der Begleittext zu Tafel 2.5 behandelt auch das Pro-blem der Niederschlagskorrektur.

In beiden Einzeljahren zeigt sich der Einfluss der Orographie mit ihren Luv- und Leeeffekten auf die Niederschlagshöhe, wie sie bereits bei den mittleren korrigierten Niederschlagshöhen des Zeitraumes 1961–1990 (Atlasafel 2.5) zu erkennen waren.

Die korrigierte Niederschlagshöhe liegt im hydrologischen Nassjahr 1966 zwischen unter 600 mm und über 4000 mm. Der geringste Rasterwert wird im Odenbruch mit 564 mm/a erreicht, der höchste mit 4306 mm/a in den Alpen. Im Trockenjahr 1976 schwanken die Rasterwerte zwischen 312 mm/a im Lee des Harzes und 2855 mm/a in den Alpen. Ausgedehnte Gebiete mit einer Niederschlagshöhe von unter 400 mm/a prägen in diesem Trockenjahr die Böden des östlichen Harzvorlandes, den Spessart, die Wetterau und die Gäulandschaften Rheinhessens und Mainfrankens.

Abweichungen der Niederschlagshöhen vom 30-jährigen Mittel

Die Abbildungen 1 und 2 stellen die Abweichung der Niederschlagshöhen der Jahre 1966 und 1976 vom Mittel des Zeitraumes 1961–1990 dar. Im Nassjahr 1966 traten besonders große Niederschlagshöhen in einem Gebiet zwischen Thüringer Becken, Rhön und Schweinfurter Becken sowie am Ost-rand des Nordpfälzer Berglandes auf. Im Trockenjahr 1976 ist es das Gebiet zwischen Hunsrück, Taunus, Vogelsberg und Spessart, das die geringsten Niederschlagshöhen zu verzeichnen hatte. Niederschlagshöhen, die dem langjährigen Mittelwert entsprechen, sind in beiden Jahren nur sehr ver-einzelt und ausgesprochen kleinräumig aufgetreten. In beiden Abbildun-gen ist die örtliche außerordentlich große Abweichung vom Mittelwert auffällig. In der Atlasafel 2.5 ist diese Differenzierung nicht so deutlich erkennbar, weil sie durch die Mittelbildung geglättet wird.

In Tabelle 1 wird ein Vergleich der Niederschlagshöhen in den hydrologischen Jahren 1966 bzw. 1976 mit den Mittelwerten des Zeitraumes 1961–1990 angestellt. So war das Jahr 1966 (über die Fläche Deutschlands gemittelt) mit 1084 mm um 224 mm zu nass, das Jahr 1976 dem-gegenüber jedoch mit einer mittleren Niederschlagshöhe von 636 mm um 224 mm zu trocken. Die dem Betrage nach gleichgroße Abweichung vom mittleren Niederschlag ist zufällig. Das Defizit bzw. der Überschuss von jeweils 224 mm entspricht bezogen auf die Gesamtfläche Deutschlands einer Wassermenge von jeweils 80 Mrd. km³, die ausreichen würde, um das Becken des Bodensees rund 1,7 Mal zu füllen.

Die Differenz zwischen der Jahresniederschlagshöhe 1976 und 1966 entspricht fast der ges-amten Niederschlagshöhe, die im vieljährigen Mittel während des hydrologischen Sommerhalb-jahres über Deutschland fällt. Diese Wassermenge entspricht der mehr als 3fachen Menge des Bodenseewassers.

Tab. 1 Niederschlagshöhen in mm/a und Niederschlagsvolumina in km³/a in den Jahren 1966 und 1976 im Vergleich zum Zeitraum 1961–1990 (Werte gerundet)

	Winter		Sommer		Jahr	
	mm	km³	mm	km³	mm	km³
Zeitraum 1961–1990	400	143 400	459	164 600	859	308 000
Jahr 1966	553	198 000	531	190 100	1084	388 100
Differenz 1966 zu Mittel 1961–1990	153	54 700	71	25 400	224	80 100
Jahr 1976	320	114 600	316	113 200	636	227 800
Differenz 1976 zu Mittel 1961–1990	–80	–28 800	–144	–51 400	–224	–80 200
Differenz 1966 zu 1976	233	83 400	215	76 900	448	160 300

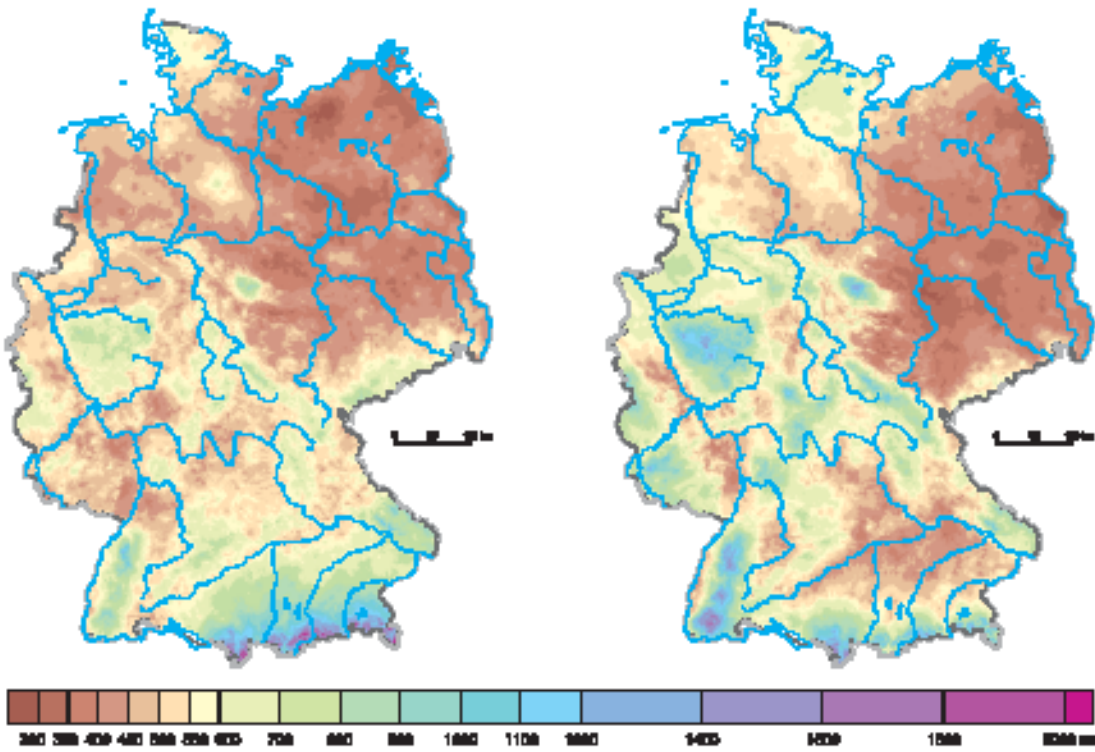


Abb. 3 Korrigierte Niederschlagshöhen des hydrologischen Sommerhalbjahres 1966

Abb. 4 Korrigierte Niederschlagshöhen des hydrologischen Winterhalbjahres 1966



Abb. 1 Prozentuale Abweichung der Jahreswerte korrigierter Niederschlagshöhen des Jahres 1966 vom Mittelwert 1961–1990

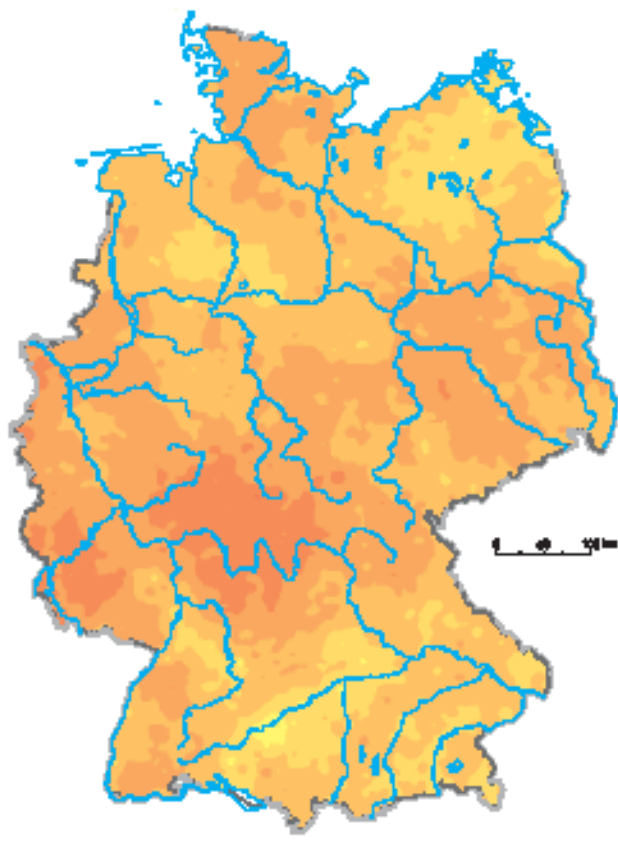


Abb. 2 Prozentuale Abweichung der Jahreswerte korrigierter Niederschlagshöhen des Jahres 1976 vom Mittelwert 1961–1990

Niederschlagshöhen der hydrologischen Halbjahre

Die korrigierten Niederschlagshöhen im hydrologischen Sommer und Winter der Jahre 1966 und 1976 werden in den Abbildungen 3 bis 6 dar-gestellt. Im hydrologischen Sommerhalbjahr des Nassjahres 1966 fielen in einem etwa 160 km² großen Gebiet Nord-Mecklenburgs, dem Flussgebiet der Warnow, weniger als 300 mm Niederschlag; das entspricht etwa 65 % der dort sonst üblichen Niederschlagshöhe. Der größte Teil Deutschlands erhielt jedoch überdurchschnittlich hohe Niederschläge, die im Winterhalb-jahr in einigen Regionen bis zum Doppelten der Mittelwerte betrugen.

Demgegenüber waren die Niederschlagshöhen in beiden hydrologischen Halbjahren des Trockenjahres 1976 fast überall zu niedrig, trotz der über-durchschnittlichen Niederschlagshöhen im Januar. Der hydrologische Sommer 1976 war nur vereinzelt zu feucht (z. B. auf der Schwäbischen Alb); im Wesentlichen war er mit bis zu 36 % der sonst üblichen Nieder-schlagshöhe erheblich zu trocken. Im gesamten Jahr 1976 erhielten zwei Drittel der Gesamtfläche Deutschlands 20 % weniger Niederschlag als im 30jährigen Mittel; im Winterhalbjahr betrug dieser Flächenanteil 41 %, im Sommerhalbjahr 82 %.

Dieses enorme Defizit hatte erhebliche Auswirkungen auf die Gebietswerte der Niederschlagshöhe (Abb. 7) in den Flussgebieten und damit auch auf die Wasserführung der großen Flüsse und der Ströme (Tab. 2).

Im Nassjahr 1966 fiel in allen Flussgebieten Deutschlands mehr Nieder-schlag als im Mittel, zum Teil sogar erheblich mehr. Die positiven Abwei-chungen lagen dabei zwischen 23 % und 28 %. Im Sommerhalbjahr waren die Niederschläge zwischen 4 % und 22 %, im Winter zwischen 28 % und 48 % höher als im jeweiligen Halbjahr des Zeitraumes 1961–1990. Im hydrologischen Jahr 1976 lagen die Gebietsniederschlagshöhen zwischen 19 % und 31 % unter dem vieljährigen Durchschnitt (Sommer 15 % bis 40 %, Winter 7 % bis 29 %).

In Abbildung 8 sind die Abweichungen der korrigierten Niederschlags-höhen der Jahre 1966 und 1976 vom Mittelwert des Zeitraumes 1961–1990 dargestellt. Hieraus ist beispielsweise zu ersehen, dass im Sommerhalb-jahr 1976 auf 37 % der Gesamtfläche der Bundesrepublik Deutschland Niederschlagshöhen aufgetreten sind, die um 40 % (35 % bis < 45 %) unter denen des Zeitraumes 1961–1990 lagen. Im hydrologischen Jahr 1966 war es dagegen auf rund 39 % der Gesamtfläche Deutschlands um 30 % (25 % bis < 35 %) gegenüber dem 30jährigen Mittel zu feucht.

Klimatische Wasserbilanz: Nassjahr und Trockenjahr (Karten C und D)

Jahreswerte der KWB

Die Karten C und D zeigen die jährlichen Summen der klimatischen Wasserbilanz für den hydrologischen Jahreszeitraum 1966 bzw. 1976 in Rasterfelddarstellung mit einer Auflösung von 1 km². Klassenstufen und Farbskala wurden an Atlasafel 2.14 angepasst, so dass ein unmittelbarer Vergleich zu den dort dargestellten mittleren Jahreswerten der klimati-schen Wasserbilanz 1961–1990 möglich wird.

Die regionale Verteilung der klimatischen Wasserbilanz weist sowohl im nassen Jahr 1966 als auch im trockenen Jahr 1976 eine große Ähnlich-keit mit der regionalen Verteilung des Niederschlags (Karten A und B) auf. Darin zeigt sich der in Tafel 2.14 beschriebene dominierende Ein-fluss des Niederschlags auf den Wertebereich der klimatischen Wasser-bilanz unter den hydroklimatischen Bedingungen Deutschlands. Regio-nale und zeitliche Variabilität sind beim Niederschlag wesentlich größer als bei der Gras-Referenzverdunstung und bestimmen somit die Variabi-lität der klimatischen Wasserbilanz. Weiterhin sind in den regionalen Ver-teilungen der jährlichen klimatischen Wasserbilanz die Abhängigkeit von der Gelände-höhe, die Luv-/Leelagen in Gebirgen sowie die zunehmende Kontinentalität des Hydroklimas mit der Entfernung vom Ozean zu erkennen. Dies entspricht einer näherungs-weisen Anpassung an die Verteilungsstrukturen der vieljährigen Mittelwerte der klimatischen Wasserbilanz (Atlasafel 2.14).

der Gelände-höhe, die Luv-/Leelagen in Gebirgen sowie die zunehmende Kontinentalität des Hydroklimas mit der Entfernung vom Ozean zu erkennen. Dies entspricht einer näherungs-weisen Anpassung an die Verteilungsstrukturen der vieljährigen Mittelwerte der klimatischen Wasserbilanz (Atlasafel 2.14).

In Abbildung 13 werden die Häufigkeitsverteilungen der Rasterwerte der jährlichen klimati-schen Wasserbilanz für die mittlere regionale Verteilung 1961–1990 und für das Nassjahr 1966 und das Trockenjahr 1976 gegenübergestellt.

Im nassen Jahr 1966 ergeben sich fast flächendeckend in Deutschland positive Jahreswerte der KWB für den Zeitraum des hydrologischen Jahres. Schwachnegative Bilanzwerte finden sich nur punktuell in einigen niederschlagsärmeren Gebieten im Nordosten Deutschlands, hauptsächlich im

Tab. 2 Korrigierte Niederschlagshöhen in Deutschland und seinen großen Flussgebieten in Prozent vom Mittelwert des Zeitraumes 1961–1990

Gebiet	1966			1976		
	Winter	Sommer	Jahr	Winter	Sommer	Jahr
Donau	124	122	124	75	85	81
Rhein	127	114	127	71	66	69
Erms	123	106	123	85	66	75
Weser	128	116	128	86	64	74
Oder	124	118	124	97	63	78
Elbe	125	116	125	89	60	74
Ostsee	123	104	123	93	70	80
Nordsee	126	112	126	83	61	72
Deutschland	126	115	126	80	69	74

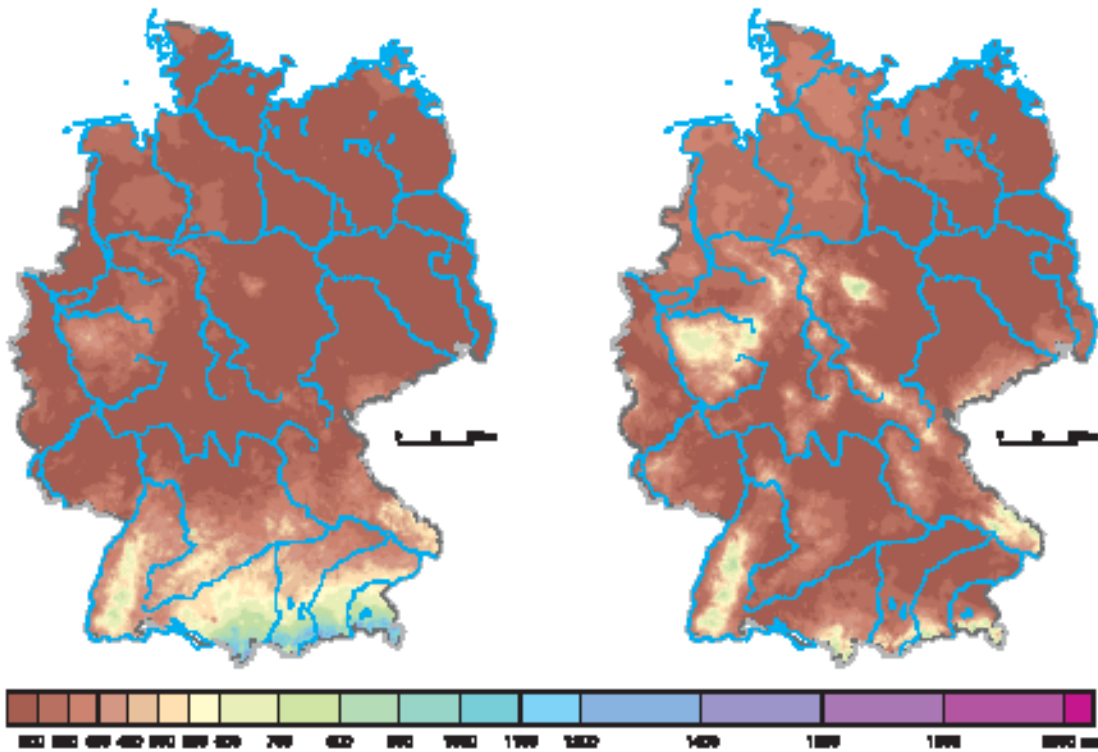


Abb. 5 Korrigierte Niederschlagshöhen des hydrologischen Sommerhalbjahres 1976

Abb. 6 Korrigierte Niederschlagshöhen des hydrologischen Winterhalbjahres 1976



2.9 Ausgewählte Nass- und Trockenjahre – Fortsetzung

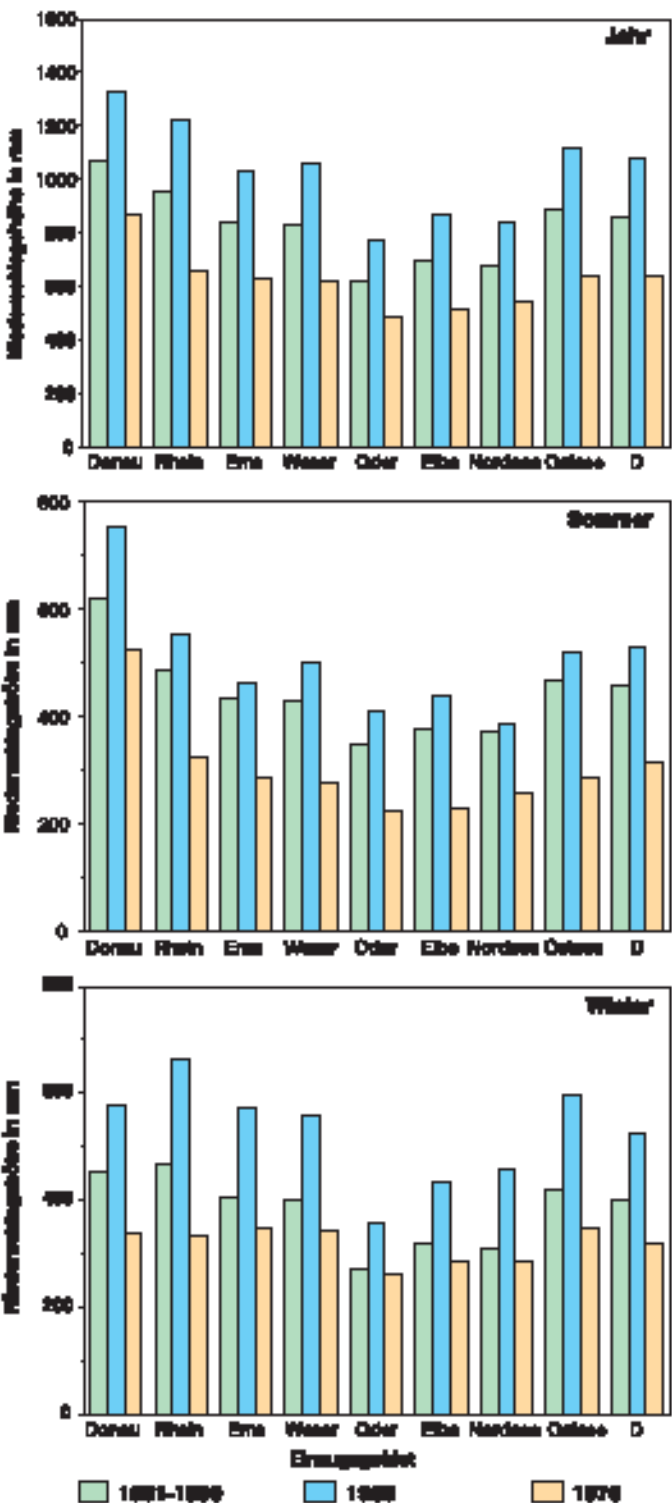


Abb. 7 Gebietswerte der korrigierten Niederschlagshöhe in Deutschland und seinen großen Flussgebieten

vermindert. Jahreswerte der KWB von > 600 mm liegen 1976 in einem Flächenanteil von 3% vor; für die mittlere KWB 1961–1990 beträgt dieser Flächenanteil etwa 10% und im nassen Jahr 1966 20%. Die Höchstwerte der klimatischen Wasserbilanz in Deutschland übertreffen im Trockenjahr 1976 nur in einigen wenigen Rasterfeldern im Alpenraum die jährliche Summe von 2000 mm – das ist etwa die Hälfte Höchstwerte im nassen Jahr 1966.

KWB der hydrologischen Halbjahre

Die Abbildungen 9 bis 12 zeigen die regionalen Verteilungen der klimatischen Wasserbilanz für die hydrologischen Halbjahre von 1966 bzw. 1976.

Im nassen Jahr 1966 (Abbildungen 9 und 10) ergeben sich die hohen Jahreswerte der KWB überwiegend aus den überdurchschnittlich hohen Niederschlägen bzw. Bilanzwerten des Winterhalbjahres. Das Sommerhalbjahr 1966 zeigt in großen Teilen Deutschlands kaum erhöhte Bilanzwerte gegenüber dem Mittel der Sommerhalbjahre von 1961–1990. Auch der Flächenanteil mit

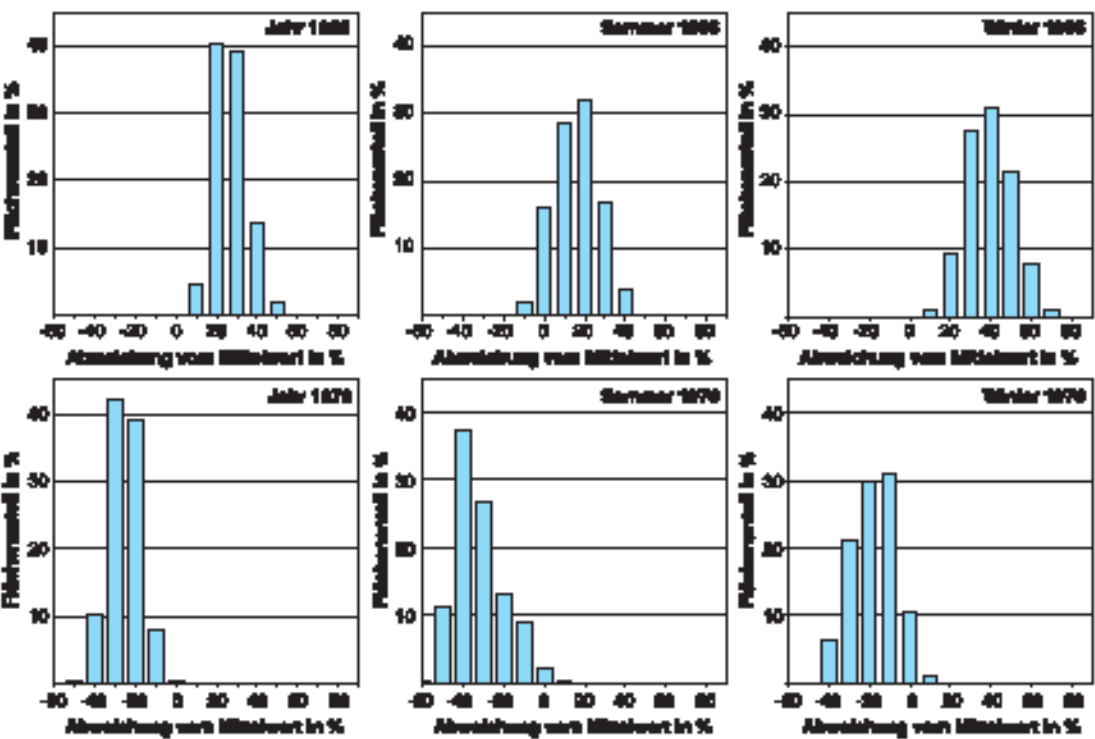


Abb. 8 Abweichung der korrigierten Niederschlagshöhen im Nassjahr 1966 und im Trockenjahr 1976 vom Mittelwert des Zeitraumes 1961–1990 (Flächenanteile an der Gesamtfäche Deutschlands)

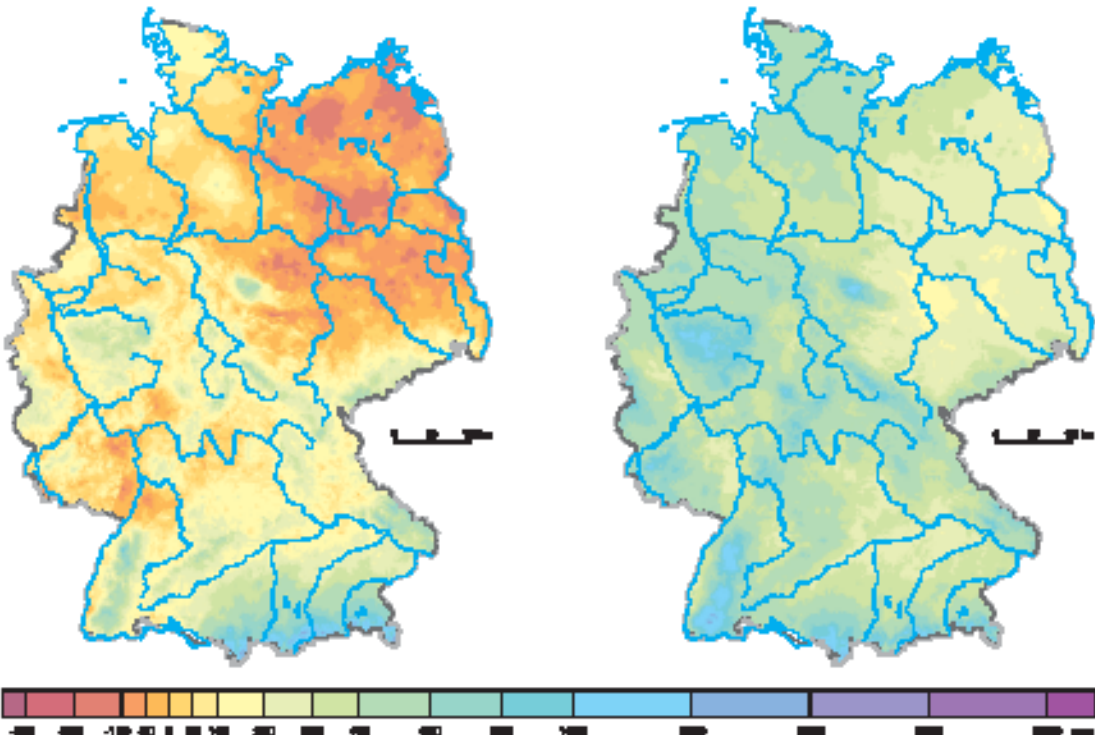


Abb. 9 Klimatische Wasserbilanz des hydrologischen Sommerhalbjahres 1966

Abb. 10 Klimatische Wasserbilanz des hydrologischen Winterhalbjahres 1966

negativen Halbjahresbilanzen ist nur wenig gegenüber dem durchschnittlichen Flächenanteil in dieser 30jährigen Referenzreihe vermindert. Der regionale Schwerpunkt der defizitären Bilanzwerte der KWB in Deutschland liegt im Sommerhalbjahr 1966 in Mecklenburg und in Mittelbrandenburg, wo z. T. deutlich höhere Defizite in der halbjährlichen Summe der KWB auftreten als in denjenigen Gebieten, welche im vieljährigen Mittel die höchsten Defizite in der klimatischen Wasserbilanz aufweisen (z. B. im Regenschattengebiet des Harzes, in der Lausitz oder im Südwesten Deutschlands).

Im trockenen Jahr 1976 (Abbildungen 11 und 12) zeigen sich für das Winterhalbjahr nahezu flächendeckend positive Bilanzwerte in Deutschland. Diese positiven Halbjahresbilanzen sind allerdings die Folge außergewöhnlich hoher Niederschläge im Monat Januar. In den meisten anderen Monaten des Winterhalbjahres 1975/1976 sind verbreitet unterdurchschnittliche, teilweise auch negative monatliche klimatische Wasserbilanzen zu verzeichnen. Das trockene Jahr 1976 mit seinen hohen Defiziten in der klimatischen Wasserbilanz ist hydroklimatisch auch insoweit bemerkenswert, weil bereits das vorangegangene Jahr 1975 als trockenes Jahr einzustufen ist. Der Zeitraum mit unterdurchschnittlicher klimatischer Wasserbilanz dauerte etwa von Frühjahr 1975 bis Jahresende 1976 an – unterbrochen im Wesentlichen nur durch den schon erwähnten niederschlagsreichen Januar 1976. Das Sommerhalbjahr 1976 zeichnet sich durch eine Fortdauer der überwiegend niederschlagsarmen, sonnenscheinreichen und zu warmen Witterung aus, so dass in einem großen Teil Deutschlands die geringsten Sommerhalbjahreswerte der KWB in der Zeitreihe 1961–1990 1976 auftreten. Abbildung 11 zeigt, dass im Jahr 1976 negative Sommerhalbjahreswerte der klimatischen Wasserbilanz bis in die höheren Lagen der Mittelgebirge prägen. Der Flächenanteil mit positiven Summen der KWB in Deutschland beträgt im Sommerhalbjahr 1976 nur 13% – gegenüber einem mittleren Flächenanteil von 55% in 1961–1990 und von 72% im nassen Jahr 1966.

KWB kürzerer Zeiträume

Bei Verwendung von klimatischen Wasserbilanzen wird in der Regel der Jahresgang dieser Größe in höherer zeitlicher Auflösung benötigt, denn einzelne äußerst niederschlagsreiche oder -arme Monate können die Halbjahres- und Jahresbilanzen erheblich beeinflussen bzw. sich in den Summen kompensieren (vgl. obige Anmerkungen zum Winterhalbjahr 1976).

In Abbildung 14 werden die über das hydrologische Jahr kumulativ aufsummierten monatlichen klimatischen Wasserbilanzen im Mittel der Zeitreihe 1961–1990 und für die beiden Fallbeispiele 1966 und 1976 gezeigt. In der Gegenüberstellung werden zwei hydroklimatisch gegensätzliche Regionen aufgeführt – die niederschlagsreiche Mittelgebirgshochlage im Schwarzwald mit ausschließlich positiven Werten der klimatischen Wasserbilanz und die niederschlagsarme Region im Regenschatten des Harzes mit durchschnittlich negativen Jahreswerten der klimatischen Wasserbilanz.

Im Beispielgebiet des östlichen Harzvorlandes liegt im mittleren Ablauf des hydrologischen Jahres ein zunehmender Niederschlagsüberschuss gegenüber der Gras-Referenzverdunstung, d. h. eine kumulativ zunehmende klimatische Wasserbilanz im Jahresabschnitt November bis März vor. Ab April setzt der Aufbrauch des Niederschlagsüberschusses ein, der zu dem jährlichen Defizit am Ende des Sommerhalbjahres führt. Im nassen Jahr 1966 ist der Niederschlagsüberschuss des Winterhalbjahres erhöht, und bei nur geringen Bilanzdefiziten in einigen Monaten des Sommerhalbjahres verbleiben die aufsummierten KWB-Werte ganzjährig im positiven Bereich. Beim trockenen Jahr 1976 verstärkt sich hingegen von Monat zu Monat das Defizit in der klimatischen Wasserbilanz. Deutlich erkennbar wird dabei die Auswirkung der hohen Niederschläge im Januar auf den Jahresablauf der KWB.

Für die beispielhaft aufgeführte niederschlagsreiche Hochlage des Schwarzwaldes sind im mittleren Jahresgang wie in den Fallbeispielen des nassen und des trockenen Jahres ganzjährig positive Monatswerte der klimatischen Wasserbilanz typisch, so dass die kumulativ aufsummierten Werte einen zunehmenden Niederschlagsüberschuss anzeigen. Der Unterschied zwischen mittleren Bedingungen und nassem/trockenem Jahr zeigt sich lediglich in den Anstiegen der KWB-Kurven.

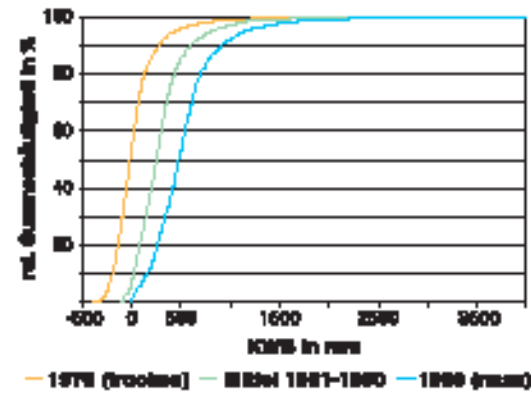


Abb. 13 Relative Summenhäufigkeit der Jahreswerte der klimatischen Wasserbilanz (100% = alle Rasterfelder Deutschlands)

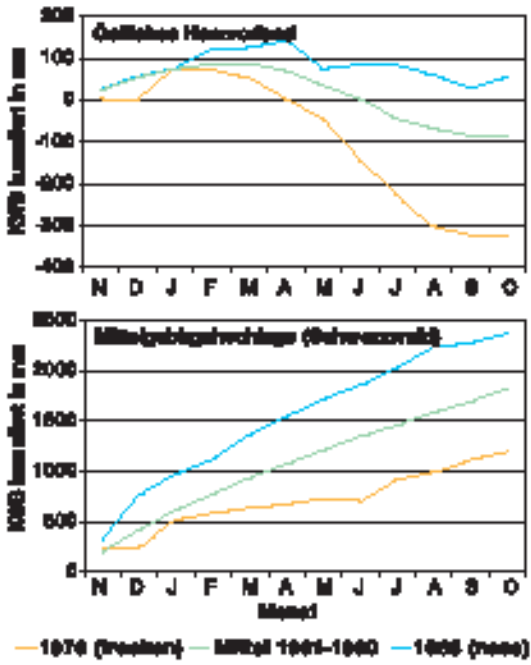


Abb. 14 Kumulativ aufsummierte Monatswerte der klimatischen Wasserbilanz des Nassjahres 1966 und des Trockenjahres 1976 im Vergleich zum langjährigen Mittel für zwei Beispielregionen

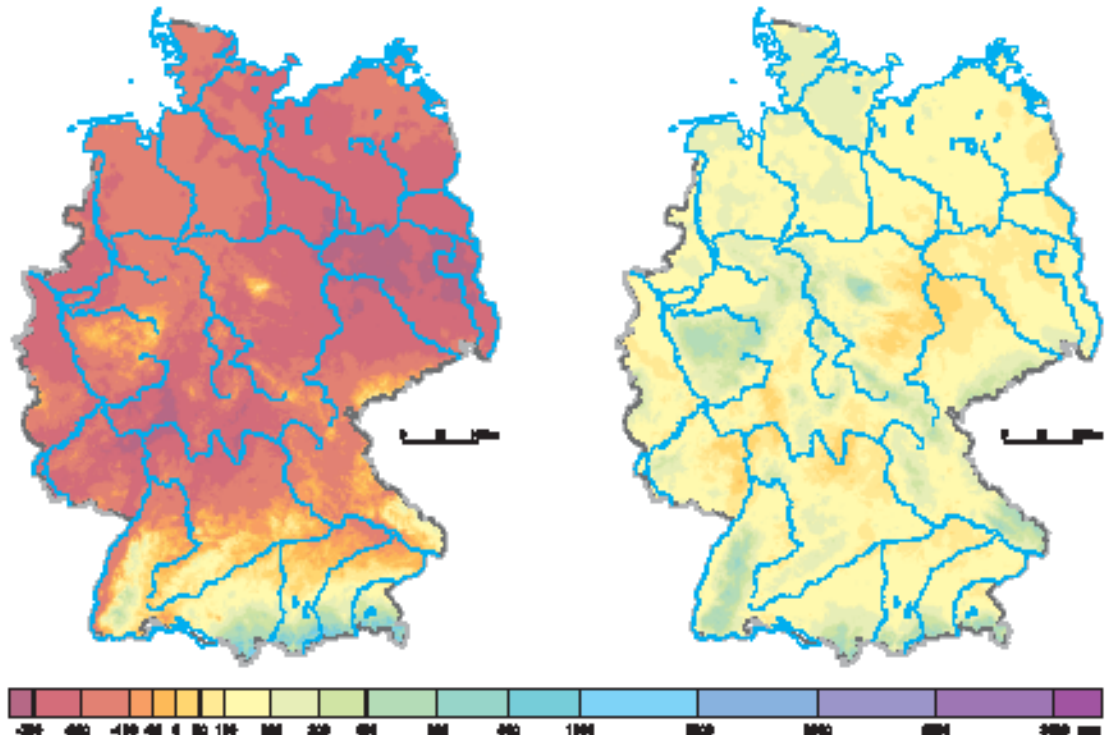


Abb. 11 Klimatische Wasserbilanz des hydrologischen Sommerhalbjahres 1976

Abb. 12 Klimatische Wasserbilanz des hydrologischen Winterhalbjahres 1976



2.9 Selected Wet and Dry Years

Maps 2.2 to 2.6 show mean precipitation rates over the period 1961 to 1990. These maps together with Map 2.7, “Variability Coefficient of Precipitation Depth”, provide a comprehensive overview of the mean spatial-temporal variability of precipitation amounts.

This map essentially offers insight into extremely wet and dry years. Here an example is used to illustrate particularly high (1966) and low (1976) precipitation depths in hydrological years (November to October) and supplements Map 2.7 by showing the range of variation between a wet and a dry year over the period 1961–1990.

Map 2.9 contains in addition two maps depicting the climatic water balance (CWB) in a wet year (1966) and a dry year (1976). Similar to the approach used in Map 2.14, the climatic water balance is computed as the difference between the corrected precipitation depth and the grass reference evapotranspiration depth.

The two years which have been singled out, 1966 and 1976, should be taken as case examples; in any region above-average precipitation depths or drought may be greater in other years.

Map Structures
Precipitation Depth: Wet Year and Dry Year (Maps A and B)

Maps 2.9 A and B show the precipitation depth corrected by the systematic measurement error in the hydrological years 1966 (November 1965 to October 1966) and 1976 (November 1975 to October 1976) in a gridded structure with a resolution of 1 km². The classification of the precipitation depths is similar to the one used on Map 2.5; the text accompanying Map 2.5 also addresses the problem of precipitation correction.

Both of these particular years provide an idea of the orographic impact on precipitation depths with its leeward and windward effects, as can already be seen in the mean corrected precipitation depth for the period 1961–1990 (Map 2.5).

The corrected precipitation depth in the wet hydrological year 1966 was between less than 600 mm and more than 4000 mm. At 564 mm, the lowest value on the grid was to be found at Oderbruch (Odra valley), while the greatest amount was 4306 mm in the Alps. The grid cell values varied between 312 mm on the leeward side of the Harz and 2855 mm in the Alps in the dry year 1976. Large areas whose precipitation was less than 400 mm in this dry year are to be found in the eastern loess-rich parts of the foothills of the Harz, the Spreewald, Wetterau and the loess-rich areas of Rhine-Hesse and Main-Franconia.

Deviations of precipitation depths from the 30-year mean
Figures 1 and 2 show the deviation in the precipitation depths in the years 1966 and 1976 from the mean over the period 1961–1990. There were particularly high precipitation depths in the wet year 1966 in the area lying between the Thüringer Becken (Thuringian Basin), Rhön and Schweinfurter Becken and the eastern edge of the Nordpfälzer Bergland (northern Palatinate Hills). The area between Hunsrück, Taunus, Vogelsberg and Spessart showed the lowest precipitation depths in the dry year 1976. Precipitation depths hovering near the long-term mean value occurred very rarely and in very limited areas in both years. The extremely high deviation from the mean value is striking on both figures. This divergence is not as evident on Map 2.5, as the mapping of the means tends to smooth out the divergence.

In Table 1, a comparison is made of the precipitation depths in the hydrological years 1966 and 1976, respectively, with the mean values for the period 1961–1990. Thus, 1966 (in terms of the mean value for all of Germany) was too wet by 224 mm with 1084 mm, while on the other hand 1976 was too dry by 224 mm with a mean precipitation depth of 636 mm. The amounts of deviation from the mean precipitation were randomly the same. The deficit or surplus of 224 mm in relation to the total geographical extent of Germany corresponds to around 80 billion km³ of water – enough to fill the basin of Lake Constance about 1.7 times.

The difference between the annual amounts of precipitation in 1976 and 1966 is almost equal to the total average amount of precipitation which falls over a span of many years during the hydrological summer half-year in Germany. This is about 3 times the amount of water in Lake Constance.

Precipitation depths in hydrological half-years
The corrected precipitation depths in the hydrological summers and winters of 1966 and 1976 are shown in Figures 3 to 6. In the hydrological summer of the wet year 1966, less than 300 mm

Table 1 Precipitation depths in mm/a and precipitation volumes in km³/a in the years 1966 and 1976 in comparison to the time period 1961–1990 (rounded values)

Table with 6 columns: , winter mm, winter km³, summer mm, summer km³, year mm, year km³. Rows include period 1961–1990, year 1966, difference 1966 to mean 1961–1990, year 1976, difference 1976 to mean 1961–1990, and difference 1966 to 1976.

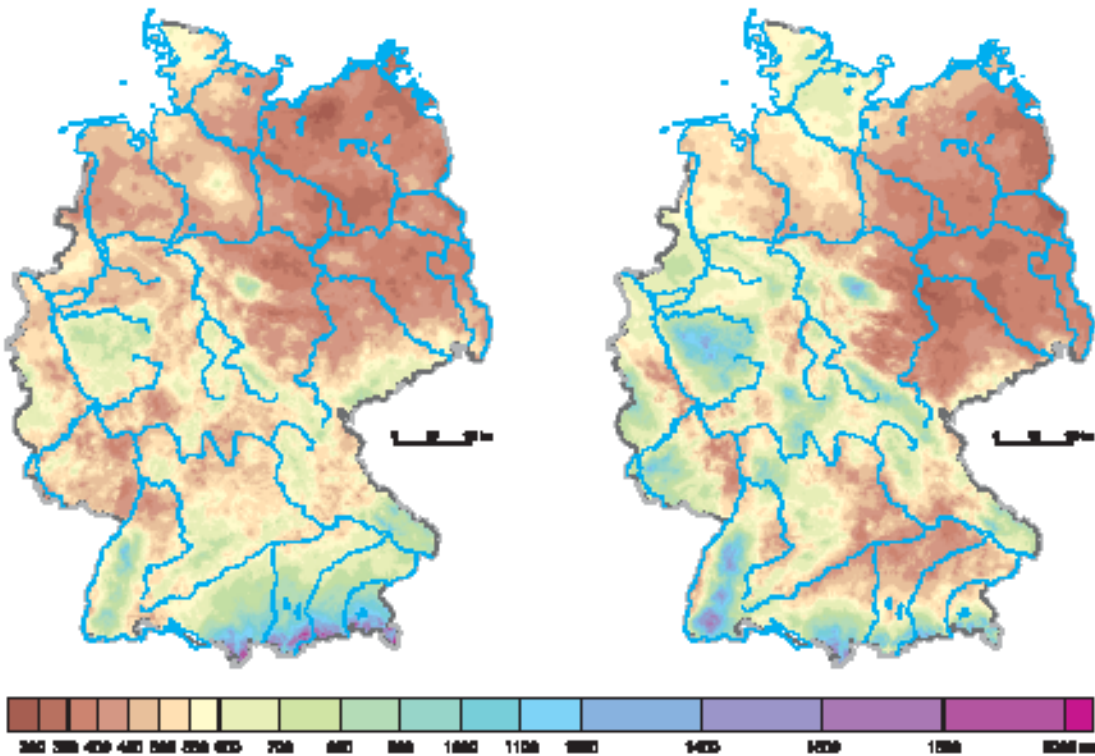


Fig. 3 Corrected precipitation depth of hydrological summer half-year 1966
Fig. 4 Corrected precipitation depth of hydrological winter half-year 1966



Fig. 1 Percentage deviation of the annual corrected precipitation depth of the year 1966 to the long-term mean 1961–1990

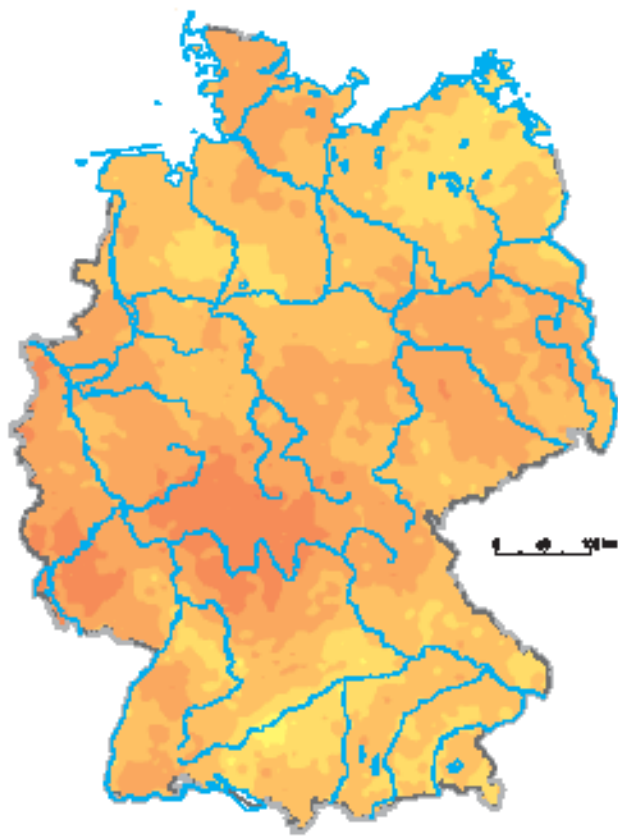


Fig. 2 Percentage deviation of the annual corrected precipitation depth of the year 1976 to the long-term mean 1961–1990

of precipitation fell in an area of northern Mecklenburg covering about 160 km², along the Warnow River, which is approximately 65% of the usual precipitation depth there. The greatest part of Germany, however, received disproportionately high precipitation depths, which during the winter were double the average depth in some regions.

By comparison, precipitation depths in both hydrological half-years of the dry year 1976 were too low almost everywhere in spite of the above-average precipitation depths in January. The hydrological summer 1976 was only too wet in isolated areas (e.g. in Schwäbische Alb); for the most part it was much too dry, only registering up to 36% of the usual precipitation. Two-thirds of total German territory received 20% less precipitation than the 30-year mean in the whole of 1976; this same geographical space accounted for 41% in the winter half-year and 82% in the summer half-year.

This enormous deficit had a considerable impact on the regional precipitation rates (Figure 7) in river regions, thus also having a major effect on discharge to major rivers and streams (Table 2).

In the wet year 1966 all river basins of Germany experienced amounts of precipitation exceeding the mean, in some cases considerably more. The positive deviations were between 23% and 28% here. In the summer half-year precipitation varied between 4% and 22%, while in winter the variation, between 28% and 48%, was greater than the mean in the same respective half-year over the period 1961–1990. Regional amounts of precipitation in the hydrological year 1976 were between 19% and 31% below the long-term average (summer 15% to 40%, winter 7% to 29%).

Figure 8 shows the deviations in the corrected precipitation depths for the years 1966 and 1976 from the mean value for the period 1961–1990. This demonstrates, for example, that in the summer half-year of 1976 there were precipitation depths on 37% of the total area of the Federal Republic of Germany which were 40% (35% to < 45%) less than for the period 1961–1990. In contrast, it was 30% (25% to < 35%) too wet compared to the 30-year mean on about 39% of total German territory in the hydrological year 1966.

Climatic Water Balance (CWB): Wet Year and Dry Year (Maps C and D)

Annual values for the climatic water balance
Maps C and D show the annual totals for the climatic water balance for the hydrological year 1966 and 1976, respectively, in a gridded structure with a resolution of 1 km². The different categories and colour scales were adopted from Map 2.14 to allow a direct comparison with the mean annual values for the climatic water balance for the years 1961–1990 shown there.

The regional distribution of the climatic water balance exhibits a striking similarity to the regional distribution of precipitation (Maps A and B) both in the wet year 1966 and in the dry year 1976. This illustrates the dominant influence of precipitation on the values of the climatic water balance under Germany's hydroclimatic conditions described in Map 2.14. Regional and temporal variability are much greater with regard to precipitation than is the case with grass reference evapotranspiration, thus accounting for the variability of the climatic water balance. The dependence on the altitude of the terrain, leeward and windward sides of mountains and the increasingly continental nature of the hydroclimate with increasing distance from the ocean are also evident when one examines regional distributions. This corresponds with an approximate adjustment to occur with distribution structures for the long-term mean climatic water balance data (Map 2.14).

Figure 13 compares the frequency distributions of grid cell values for the annual climatic water balance for the mean regional distribution 1961–1990 with the frequency distribution for the wet year 1966 and the dry year 1976.

The wet year 1966 shows positive annual climatic water balance data over the period of the hydrological year almost everywhere in Germany. Weak negative balance data only occur in isolated grid cells in some regions of north-eastern Germany characterised by low precipitation, mainly in the Oderbruch region and on the lower Odra. The total percentage of German territory with a negative annual CWB value was below 0.5% for 1966, while this percentage was 6.5% for the mean annual CWB values over 1961–1990. In the areas characterised by a negative annual CWB in the mean regional distribution for 1961–1990, balance values of up to +100 mm occur more frequently in 1966 (in the rain shadow area of the Harz Mountains on the lower Saale and middle Elbe, central Brandenburg and the Lausitz) and more than +100 mm

Table 2 Corrected precipitation depths in Germany and its major river basins as percentage of the long-term mean 1961–1990

Table with 7 columns: catchment, 1966 winter, 1966 summer, 1966 year, 1976 winter, 1976 summer, 1976 year. Rows include Danube, Rhine, Ems, Weser, Odra, Elbe, Baltic Sea, North Sea, and Germany.

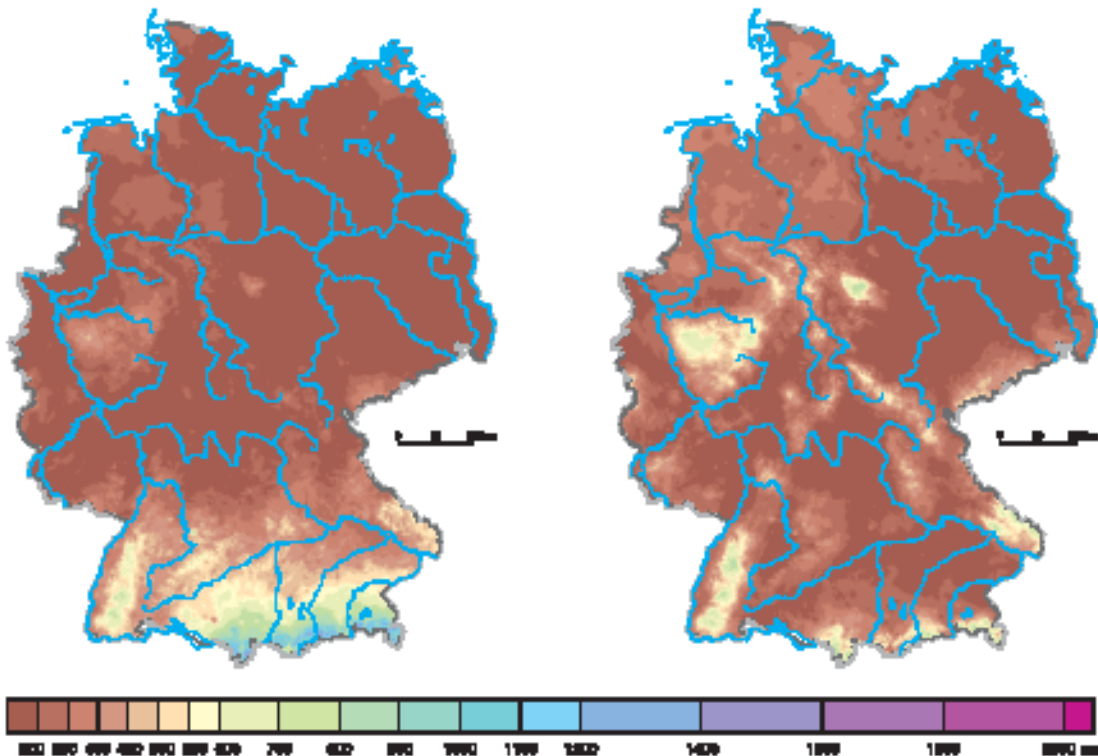


Fig. 5 Corrected precipitation depth of hydrological summer half-year 1976
Fig. 6 Corrected precipitation depth of hydrological winter half-year 1976



2.9 Selected Wet and Dry Years – Continuation

in south-western Germany (Alzeyer Hills and Schweinfurter Becken). The peak values for the annual climatic water balance exceeded 4000 mm in the Alp region in 1966.

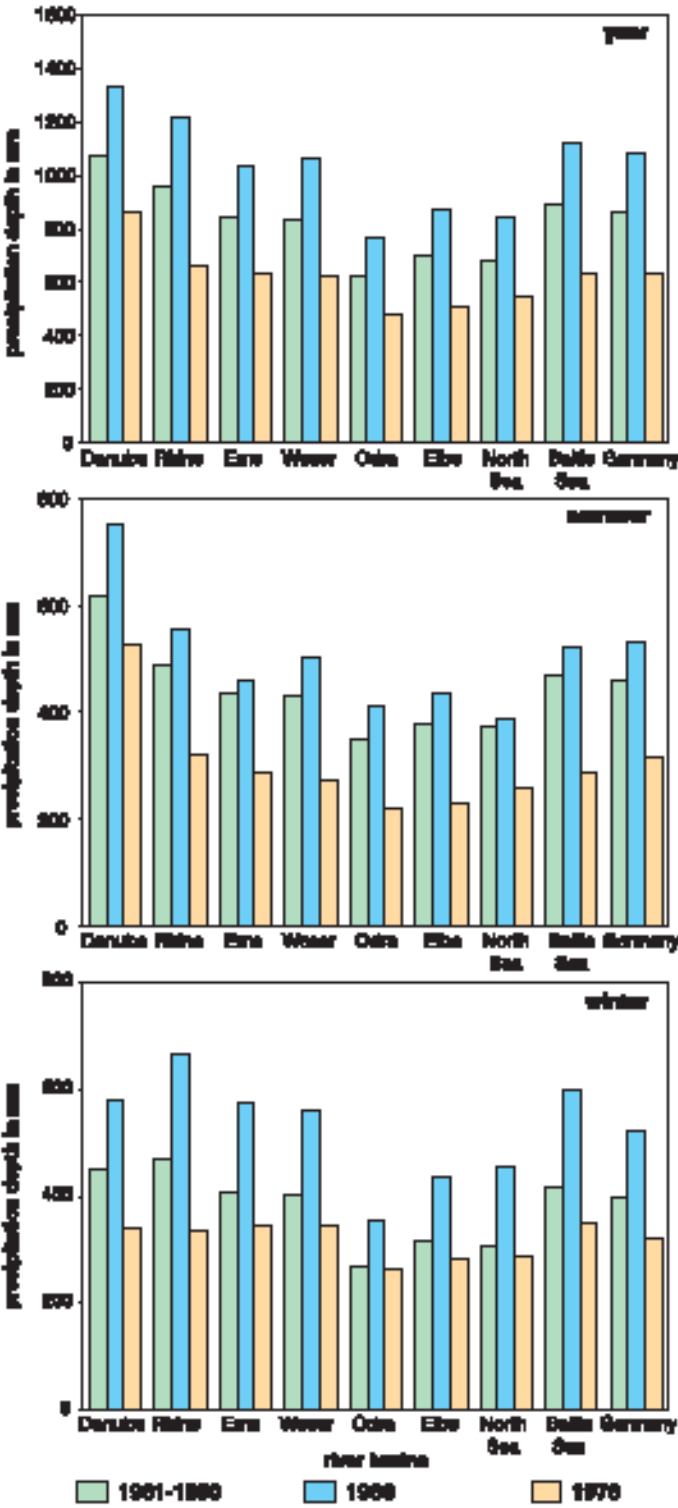


Fig.7 Areal values of corrected precipitation depth in Germany and its river basins

values were due to the above-average precipitation rates or balance rates for the winter half-year. The summer half-year of 1966 showed balance values throughout Germany which were scarcely higher than the mean for the summer half years 1961–1990. The percentage of area with a negative half-year balance declines very little in comparison to the average percentage of area in the 30-year reference series. The regional focal point for the deficitary CWB values in Germany in the summer half-year 1966 was in Mecklenburg and central Brandenburg, where in some places there were considerably greater deficits in the half-year CWB totals than in those areas which had the greatest deficits in the climatic water balance in terms of the long-term mean (e.g. in the rain shadow area of the Harz Mountains, in the Lausitz or in south-western Germany).

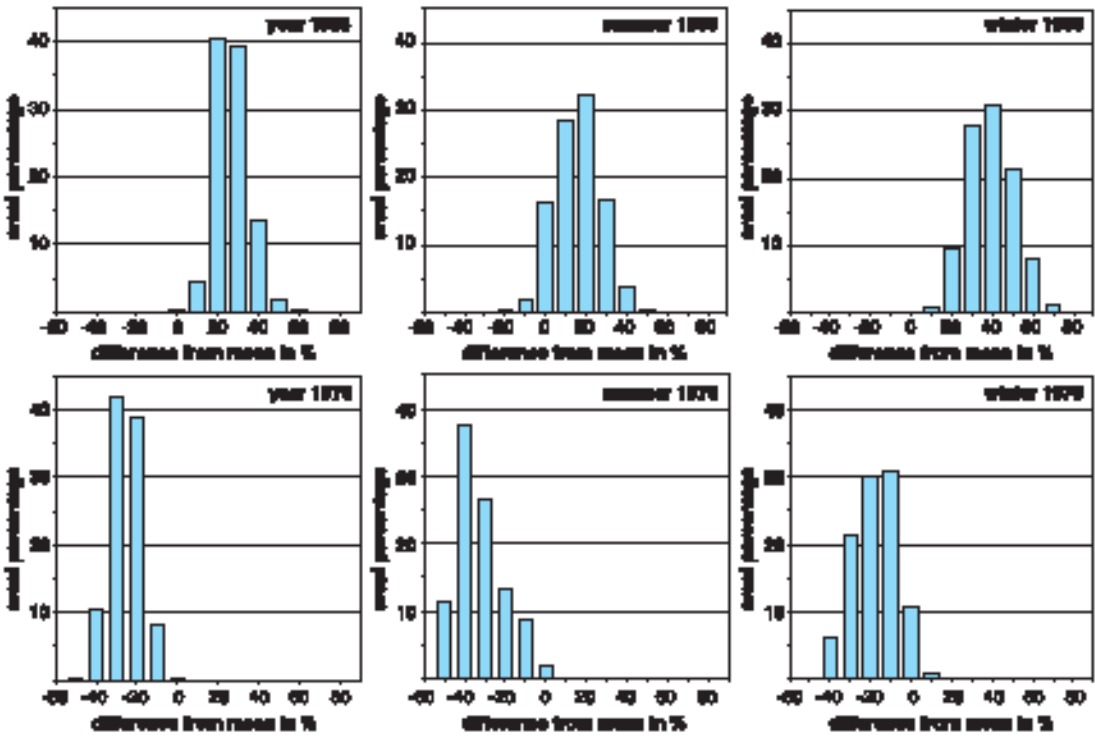


Fig.8 Deviation of corrected precipitation depths for the wet year 1966 and the dry year 1976, respectively, from the long-term average 1961–1990 (areal percentage of total area of Germany)

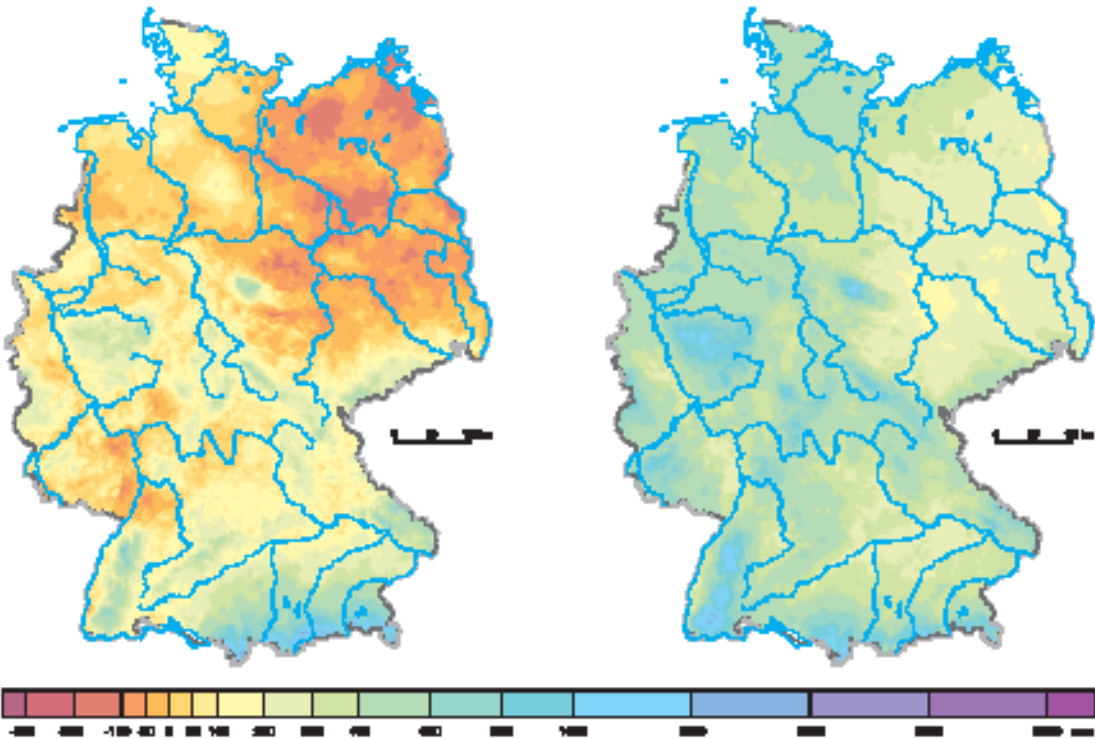


Fig.9 Climatic water balance of the hydrological summer half-year 1966

Fig.10 Climatic water balance of the hydrological winter half-year 1966

Positive balance values can be seen almost everywhere in Germany for the winter half-year in the dry year 1976 (Figures 11 and 12). These positive half-year balances are the result, however, of unusually high precipitation depths in the month of January. In most of the other months in the winter half-year 1975/1976 below-average monthly climatic water balances are more frequent, some of them negative. The dry year 1976 with its high deficits in the climatic water balance is interesting in hydroclimatic terms due to the fact that the previous year 1975 must be categorised as a dry year, too. The period with below-average climatic water balance over much of Germany lasted roughly from the spring of 1975 to the end of 1976 – for the most part only interrupted by the heavy precipitation in January 1976 mentioned above. The summer half-year of 1976 was marked by continued low precipitation depths, lots of sunshine and weather that was too warm, making 1976 the lowest summer half-year CWB value over large areas for the time period 1961–1990. Figure 11 shows that negative summer half-year values marked the climatic water balance at higher altitudes of the German uplands in 1976. Only 13% of Germany had positive CWB totals in Germany in the summer half-year 1976 – compared to an average of 55% of German territory in 1961–1990 and 72% in the wet year of 1966.

CWB for shorter periods of time

When using climatic water balances, one usually requires these detailed values over the time of a year, as individual months with heavy or low precipitation can have a significant impact on half-year and annual balances or be compensated for in the sum totals (cf. the remarks made on the 1976 winter half-year).

Figure 14 shows the cumulative total monthly climatic water balances in comparison with mean values over the period 1961–1990 and the two case examples 1966 and 1976. The comparison shows two regions with very different hydroclimatic conditions – the higher altitude German uplands in the Schwarzwald (Black Forest), which only has positive climatic water balance values, and the low-precipitation region in the rain shadow of the Harz Mountains, with negative annual climatic water balance values on the average.

Looking at the example of the eastern foothills to the Harz Mountains, an increasing surplus of precipitation over the grass reference evapotranspiration rate, i.e. a cumulatively rising climatic water balance from November to March, can be seen. Beginning in April the surplus precipitation is used up, leading to an annual deficit by the end of the summer half-year. The surplus precipitation in the winter half-year rose in the wet year 1966, and the total CWB values remain in the positive range throughout the entire year while only showing low balance deficits in a few months of the summer half-year. In the dry year 1976, the deficit in the climatic water balance rose on the other hand from month to month. The impact of greater precipitation depths in January on the annual CWB amounts is evident here.

Positive monthly climatic water balance values are typical of the higher altitudes of the Black Forest in the mean annual course and in the examples of the wet and dry year, causing the cumulative sum totals to produce a mounting surplus of precipitation. The difference between average conditions and a wet/dry year can only be inferred from a rise in the CWB curves.

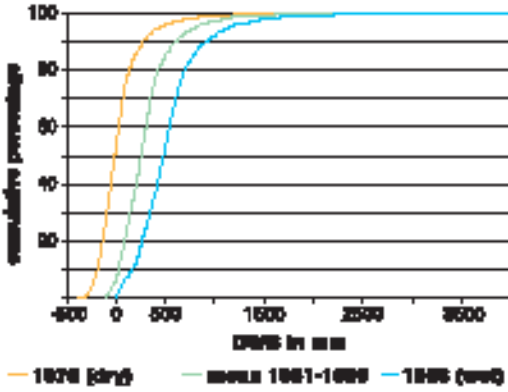


Fig.13 Relative cumulated frequency of the annual values of climatic water balance (100% = all grid cells in Germany)

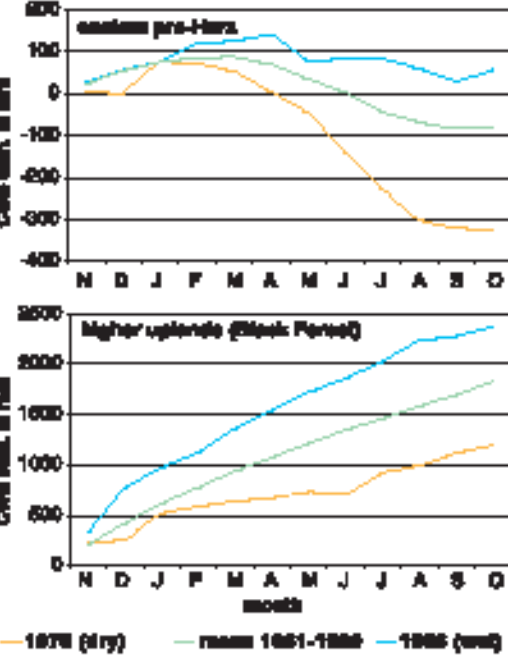


Fig.14 Cumulated monthly values of climatic water balance for the hydrological wet year 1966 and the dry year 1976, respectively, in comparison to the long-term average for two exemplary regions

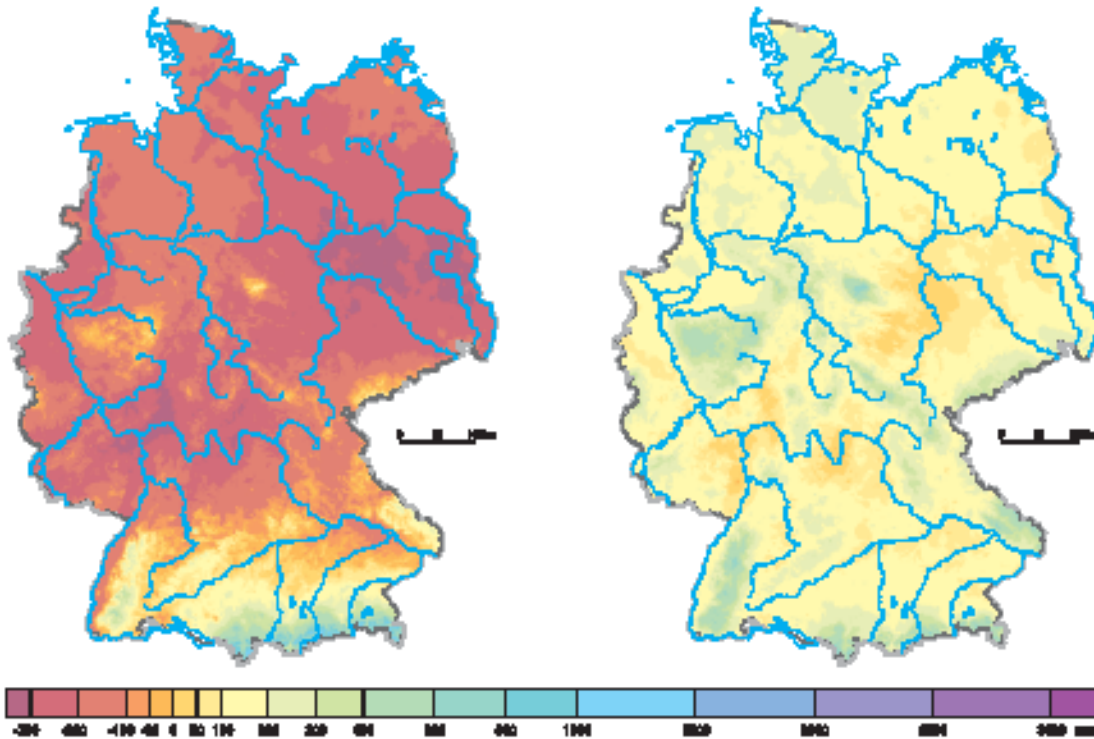


Fig.11 Climatic water balance of the hydrological summer half-year 1976

Fig.12 Climatic water balance of the hydrological winter half-year 1976





## HYDROLOGISCHER ATLAS VON DEUTSCHLAND

Herausgegeben vom Bundesministerium für Umwelt,  
Naturschutz und Reaktorsicherheit

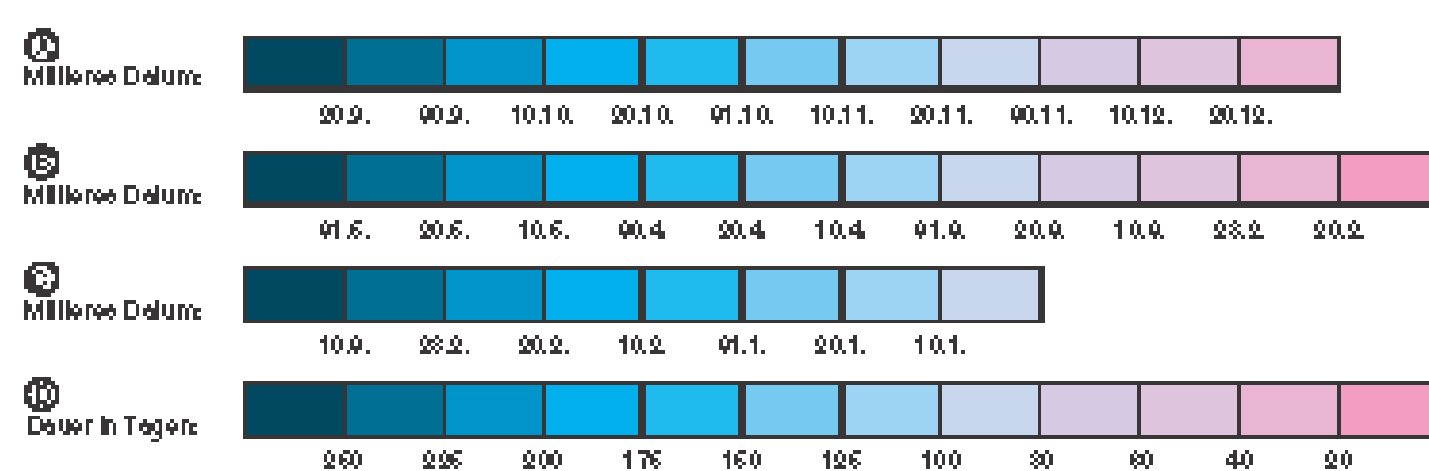
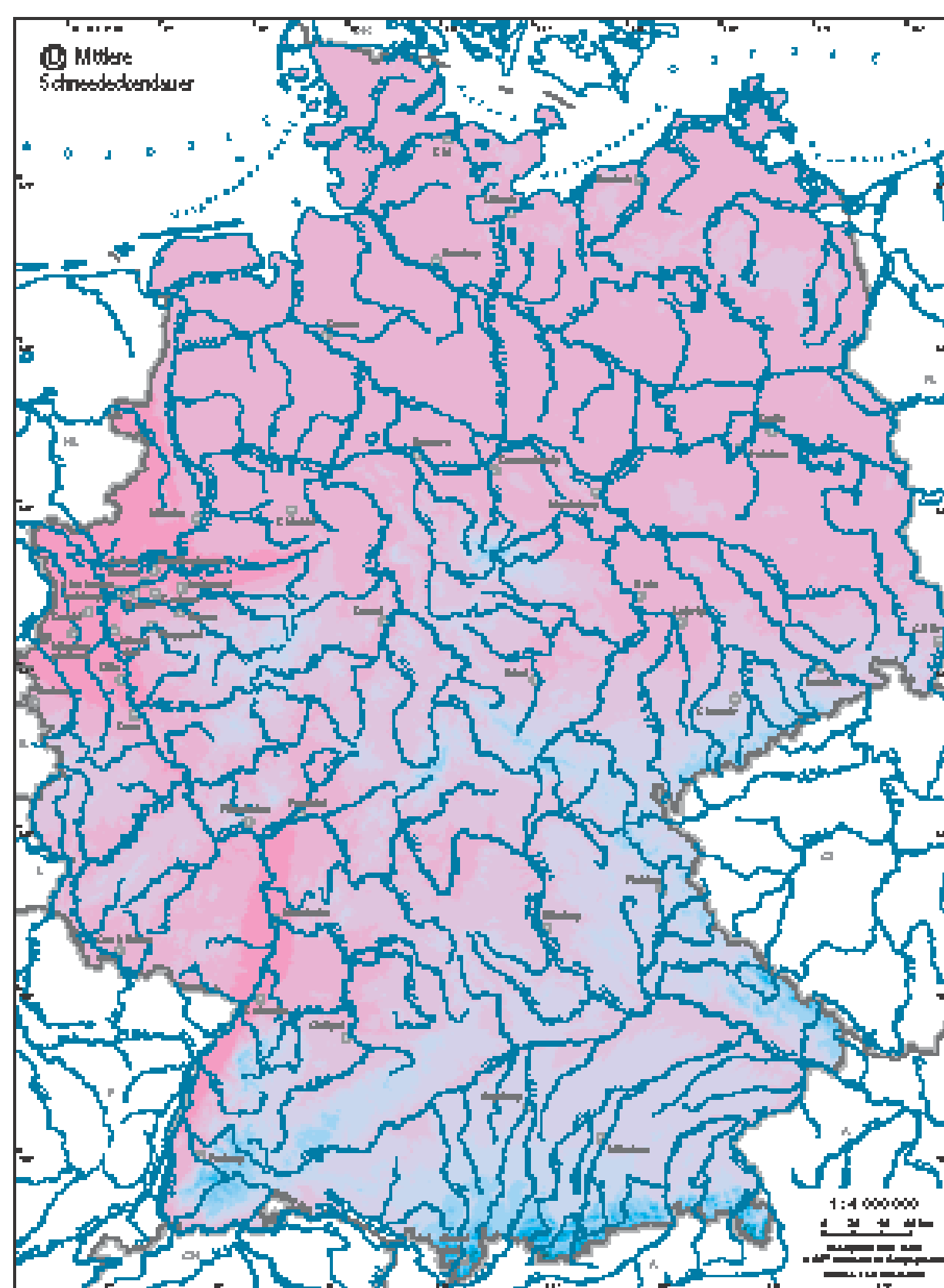
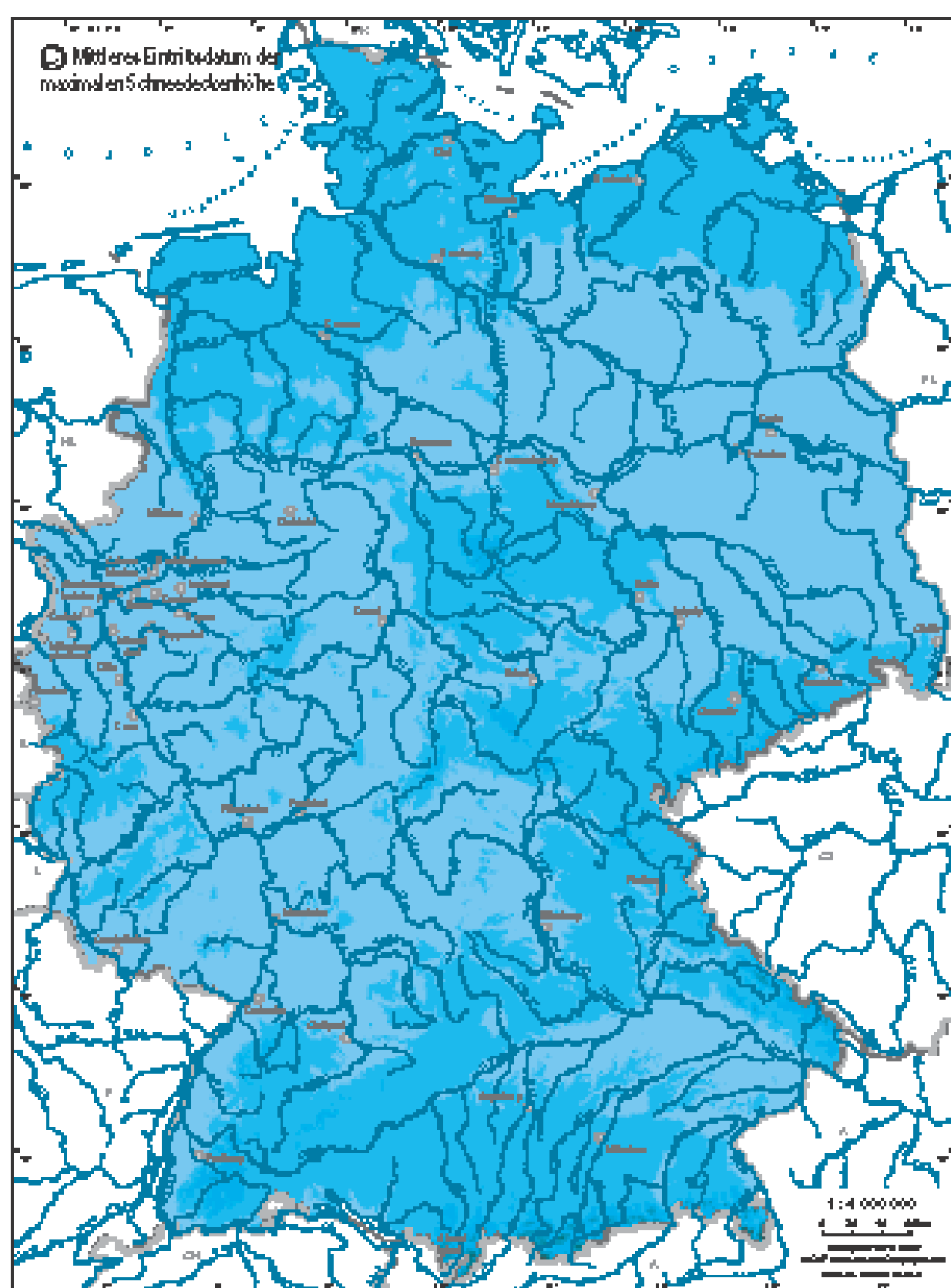
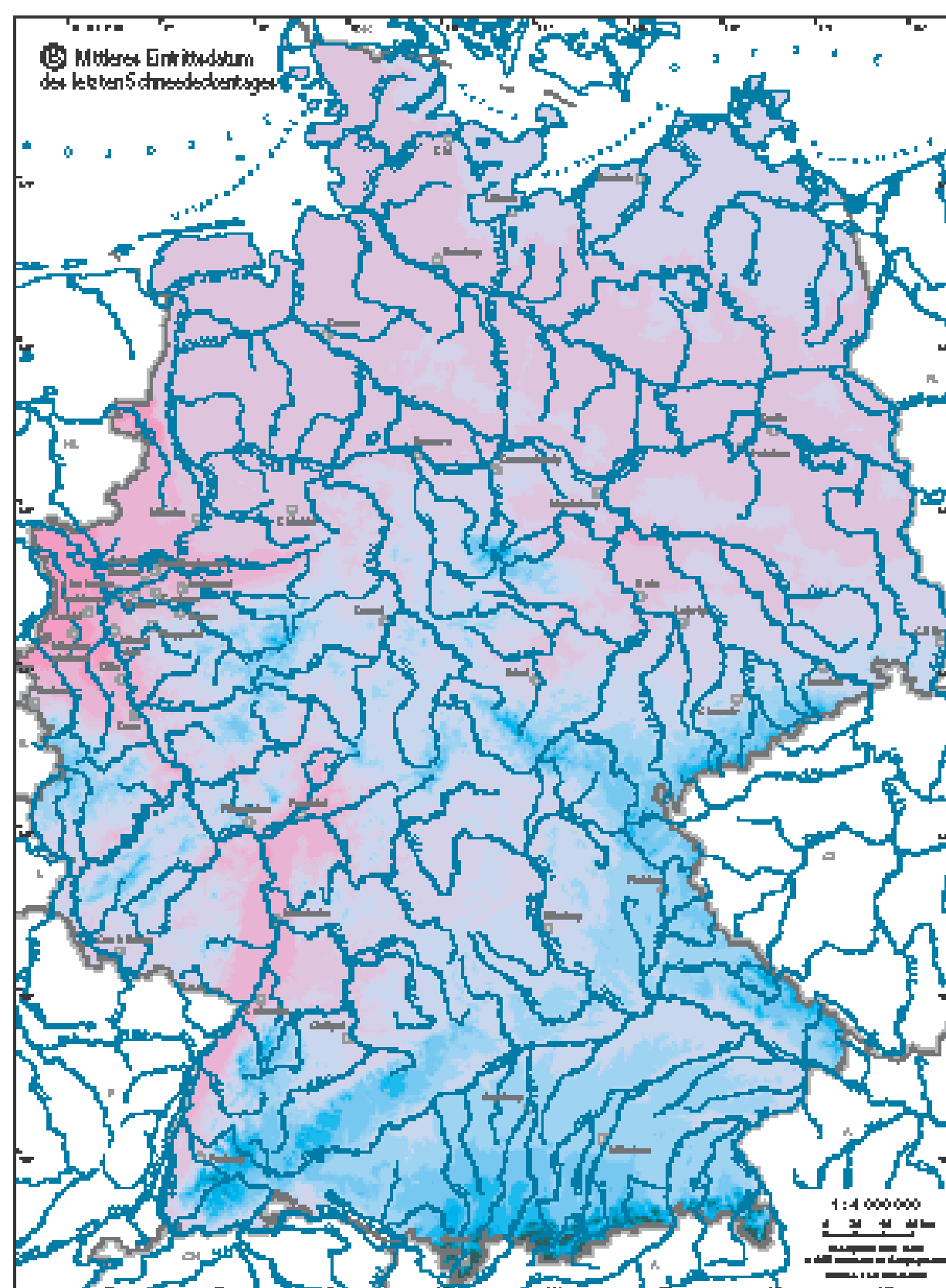
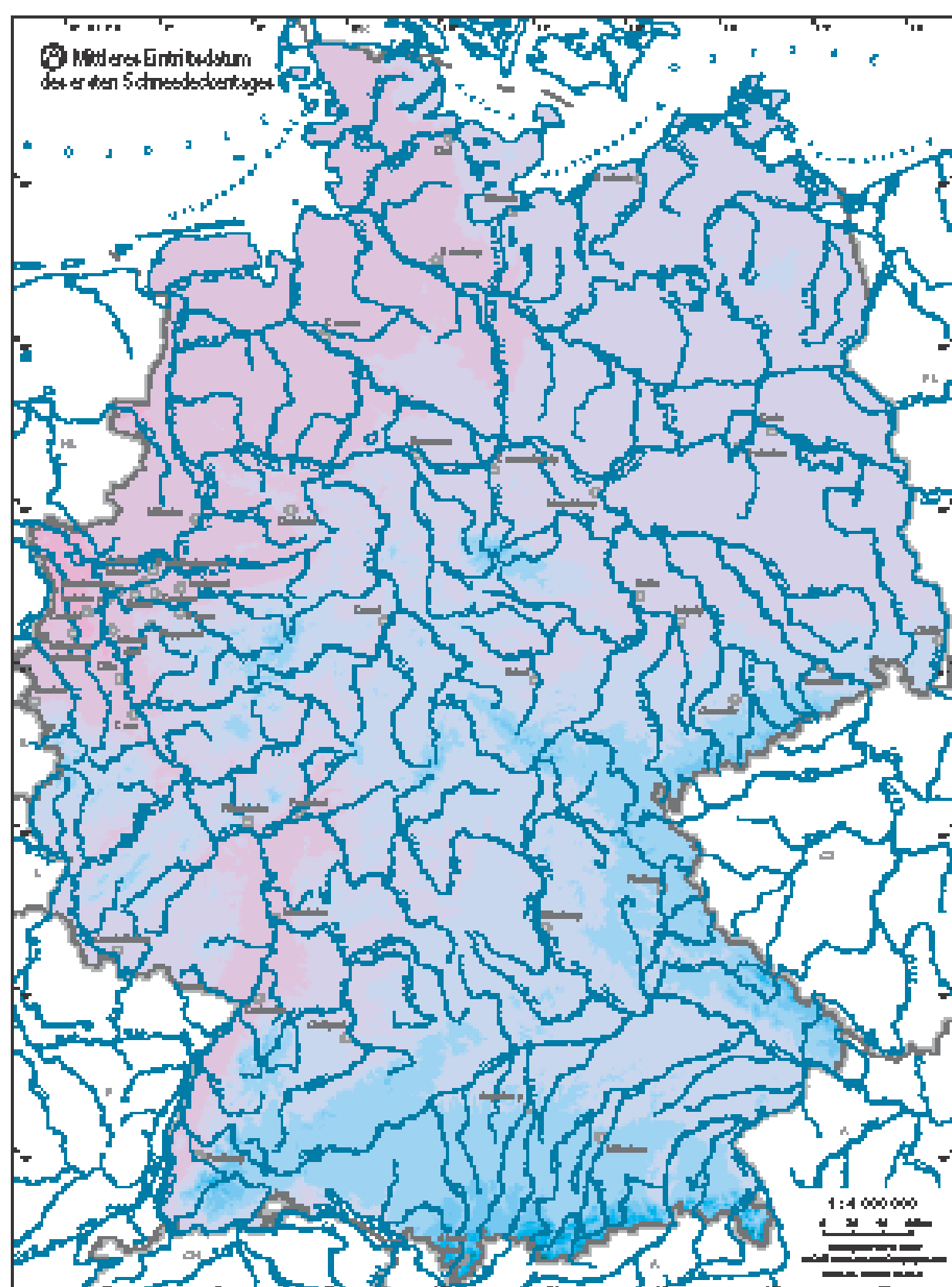
### 2.10 Mittleres Andauerverhalten der Schneedecke

Autoren: M. Rachner, G. Schneider  
Deutscher Wetterdienst, Berlin  
Geschäftsfeld Hydrometeorologie

Wissenschaftliche Beratung: T. Günther, H. Bartels (DWD), Ch. Leibundgut (IHR),  
H.-J. Liebscher (BKG), H. Vierhuff (BGR), F.-J. Kern (IHR)

Kartographie: Institut für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br. (J. Strub)







## 2.10 Mittleres Andauerverhalten der Schneedecke

In großen Teilen Deutschlands spielt die Schneedecke für hydrologische Belange eine wichtige Rolle. Sie ist ein nicht zu vernachlässigender Faktor der winterlichen Rücklage. Die Schneedecke bildet einen temporären Wasserspeicher und ist deshalb für den Wasserhaushalt von besonderem Interesse. Der gefallene feste Niederschlag wird erst bei der Schmelze für den Abfluß freigesetzt. Die Speicherung der festen Niederschläge in der Schneedecke kann sich über Wochen und Monate erstrecken, so daß der Schneedeckeneinfluß auf den Wasserhaushalt weit über die Winterperiode hinaus wirksam sein kann (Tab. 1).

Der Einfluß der Schneedecke auf das Abflußregime ist regional sehr unterschiedlich (GRIMM 1968). Westlich einer Linie, die von Karlsruhe in nord-nordöstlicher Richtung etwa bis Lübeck zu ziehen ist, wird das Abflußverhalten von Schneerücklagen kaum beeinflusst. Davon sind nur Flächen des Rheinischen Schiefergebirges ausgenommen. In den ozeanisch beeinflussten Gebieten des nordwestdeutschen Tieflandes wird der fallende Niederschlag in den Wintermonaten unmittelbar und ohne große Verdunstungsverluste abflußwirksam (pluviales Abflußregime). Die Maxima der Abflüsse treten zumeist in den Wintermonaten (Januar, Februar) auf. Östlich dieser gedachten Linie nimmt der Einfluß der Schneedecke auf das jahreszeitliche Abflußverhalten immer deutlicher zu. In den Mittelgebirgen bildet sich regelmäßig eine temporäre Schneerücklage aus, die während längerer Aufbauphasen zu Niedrigwasser und winterlichen Wasserklemmen führen kann. Durch die folgende Schneeschmelze wird das Abflußmaximum zum Frühjahr hin verschoben (nivopluviales Abflußregime). Der deutsche Alpenraum ist von nivalen und glazialen Abflußregimen geprägt. Sommerliche Abflußmaxima aus Schnee- und Gletscherschmelze und winterliche Niedrigwasserperioden kennzeichnen hier das Abflußgeschehen. Die Niederschläge der Wintermonate werden in diesen Gebirgsregionen nahezu vollständig in mächtigen Schneedecken gespeichert.

### Zur Kartendarstellung

Das Kartenblatt 2.10 beinhaltet vier Karten im Maßstab 1 : 4 000 000. Dargestellt sind die Themen Mittleres Eintrittsdatum des ersten Schneedeckentages, Mittleres Eintrittsdatum des letzten Schneedeckentages, Mittleres Eintrittsdatum der maximalen Schneedeckenhöhe und Mittlere Schneedeckendauer. Die Karten vermitteln eine flächendeckende detaillierte Übersicht über die regionalen Besonderheiten der jahreszeitlichen Einordnung des Schneedeckeneinflusses.

Tab. 1 Andauernverhalten der Schneedecke in Abhängigkeit von Lage und Geländehöhe  
Mittlere Daten 1961/62 bis 1990/91

Station	Höhe (über NN (m))	Mittl. Schneedeckendauer				Mittl. Schneedeckendauer		Mittl. Datum d. max. Schneedeckenhöhe	
		Beginn (Datum)	Ende (Datum)	Dauer (Tage)	Verzög. d. Dauer (Tage)	Tage	Verzög. d. Dauer (Tage)	Datum	Verzög. d. Datum (Tage)
Hamburg-Parlamentspl.	11	08.11.	11.01.	35	48	38	71	08.01.	19
Potsdam	94	08.12.	11.01.	35	35	44	59	17.01.	28
Münster	102	14.11.	23.01.	70	38	34	78	14.01.	27
Aachen	202	08.12.	10.01.	35	42	35	59	24.01.	26
Obdörf	200	21.11.	07.01.	47	19	57	41	14.01.	26
Chemnitz	418	08.11.	18.01.	72	18	66	84	07.01.	27
Weiden/Oberpfalz	438	10.11.	04.01.	56	17	60	34	20.01.	26
Bauriedl	687	11.11.	21.01.	72	14	102	22	04.02.	21
HL Feldberg/Harz	936	10.11.	22.01.	74	13	102	29	20.01.	24
Oberstdorf	810	07.11.	08.01.	72	12	108	18	20.01.	28

Die Eintrittsdaten des ersten und des letzten Schneedeckentages einer winterlichen Periode schließen die *Schneedeckendauer* ein, die auch schneefreie Tage enthält. Dagegen gibt die *Schneedeckendauer* die Anzahl der Schneedeckentage in einer bestimmten Zeitspanne an.

Als *Schneedeckentag* gilt ein Tag, an dem eine Schneedecke (Bedeckungsgrad > 0,5) zu einem festgesetzten Termin vorhanden ist. In der vorliegenden Karte wird generell von einer zum Morgentermin ermittelten *Schneedeckenhöhe von mindestens 1 cm* ausgegangen. Das Datum der maximalen Schneedeckenhöhe ist im Rahmen der Beschreibung des Andauernverhaltens als ein aussagekräftiges Charakteristikum der Schneedeckenentwicklung zu sehen.

Den Kartendarstellungen liegen ca. 550 geprüfte, vollständige 30-jährige Datenreihen zugrunde. Lediglich an einigen wichtigen Standorten, die als Stützstellen für die Darstellung unverzichtbar waren, mußten die Mittelwerte vorliegender kürzerer Reihen an die Daten des Bezugszeitraumes angepaßt werden.

Besonderer Wert wurde auf eine regional ausgewogene, gleichmäßige Verteilung der Stationen gelegt, einschließlich einer adäquaten Berücksichtigung der Flächenanteile einzelner Höhenstufen. Wegen der besonderen, von der Geländehöhe abhängigen Ausprägung aller das Andauernverhalten der Schneedecke bestimmenden Parameter erscheint dieser Aspekt besonders wichtig. Es muß allerdings hinzugefügt werden, daß der Spielraum hierfür durch die Datenverfügbarkeit begrenzt war.

Grundlage der Darstellung ist die regional differenzierte Interpolation der genannten Größen in Abhängigkeit von der Geländehöhe. Die räumliche Auflösung der Rasterfeldarstellung beträgt 1 km<sup>2</sup>. Als Klassenbreiten wurden an Dekaden angelehnte Zeitabschnitte der Wintermonate für die Eintrittsdaten gewählt. Für die Schneedeckendauer wurden variable Klassenbreiten von 20 Tagen bzw. 25 Tagen angenommen.

Die Kartendarstellungen, die das *mittlere jährliche Verhalten* wiedergeben, werden durch Abbildungen und Tabellen, die eine räumliche und zeitliche Einarbeitung der Karteninformation erlauben, ergänzt.

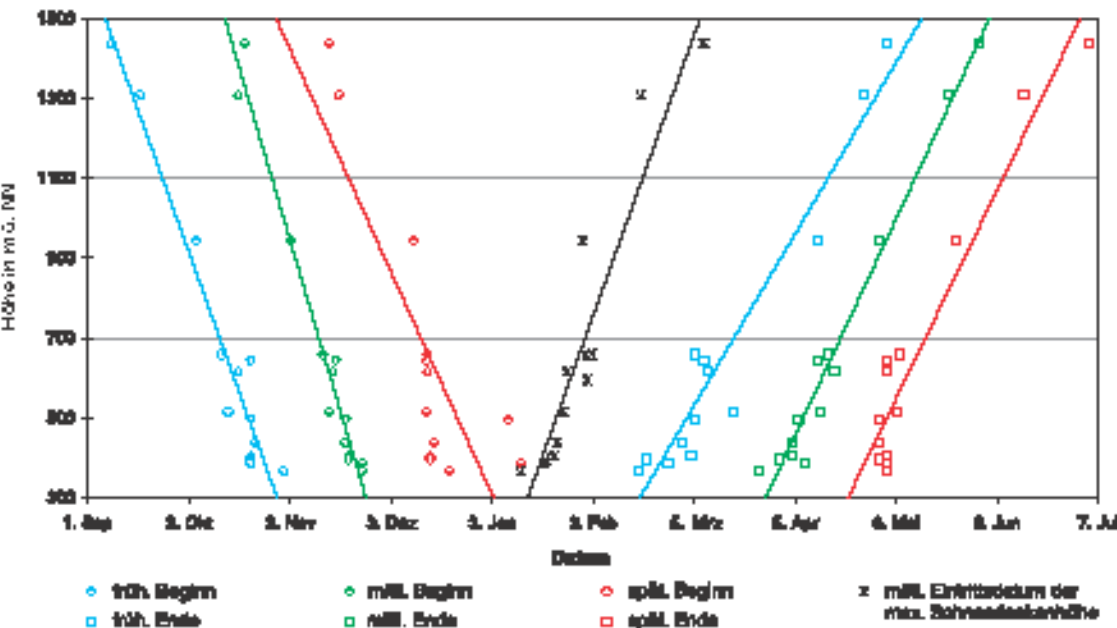


Abb. 1 Beginn und Ende der Schneedeckendauer und mittleres Eintrittsdatum der maximalen Schneedeckenhöhe in Abhängigkeit von der Geländehöhe  
(Einzugsgebiet Naab-Regen, 1961/62 bis 1990/91)

### Mittleres Eintrittsdatum des ersten Schneedeckentages

Der Beginn der Schneedeckendauer ist gleichzusetzen mit dem Eintrittsdatum des ersten Schneedeckentages. Die regionale Verteilung des dargestellten mittleren Datums weist einige Besonderheiten auf. Generell ist von Nordwesten nach Südosten fortschreitend eine Vorverlegung des Termins zu beobachten. Die zunehmende Geländehöhe und die Verstärkung des binnenländischen Einflusses auf das Klima spielen dabei die dominierende Rolle. Nordwestdeutschland, etwa bis zur Linie Aachen - Hamburg, sowie das Oberrheinische Tiefland mit dem nördlich angrenzenden Gebiet von Unterem Main und Wetterau haben die spätesten Eintrittstermine. Im Durchschnitt setzt die Schneedeckendauer um 4 bis 5 Tage je 100 m Höhenzunahme früher ein.

In Abbildung 1 sind für das Naab-Regen-Gebiet (Oberpfälzer und Bayerischer Wald) die frühesten, mittleren und spätesten Eintrittsdaten der ersten Schneedecke in Abhängigkeit von der Geländehöhe dargestellt. Die Vorverlegung des Datums mit Zunahme des binnenländischen Einflusses und vor allem aber mit zunehmender Geländehöhe ist in allen deutschen Mittelgebirgen und im Alpenraum deutlich zu erkennen (Tab. 1).

### Mittleres Eintrittsdatum des letzten Schneedeckentages

Das Ende der Schneedeckendauer wird durch das Datum des letzten Schneedeckentages markiert. Für die regionale Gliederung dieses Eintrittsdatums sind wiederum die Geländehöhe, aber auch die unterschiedliche Auswirkung ozeanisch bzw. binnenländisch geprägten Klimas maßgeblich verantwortlich.

Als Beispiele sind die Gebiete im östlichen Holstein und im Nordosten Mecklenburg-Vorpommerns zu nennen, wo gemessen an der Geländehöhe eine deutliche Verzögerung des Endes der Schneedeckendauer festzustellen ist. Aus den langjährigen Mittelwerten der Temperatur der Wintermonate kann abgeleitet werden, daß der häufigere Einfluß winterlicher nordosteuropäischer Hochdruckwetterlagen offenbar eine Rolle bei der Erhaltung der Schneedecke spielt. Das Oberrheinische und das Niederrheinische Tiefland sowie das Rhein-Main-Gebiet bis zur Wetterau haben im Mittel die frühesten Eintrittstermine für das Ende der Schneedeckendauer. Die genannten Regionen gehören damit zu den Gebieten in Deutschland, die die kürzeste Andauer der Schneedeckendauer aufweisen. Das Ende der Schneedeckendauer verzögert sich im Mittel um ca. 7 Tage pro 100 m Höhenzunahme, wobei regional Abweichungen auftreten (Abb. 1, Tab. 1).

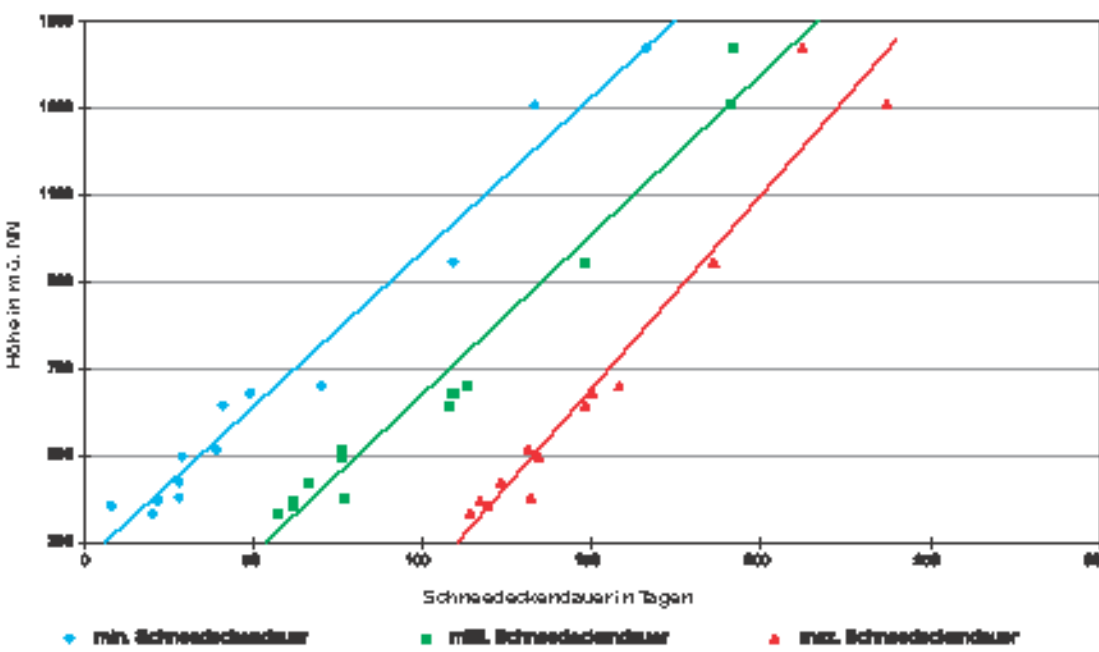


Abb. 2 Schneedeckendauer in Abhängigkeit von der Geländehöhe  
(Einzugsgebiet Naab-Regen, 1961/62 bis 1990/91)

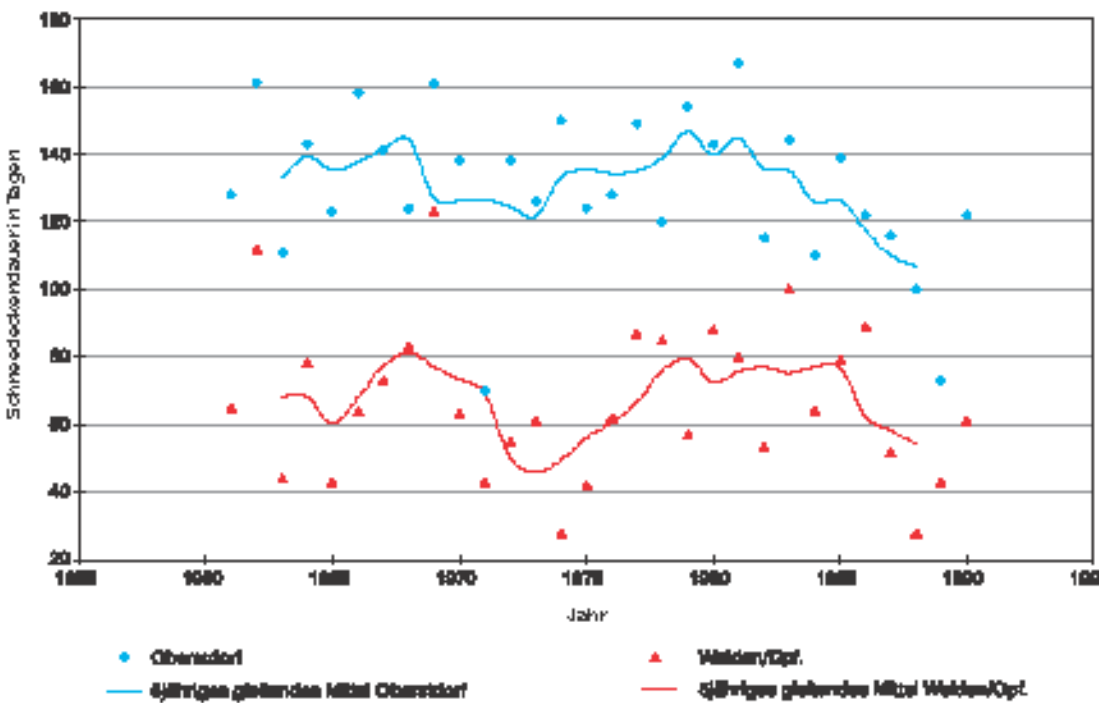


Abb. 3 Zeitreihe der Schneedeckendauer mit geglätteten Jahreswerten  
(Wetterstation Oberstdorf (810 m ü. NN) und Weiden/Oberpfalz (438 m ü. NN), 1961/62 bis 1990/91)

### Mittleres Eintrittsdatum der maximalen Schneedeckenhöhe

Das Eintrittsdatum der maximalen Schneedeckenhöhe trennt die Aufbauphase der Schneedecke von der Abbauphase. Die zeitliche Dauer beider Phasen ist von der Geländehöhe abhängig. In den mittleren Höhenlagen der deutschen Mittelgebirge erreicht das Verhältnis der Zeitdauer beider Abschnitte im Durchschnitt den Wert 1 : 1. Erst in höheren Regionen, in den Gipfel- und Kammlagen, ändert sich das Verhältnis zugunsten der Andauer der Aufbauphase (Abb. 1, Tab. 1); im Naab-Regen-Gebiet etwa oberhalb 800 m ü. NN. Im Mittel verzögert sich das Eintrittsdatum der maximalen Schneedeckenhöhe um ca. 2 bis 3 Tage je 100 m Höhenzunahme. Auch hier sind regional Abweichungen von den angegebenen Werten möglich. In Höhenlagen über 1000 m über NN wird deshalb der Kulminationspunkt nicht selten erst im Spätwinter erreicht. Darauf folgt in der Regel ein rascher Abbau der Schneedecke.

Das Eintrittsdatum der maximalen Schneedeckenhöhe muß nicht mit dem Eintrittsdatum des maximalen Wasseräquivalents übereinstimmen. Nähere Informationen gibt hierzu die Atlas-tafel 2.11 „Wasseräquivalent der Schneedecke“.

### Mittlere Schneedeckendauer

Für die großräumige Verteilung der mittleren Schneedeckendauer gelten sinngemäß die Feststellungen, die für die Daten der Schneedeckendauer getroffen wurden. Von Nordwesten nach Südosten fortschreitend nimmt die Zahl der Tage mit einer Schneedecke in dem Maße zu, wie sich der binnenländische Charakter des Klimas verstärkt und das Gelände zu den Bergländern und Gebirgsregionen hin ansteigt.



2.10 Mittleres Andauerverhalten der Schneedecke (Fortsetzung)

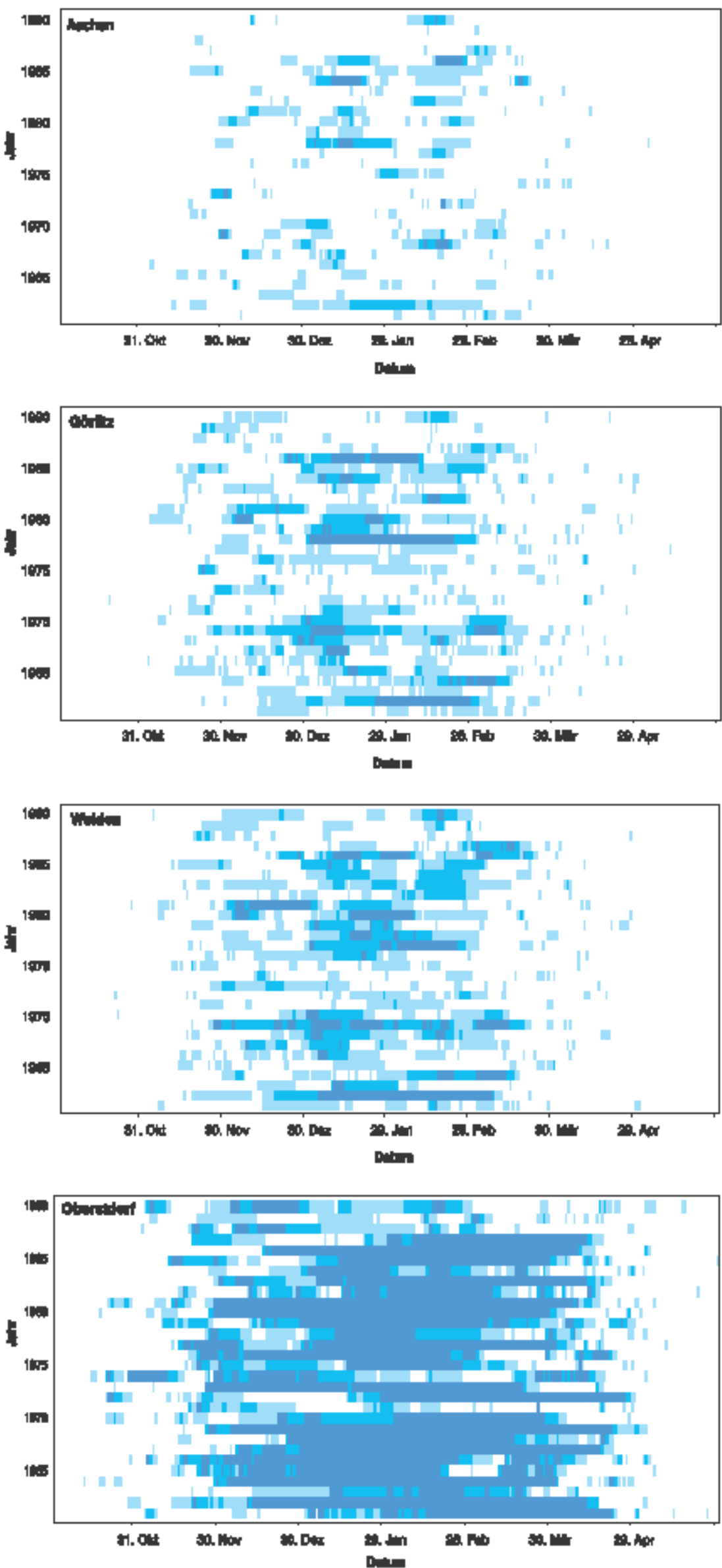


Abb. 4 Dauer von Schneedeckenperioden für die Reihe 1961/62 bis 1990/91

1 - < 10 cm 10 - 20 cm > 20 cm

Das Tiefland zeigt gegenüber den stärker gegliederten Gebirgsräumen erwartungsgemäß eine gleichmäßigere regionale Verteilung der Schneedeckendauer. Bis zu einer Höhe von 200 bzw. 300 m über NN bewegen sich die Andauerwerte ohne deutlich erkennbare Beziehung zur Höhenlage zwischen Werten von weniger als 20 Tagen bis zu mehr als 40 Tagen. Hier dominiert offenkundig der unterschiedliche ozeanische bzw. binnenländische Einfluß. So werden im Niederrheinischen Tiefland, im Münsterland und im Oberrheinischen Tiefland im Mittel verbreitet weniger als 20 Tage beobachtet. Demgegenüber sind besonders in den östlichen Teilen Schleswig-Holsteins sowie in Mecklenburg-Vorpommern mittlere Werte der Schneedeckendauer zwischen 40 und 60 Tagen vorherrschend.

In den Mittelgebirgen steigt die Schneedeckendauer mit der Geländehöhe rasch an und erreicht im Durchschnitt in den Kamun- und Gipfelfagen Werte von über 150 Tagen, mit regional z. T. stark abweichenden Werten (Abb. 2). Im Harz (Brocken 1142 m ü. NN) werden bis zu 180 Tage, im Erzgebirge (Fichtelberg 1214 m ü. NN) ca. 170 Tage, im südlichen Schwarzwald (Feldberg 1493 m ü. NN) etwa 190 Tage und im Bayerischen Wald (Großer Arber 1457 m ü. NN) um 180 Tage gemessen. Auf der Schwäbischen Alb werden hingegen in ca. 1000 m Höhe nur etwa 100 Tage im langjährigen Mittel erreicht.

Die Abhängigkeit der Schneedeckendauer von der Geländehöhe ist auch für das Süddeutsche Schichtstufenland ausgeprägt, wo deutliche Unterschiede in der Dauer der Schneebedeckung gegenüber dem Kraichgau und dem Main-Regnitz-Gebiet zu beobachten sind.

Mit Annäherung an die Alpen ist eine spürbare Zunahme der Schneedeckendauer zu verzeichnen. In Höhen über 1500 m über NN werden mehr als 200 Tage ermittelt, und im Gebiet der Zugspitze, in ca. 3000 m Meereshöhe, liegt durchschnittlich an 350 Tagen im Jahr eine Schneedecke.

Mit zunehmender Geländehöhe und mit der Verstärkung des binnenländischen Einflusses auf das Klima werden winterliche Frostperioden seltener unterbrochen. Die Schneedeckenentwicklung unterliegt einer größeren Kontinuität und die Veränderlichkeit der Schneedeckendauer wird geringer (Tab. 1, Abb. 3 und Abb. 4).

Der Vergleich der für die einzelnen Wintermonate dargestellten mittleren und maximalen Andauerwerte (Abb. 5) erlaubt ebenfalls eine Beurteilung der Abnahme der Veränderlichkeit in Abhängigkeit vom binnenländischen Einfluß, besonders aber in Abhängigkeit von der Geländehöhe. Gegenüber den übrigen Stationen tritt Oberstdorf durch die geringen Unterschiede zwischen mittleren und maximalen monatlichen Werten der Schneedeckendauer hervor.

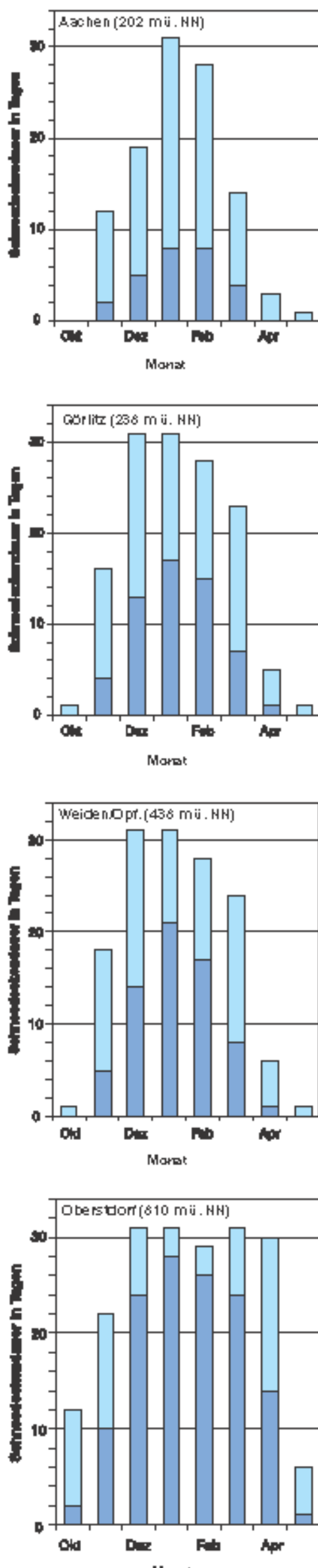


Abb. 5 Mittlere und maximale mittlere Schneedeckendauer in den Wintermonaten (1961/62 bis 1990/91)

mittlere Schneedeckendauer max. mittlere Schneedeckendauer

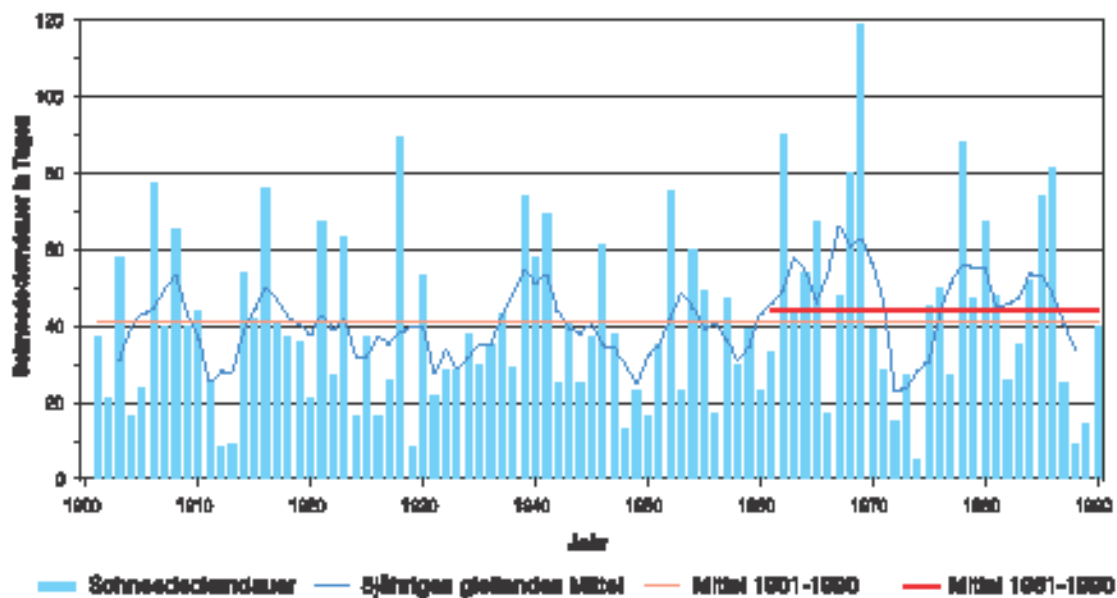


Abb. 6 Schneedeckendauer von Potsdam, Jahresreihe 1901/02 bis 1990/91

Die Daten der in vergleichbarer Höhe gelegenen Stationen Aachen und Görlitz zeigen die Unterschiede im Andauerverhalten als Ausdruck unterschiedlichen binnenländischen Einflusses. Ebenso lassen die vergleichsweise geringen Unterschiede der Schneedeckendauer zwischen Görlitz und Weiden/Oberpfalz den Schluß zu, daß die Höhendifferenz zwischen beiden Stationen (ca. 200 m) durch die unterschiedliche binnenländische Prägung des Klimas kompensiert wird. Außer den Informationen zur Veränderlichkeit können den Darstellungen somit auch repräsentative Aussagen zur mittleren zeitlichen Verteilung der Schneedecke in der Winterperiode entnommen werden.

Praktische Hinweise

Für das Andauerverhalten der Schneedecke sind außer großen regionalen Unterschieden auch starke Schwankungen im langjährigen Gang zu beachten. Die einzelnen Jahreswerte der betrachteten Parameter können erheblich von den in den Karten dargestellten Mittelwerten des untersuchten 30jährigen Zeitraumes abweichen. Entsprechende Informationen dazu können den Darstellungen für ausgewählte Stationen mit regionaltypischen Besonderheiten entnommen werden (Abb. 4). Die große Variabilität (in Raum und Zeit) der betrachteten Größen birgt die Unsicherheit, daß ein einzelner extremer Jahreswert das Mittel nachhaltig beeinflussen kann. Die Abb. 6 enthält eine 90jährige Reihe der jährlichen Schneedeckendauerwerte für die Station Potsdam. Auf den ersten Blick wird erkennbar, daß die Ergebnisse für einen 30jährigen Bezugszeitraum auf Extremwerte sensibel reagieren: Der Mittelwert für die Schneedeckendauer erreicht im 90jährigen Zeitraum 41 Tage. Für die 30jährige Bezugsreihe werden hingegen 46 Tage berechnet. Die Ursache dafür liegt vor allem im Auftreten von drei extremen Einzelwerten im Laufe der als Bezugszeitraum gewählten 30 Jahre. In den vorausgegangenen ca. 60 Jahren ist nur ein Extremwert in dieser Größenordnung beobachtet worden. Zugleich ist zu bemerken, daß für den 90jährigen Zeitraum kein signifikanter Trend für die Schneedeckendauer nachgewiesen werden kann, während im vorliegenden Bezugszeitraum ein statistisch signifikanter (negativer) Trend seit den 60er Jahren vorhanden ist. Wie auch ein Blick auf die Darstellung des vieljährigen Ganges der 5jährig übergreifend gemittelten Andauerwerte zeigt, sind für kurze aufeinanderfolgende Zeiträume Änderungen mit unterschiedlichem Vorzeichen nicht ungewöhnlich.

Für eine ausreichende Trendstabilität sind im allgemeinen mindestens 50 Beobachtungsjahre erforderlich. Mit der Festlegung 30jähriger Bezugszeitreihen durch die WMO wird andererseits die weltweite Vergleichbarkeit klimatologischer Daten und Ergebnisse gewährleistet. Die genannten Unsicherheiten müssen dabei in Kauf genommen werden.



## 2.10 Average Duration of Snow Cover

In many parts of Germany, the snow cover plays an important role in hydrological terms. It is a significant factor in winter storage. Snow cover is a temporary form of water reserve and is, therefore, of particular interest for the water balance. The solid precipitation that has fallen is released for runoff only upon thawing. Retention of solid precipitation in a snow cover can last for weeks and months, so that the influence of snowfall may be felt well beyond the winter season (Table 1).

The effect of snow cover on the runoff regime varies considerably among regions (GRD00 1968). To the west of an imaginary line running north-northeast from Karlsruhe towards Lübeck, runoff is hardly affected by snow deposits. The only exceptions are some parts of the Rheinisches Schiefergebirge (Middle Rhine region). In the areas of the northwest German lowlands that come under maritime influence, precipitation that falls in the winter months immediately affects runoff (pluvial runoff regime). Maximum runoff generally occurs during the winter months (January, February).

To the east of that imaginary line, the influence of snow cover on seasonal runoff increases visibly. In the low mountain ranges, temporary snow deposits accumulate regularly, which can lead to low water levels and winter water shortages if they mount up over a longer period. The subsequent thaws cause a delaying shift of maximum runoff into the spring (nivopluvial regime).

German alpine regions are characterised by nival and glacial runoff regimes. Maximum summer runoff values from snow and glacier melts and winter low-water periods determine runoff. In those mountainous areas, precipitation of the winter months is almost entirely stored in massive layers of snow.

### Map Structures

Map Sheet 2.10 contains 4 maps at a scale of 1 : 4,000,000. They illustrate the following topics: average first date of snow cover, average last date of snow cover, average date of maximum snow cover depth, and average duration of snow cover. The maps present an extensive, detailed look at regional particularities in the seasonal classification of the effects of snow cover.

Table 1 Duration patterns of snow cover by site and elevation (mean data 1961/62 to 1990/91)

station	elevation m a.s.l.	mean snow cover season				mean snow cover duration		average date of maximum snow depth	
		first date	last date	duration (days)	variability of duration (%)	days	variability (%)	date	variability (%)
Hamburg-Parkhof	11	08.11.	11.01.	35	48	38	71	08.01.	19
Potsdam	34	08.12.	11.01.	35	35	44	59	17.01.	28
Karlsruhe	132	04.10.	03.02.	72	38	34	78	14.01.	22
Jordan	232	08.12.	10.02.	35	43	25	59	26.01.	25
Qüdnitz	238	21.11.	07.01.	39	19	57	41	14.01.	28
Chemnitz	418	08.11.	18.01.	41	18	66	34	07.01.	27
Weiden/Obpfl.	438	08.11.	04.01.	37	17	66	34	20.01.	28
Baurings	607	11.11.	01.01.	22	14	122	22	04.02.	21
HL Feldberg/Varus	676	08.11.	22.01.	51	13	102	28	30.01.	24
Oberstdorf	810	07.11.	02.01.	27	12	138	18	29.01.	28

The dates of the first and last days of snow cover in a winter period define the snow cover season, which also includes days without snow cover. The duration of snow cover, however, indicates the number of days with snow cover during a given period.

A snow cover day is defined as a day when there is a covering of snow (degree of coverage > 0.5) at a specific time. The maps at hand are generally based on a morning measurement of snow cover depth of at least 1 cm. The date of maximum snow depth should be seen as a meaningful characteristic of snow cover development in describing its duration.

The maps are based on approximately 550 verified, full 30-year data series. The average values of shorter series were integrated into the data of the reference period for only a few significant locations that were indispensable points for representation.

Special emphasis was placed on achieving a regionally balanced, even distribution of the stations and adequately considering the area shares of individual elevation ranges. This concern appeared particularly important with regard to the distinct characterisation, dependent on the terrain's elevation, of all the parameters that determine the duration of snow cover. Nevertheless, it should be noted that the scope for doing so was limited by the availability of data. Representation is founded on the regionally differentiated interpolation of the stated values according to elevation. The spatial resolution of the grid is 1 km<sup>2</sup>. The class ranges were set at ten-day periods in the winter months for the onset and ending dates. For snow cover duration, variable class ranges of 20 or 25 days were assumed.

The map representations, which show the average annual pattern, have been supplemented by figures and tables that allow spatial and temporal classification of the mapped information.

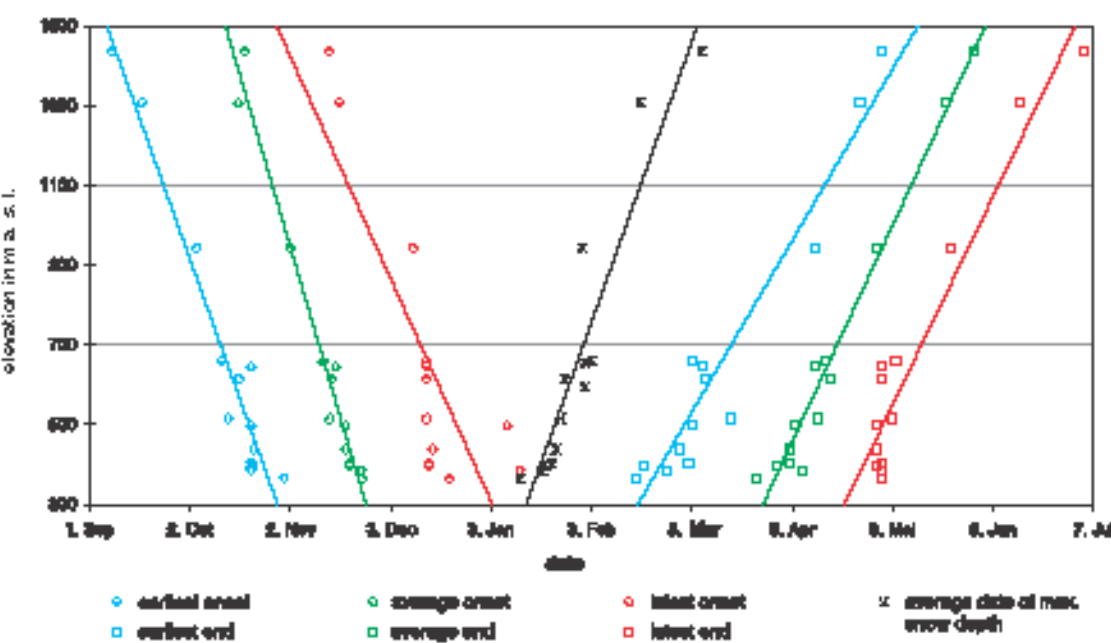


Fig. 1 Onset and end of snow cover season and average date of maximum snow depth by elevation (Naab and Regen rivers catchment area, 1961/62 to 1990/91)

### Average first date of snow cover

The onset of snow cover season is identical with the date of the first snow cover day. The regional distribution of the average date represented has a number of particularities. Generally, the date moves forward regionally from northwest to southeast. Rising elevation and the growing continental influence on the climate play the dominant role. Northwest Germany as far as the Aachen-Hamburg line and the lowlands of the upper Rhine with, to the north, the adjacent regions of the lower Main River and Wetterau all have the latest onset dates. On average, the date of the first snow cover day advances by 4 to 5 days for every additional 100 m in elevation.

Figure 1 illustrates the earliest, average, and latest onset dates of first snow cover by elevation for the Naab and Regen Rivers region (Oberer Pfälzer und Bayerischer Wald, Upper Palatinate and Bavarian Forests). The onset dates that advance as the continental climate influence increases and especially as elevations rise are clearly evident throughout the German low mountain ranges and in the alpine region (Table 1).

### Average last date of snow cover

The end of the snow cover season is marked by the date of the last snow cover day. The elevation as well as the varying influence of a maritime or continental climate are most significant in the regional distribution of that date.

The regions of east Holstein and northeast Mecklenburg-Vorpommern (Mecklenburg Western Pomerania) may serve as examples: the end of snow cover is noticeably delayed as elevation rises. The average temperature of the winter months, as measured over many years, indicates that the more frequent influence of wintry northeast European high-pressure weather situations apparently affects the duration of snow cover. On average, the lowlands of the upper and lower Rhine and the Rhine-Main zone as far as the Wetterau region show the earliest end of snow cover. Therefore, those areas are among the German regions with the shortest snow cover season. The end of snow cover season is delayed on average by approx. 7 days for every 100 m rise in elevation, although regional variations occur (Fig. 1, Table 1).

### Average date of maximum snow cover depth

The date when snow cover reaches its maximum depth separates the two phases of snow accumulation and ablation, or reduction. The length of either period depends on the elevation. At middle elevations of the German uplands, the ratio between the two periods approaches 1 : 1 on average. Only when elevations increase, at mountain peaks and crests, does the ratio shift in favour of the accumulation phase (Fig. 1, Table 1); in the area of the Naab and Regen Rivers this happens over approx. 800 m above sea level. On average the date of maximum snow cover depth is delayed by approx. 2 to 3 days with every increase of elevation by 100 m. Here again regional deviations are possible. That is why, at elevations exceeding 1000 m above sea level, the culmination point is often reached in late winter only. This is generally followed by a rapid decrease of the snow cover.

The date of maximum snow cover depth does not necessarily coincide with the date of maximum water equivalent. Atlas Map 2.11 "Water Equivalent of Snow Cover" provides further information.

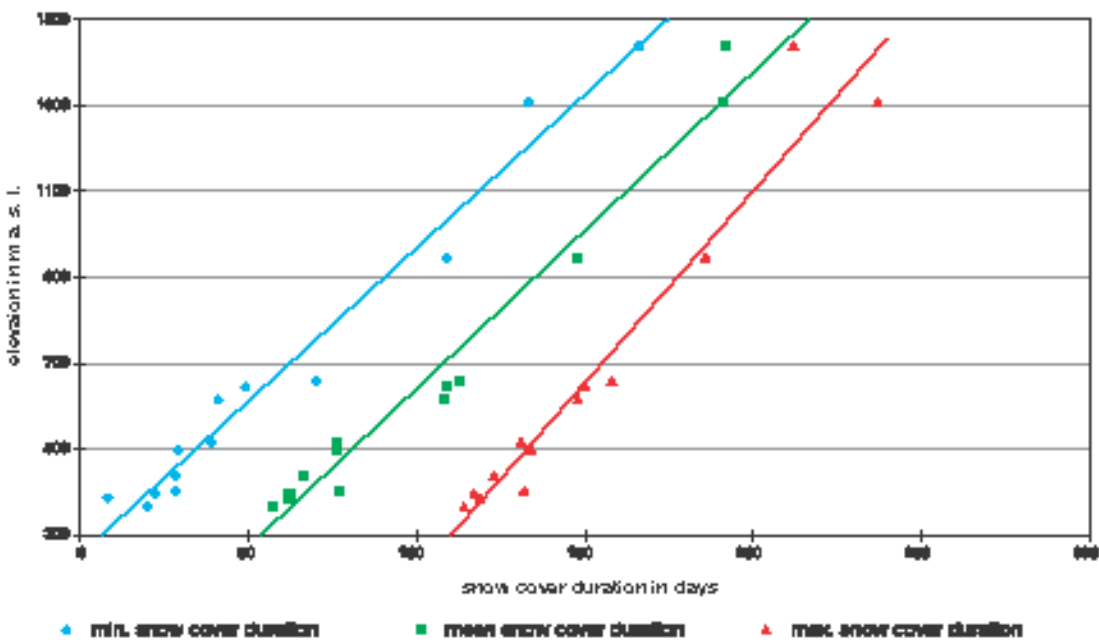


Fig. 2 Duration of snow cover depending on elevation (Naab and Regen rivers catchment area, 1961/62 to 1990/91)

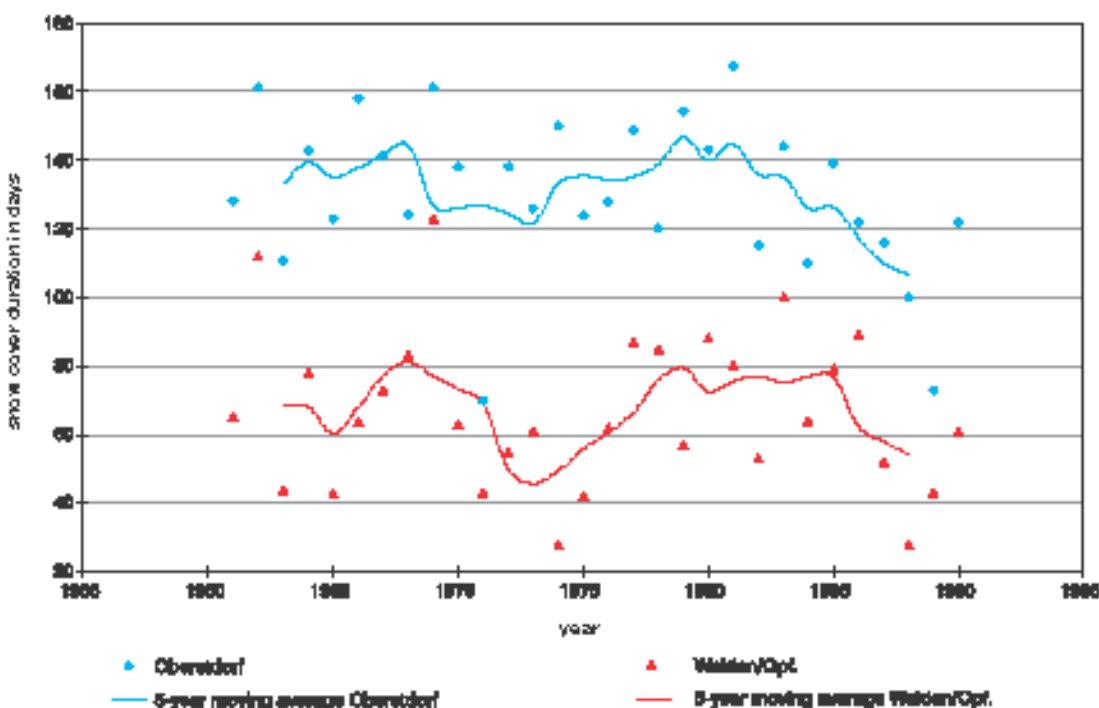


Fig. 3 Time series of snow cover duration with smoothed annual values (weather stations of Oberstdorf (810 m) and Weiden, Upper Palatinate (438 m), 1961/62 to 1990/91)

### Average duration of snow cover

The observations relating to the snow cover season also apply by analogy to the wide-range distribution of the average snow cover duration. From the northwest to the southeast, the number of days with snow cover increases as the continental character of the climate grows and the elevation rises towards hill country and mountainous regions.

Compared to the less regular upland areas, the lowlands show a more even regional distribution of snow cover duration. Up to an elevation of 200 or 300 m, the duration values fluctuate without a clearly discernible connection with the elevation between less than 20 to over 40 days respectively. Apparently the varying maritime or continental influences are the determining factor here. For example, in the lowlands of the lower Rhine, in the Münster area, and in the lowlands of the upper Rhine, snow cover duration was observed for less than 20 days on average. In contrast, average snow cover durations of between 40 to 60 days predominate particularly in the eastern parts of Schleswig-Holstein and in Mecklenburg Western Pomerania.



2.10 Average Duration of Snow Cover (continuation)

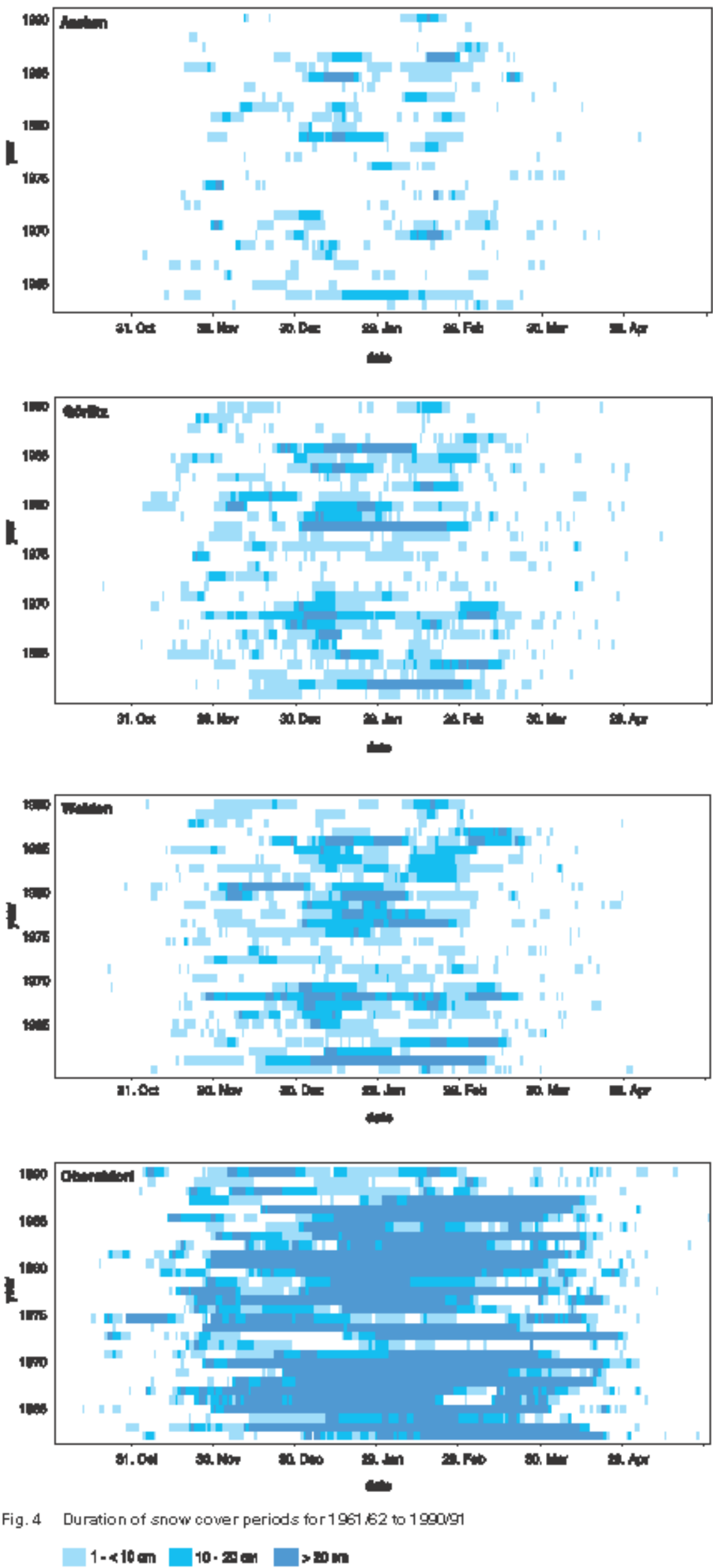


Fig. 4 Duration of snow cover periods for 1961/62 to 1990/91

In the low mountain ranges the duration of snow cover increases rapidly with elevation and attains values of over 150 days on average at peaks and crests, with values that deviate widely in some regions (Fig. 2). In the Harz Mountains (e.g. the Brocken, 1142 m) up to 180 days are measured; in the Erzgebirge (Erz Mountains, Fichtelberg, 1214 m), approx. 170 days; in the southern Schwarzwald (Black Forest, Feldberg, 1493 m), about 190 days; and in the Bayerischer Wald (Bavarian Forest, Großer Arber, 1457 m), about 180 days. In the Schwäbische Alb (Swabian Alps), however, at an elevation of 1000 m an average of only approx. 100 days has been measured for many years.

The duration of snow cover depends on the elevation in the south German stratified terraces, too, where snow cover duration visibly deviates from that of the Kraichgau and Main-Regnitz areas.

Snow cover duration lengthens closer to the Alps. At elevations exceeding 1500 m values of over 200 days were observed, and in the area of the Zugspitze, at some 3000 m above sea level, there is snow cover for about 350 days on average.

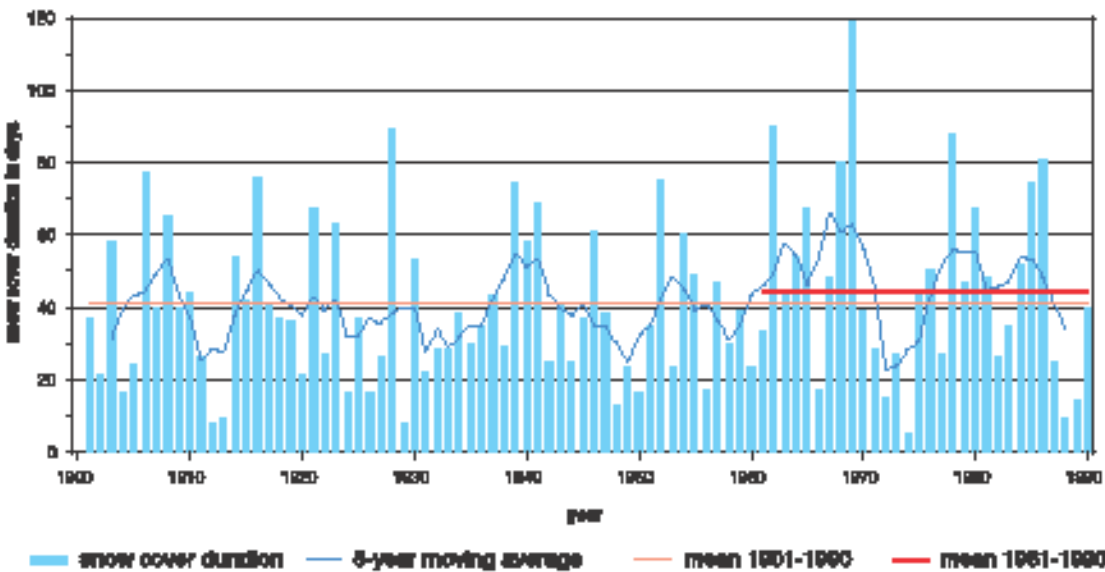


Fig. 5 Snow cover duration for Potsdam, annual series 1901/02 to 1990/91

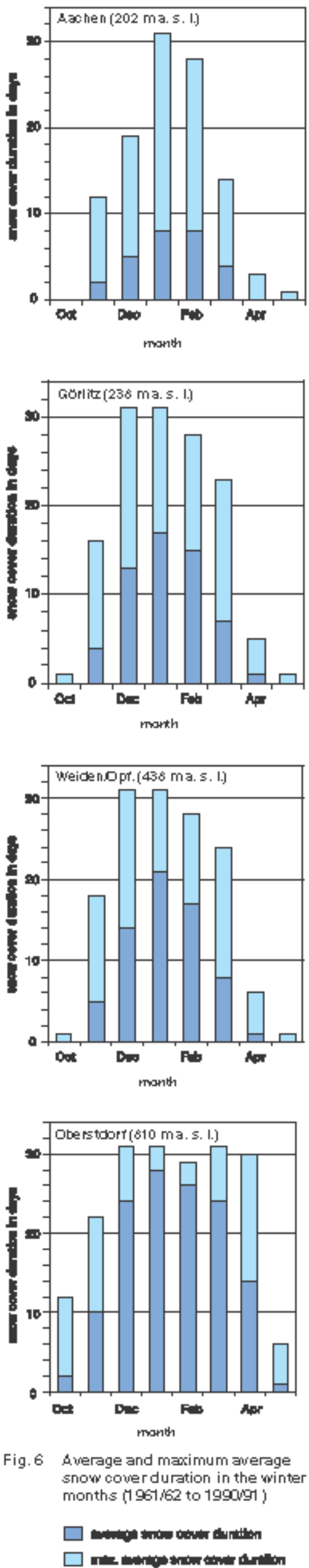


Fig. 6 Average and maximum average snow cover duration in the winter months (1961/62 to 1990/91)

As the elevation rises and the continental influence increases, winter frost periods are less often broken. Snow cover accumulation is more continuous and the duration of snow cover fluctuates less (Table 1, Figs. 3 and 4).

A comparison of the average and maximum duration values represented for each winter month (Fig. 6) also provides the means of evaluating the decline in variability under the influence of the continental climate and, especially, of the elevation. Compared to the other stations, Oberstdorf stands out for the small differences between the average and maximum monthly values of snow cover duration.

The data from the stations of Aachen and Görlitz, located at comparable elevations, show the differences in duration patterns as a sign of the varying degree of continental influence. Similarly, the comparatively narrow differences in snow cover duration between Görlitz and Weiden (Upper Palatinate) admit the conclusion that the difference in elevation between the two stations (approx. 200 m) is compensated by the varying degree of influence from the continental climate.

In addition to information on variability, the illustrations can also yield representative statements concerning the average temporal distribution of snow cover during the winter period.

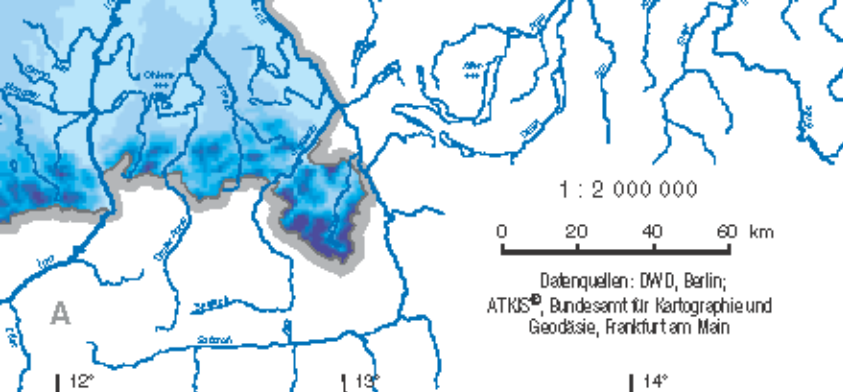
Practical Information

Aside from wide regional differences, strong fluctuations over periods of several years must be considered when studying the duration patterns of snow cover. The individual annual values of the parameters examined can deviate substantially from the average values of the 30-year periods represented on the maps. Appropriate information can be found in the representations for selected stations with regionally typical particularities (Fig. 4). The wide variability (spatially and temporally) of the quantities examined carries the risk that a single, extreme annual value might have a lasting effect on the average. Figure 5 contains a 90-year series of annual snow cover duration values for the Potsdam station. One glance reveals that the results for a 30-year reference period are sensitive to extreme values: the average value of snow cover duration was 41 days for the 90-year period. For the 30-year reference period, though, 46 days were calculated.

The prime cause lies in the occurrence of three isolated, extreme values in the course of the 30 years selected for the reference period. During the preceding, 60-odd years, only one extreme value of a similar magnitude was recorded. However, no significant trend for snow cover duration could be observed in the course of the 90-year period, while a statistically relevant (negative) trend has existed for the reference period since the 1960s. A look at the representation of the multiple-year cycle of duration values, averaged out over 5 years, will show that changes with a variety of early signs are not unusual for short, successive periods.

As a rule, at least 50 years of observation are needed to reach an adequate degree of stability. The fixing by the WMO of 30-year reference periods, however, will guarantee world-wide comparability of climatological data. The risks mentioned must be accepted.





## HYDROLOGISCHER ATLAS VON DEUTSCHLAND

Herausgegeben vom Bundesministerium für Umwelt,  
Naturschutz und Reaktorsicherheit

### 2.11 Mittleres maximales Wasser- äquivalent der Schneedecke

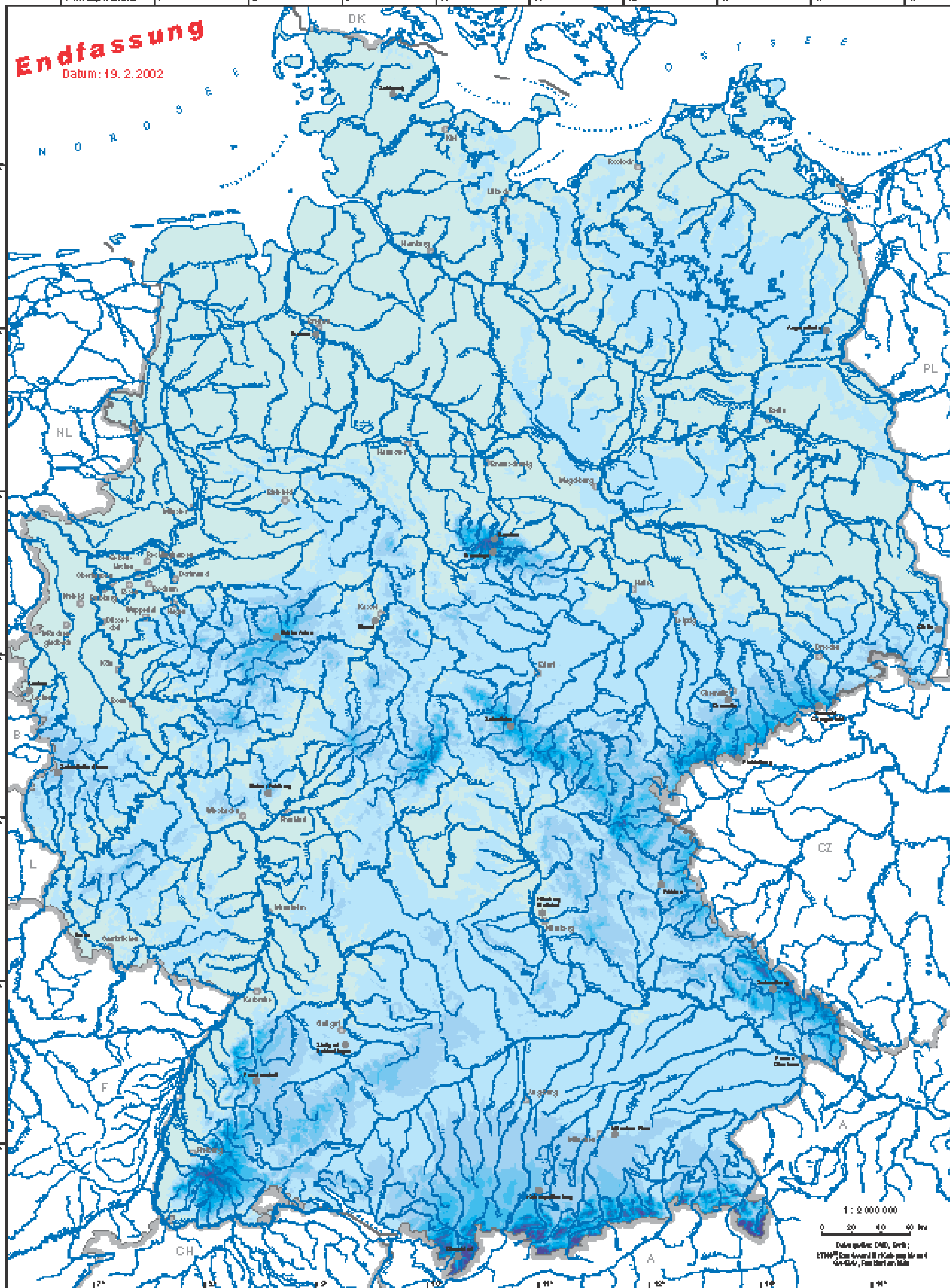
Autoren: G. Schneider, M. Rachner  
Deutscher Wetterdienst, Berlin  
Geschäftsfeld Hydrometeorologie

Wissenschaftliche Beratung: T. Günther, H. Bartels (DWD), W. Struckmeier (BGR),  
Ch. Leibundgut, F.-J. Kern (IHF), K. Wilke, R. Busskamp (BKG)

Kartographie: Institut für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br. (J. Strub)



**Endfassung**  
Datum: 19. 2. 2002




1 : 2 000 000  
0 20 40 60 km  
Datenquelle: DWD, Berlin;  
ETH Zürich, Eidgenössische Anstalt für Wasserbau und Luftfahrt (EAWAG), DLR, Bonn

Mittleres maximales Wasser-  
äquivalent der Schneedecke  
in mm:



ausgewählte Stationen  
(Begründet Tab. 1 und Abb. 5)

 <b>HYDROLOGISCHER ATLAS VON DEUTSCHLAND</b> Herausgegeben vom Bundesministerium für Umwelt, Natur und Klimaschutz	
<b>2.11 Mittleres maximales Wasser- äquivalent der Schneedecke</b>	
2001/02:	G. Bachmann, M. Bachmann, D. Bachmann, Berlin EAWAG, DLR, Bonn
Mitwirkende: G. Bachmann, T. Götting, M. Götting (DWD), M. Götting (DWD), G. Bachmann, F. Bachmann, G. Bachmann, G. Bachmann (DWD)	
Kartographie: G. Bachmann, M. Bachmann, D. Bachmann, Berlin (G. Bachmann)	



## 2.11 Mittleres maximales Wasseräquivalent der Schneedecke



Abb. 1 Gespeicherter Niederschlag in Form von Schnee und Rauheif

Als Wasseräquivalent der Schneedecke wird die Höhe der Wasserschicht bezeichnet, die sich über einer ebenen Fläche nach dem Schmelzen der Schneedecke ausbilden würde, wenn das Schmelzwasser ohne Infiltration oder Verdunstung auf waagrechttem Untergrund verbliebe. Als Maßeinheit wird für diese Größe allgemein mm verwendet. Dabei entspricht 1 mm Wasseräquivalent 1 kg/m<sup>2</sup>.

Das Wasseräquivalent der Schneedecke ist den über einen bestimmten Zeitraum gespeicherten Niederschlägen gleichzusetzen. Der Aufbau der Schneedecke bedeutet dabei die „Rücklage“ von (festen) Niederschlägen, während der Abbau der gespeicherten Vorräte den „Aufbrauch“ der Rücklagen darstellt. Die winterliche Schneedecke hat somit, vor allem wegen der zeitlich verzögerten Wirksamkeit des gefallenen Niederschlags für den Abflussprozess, nachhaltige Auswirkungen auf den Wasserhaushalt, teilweise über das Winterhalbjahr hinausreichend.

### Zur Methodik

Für die flächendeckende Ermittlung des Wasseräquivalents der Schneedecke wurden insgesamt 617 Stationen des Deutschen Wetterdienstes verwendet. Dabei handelt es sich um 183 Stationen mit Messwerten des Wasseräquivalents (Messungen 3 mal wöchentlich bei Vorhandensein einer Schneedecke von  $\geq 5$  cm Höhe) einschließlich täglicher Messungen der Schneedeckenhöhe und 434 Stationen lediglich mit täglichen Messwerten der Schneedeckenhöhe.

An allen Stationen ohne Messwerte des Wasseräquivalents wurden diese mit Hilfe des Modells SNO-W-K aus den meteorologischen Daten und unter Zuhilfenahme von Schneehöhenangaben berechnet (RACHNER & SCHNEIDER 1992).

Das auf klimatologische Langzeituntersuchungen ausgerichtete Simulationsmodell berechnet den gesamten Entwicklungsgang der Schneedecke auf der Grundlage von Tageswerten meteorologischer Daten. Der Schneedeckenaufbau (Akkumulation) wird aus Messwerten des Niederschlags simuliert, wobei systematische Messfehler korrigiert werden. Ebenso werden die Beziehungen zwischen Aggregatzustand des Niederschlags und Lufttemperatur berücksichtigt. Die Nachbildung der Umwandlungs- und Abbauprozesse der Schneedecke (Metamorphose und Ablation) erfolgt mit Hilfe der meteorologischen Größen Lufttemperatur, Luftfeuchte und Globalstrahlung. Aus den genannten Daten werden die maßgeblichen Komponenten des Wärmeaustausches zwischen Schneedecke und Atmosphäre bestimmt. Die internen Prozesse der Schneedecke (Dichte- und Strukturänderung, Wasserbewegung, -zurückhaltung und -abgabe) werden durch Standortbezogene Parameter berücksichtigt.

Lücken in den Datensätzen des Wasseräquivalents wurden durch die Modellierung geschlossen. Als Bezugszeitraum gilt für alle dargestellten Größen die Periode 1961 bis 1990 (Winterperioden 1961/62 bis 1990/91).

### Zur Kartendarstellung

Die Karte 2.11 „Mittleres maximales Wasseräquivalent der Schneedecke“ vermittelt einen Überblick über die regionale Verteilung der mittleren maximalen Werte, errechnet aus den jährlichen Maxima in der Bezugsperiode. Die Darstellung erfolgt auf der Grundlage von 1 km<sup>2</sup>-Rasterfeldern. Für die Einteilung der Rasterfelder werden unterschiedliche Klassenbreiten gewählt. Im Wertebereich bis < 100 mm werden Klassenbreiten von 25 mm, im Bereich zwischen 100 mm bis < 300 mm solche von 50 mm zugrundegelegt. Die Werte über 300 mm Wasseräquivalent sind in zwei Klassen eingeordnet: 300 mm bis < 400 mm und eine nach oben offene Klasse von  $\geq 400$  mm.

Den größten Teil Deutschlands (ca. 70%) nehmen Gebiete mit Höhenlagen < 400 m ü. NN ein. Etwa 20% der Landesfläche sind den mittleren Lagen (zwischen 400 m und 600 m ü. NN) zuzurechnen und nur ein Anteil von etwa 10% der Flächen reichen über 600 m ü. NN hinaus (Atlas Tafel 1.1).

Wie für die meisten meteorologischen Größen ist auch für das Extremverhalten des Wasseräquivalents der Schneedecke die Abhängigkeit von der Geländehöhe charakteristisch. Einschränkung ist allerdings zu bemerken, dass diese Beziehungen in den unteren Höhenlagen, wie auch regionale Unterschiede im Tiefland, kaum erkennbar sind. Erst in den mittleren Höhenlagen, beginnend bei ca. 400 m ü. NN, treten deutliche Beziehungen zur Geländehöhe und auch regionale Unterschiede klarer hervor. Ebenso ist mit zunehmender Geländehöhe ein sich verstärkender Anstieg der Extremwerte zu beobachten. Dieser „nichtlineare“ Effekt ist Ausdruck unterschiedlicher, von der Geländehöhe abhängiger Entwicklungsbedingungen der Schneedecke in der Winterperiode (Atlas Tafel 2.10 „Mittleres Andauerverhalten der Schneedecke“).

Im Norddeutschen Tiefland erreichen die mittleren Maximalwerte des Wasseräquivalents Werte zwischen 20 mm und 30 mm. Bei großer Variabilität der Einzelwerte werden im Nordwesten nahezu

ausnahmslos mittlere Maximalwerte von ca. 20 mm gemessen, während für den Nordosten verbreitet auch der Schwellenwert von 25 mm geringfügig übertroffen wird. Außer den Regionen des Norddeutschen Tieflands haben auch große Teile Süddeutschlands wie das Oberrheinische Tiefland mit Kraichgau und Wetterau sowie Regionen des Maingebietes nur Werte des mittleren maximalen Wasseräquivalents um 25 mm aufzuweisen. Auch in den unteren Lagen der Mittelgebirge Sachsens, Thüringens, in weiten Teilen des Alpenvorlandes und des Schwäbisch-Fränkischen Stufenlandes werden kaum Werte von 50 mm erreicht.

Deutliche regionale Differenzierungen sind aber oberhalb 400 m ü. NN, in den mittleren und höheren Lagen der Mittelgebirge, unübersehbar. Der Harz, als die höchste Erhebung in Norddeutschland, nimmt eine herausragende Stellung ein und erreicht im Vergleich mit allen übrigen Mittelgebirgen die größten Werte des Wasseräquivalents. Die sächsisch-thüringischen Mittelgebirge (Erzgebirge und Thüringer Wald) und die bayerischen Waldgebirge (Bayerischer Wald, Oberpfälzer Wald) haben für vergleichbare Höhenlagen gegenüber den westdeutschen Mittelgebirgen (Eifel, Westerwald, Hunsrück und Taunus) sowie gegenüber dem Schwarzwald und der Alb ebenfalls höhere Werte des mittleren maximalen Wasseräquivalents aufzuweisen. Aus der regionalen Verteilung der winterlichen Niederschläge ist dieser Sachverhalt nicht zu erklären. Offensichtlich spielt aber die Beständigkeit oder Erhaltungstendenz der Schneedecke (CONRAD 1935) eine Rolle. Sie steigt mit zunehmender Kontinentalität des Klimas von Westen/Nordwesten nach Osten/Südosten. Verstärkt wird die Tendenz zunehmender Beständigkeit mit ansteigender Geländehöhe. Die Beständigkeit der Schneedecke wird durch den Quotienten aus Schneedeckendauer und Schneedeckenzeit am besten beschrieben. Hierzu ist auch auf die Atlas Tafel 2.10 (Karten A, B, D) zu verweisen. Die Schneedeckenzeit entspricht der Zeitspanne zwischen dem Eintrittsdatum des ersten Schneedeckentages und dem Datum des letzten Schneedeckentages. Direkte Vergleiche zwischen den Werten der Beständigkeit für den Schwarzwald und die bayerischen Waldgebirge ergaben deutlich höhere Ergebnisse für die Waldgebirge. In den mittleren Höhenlagen (ca. 500 m ü. NN) beträgt der Unterschied etwa 15%, in den Kam- und Gipfellagen steigen die Differenzen auf rund 20% an. Im Vergleich zwischen Aachen (202 m) und Görlitz (238 m) wird für Görlitz eine um ca. 30% höhere Beständigkeit der Schneedecke ermittelt (Tab. 1).

Tab. 1 Beständigkeit der Schneedecke (Mittel 1961/62 bis 1990/91)

Station	Höhe in m ü. NN	Beständigkeit
Bremen	4	0,36
Schleswig	43	0,36
Aachen	202	0,29
Kassel	231	0,39
Berlin	363	0,30
Schneiforsthaus	657	0,57
K. Feldberg/Taunus	805	0,63
Kehler Asten	839	0,77
Angermünde	54	0,45
Görlitz	238	0,42
Chamnitz	418	0,45
Braunlage	607	0,69
Zinnwald-Georgenfeld	877	0,76
Schmücke	937	0,83
Brocken	1142	0,83
Fichtelberg	1213	0,82
Nürnberg-Karlsberg	310	0,37
Stuttgarter Eschlingens	397	0,37
Passau-Oberhaus	408	0,58
Weiden/Oberpfalz	438	0,49
München-Riem	527	0,46
Zwieselberg	615	0,70
Freudenstadt	797	0,67
Oberstdorf	810	0,73
Hohenpeissenberg	977	0,70

### Zeitliche Variabilität des Wasseräquivalents der Schneedecke

Die in Abbildung 2 aufgetragenen jährlichen Maximalwerte des Wasseräquivalents der Schneedecke ausgewählter Stationen lassen im Bezugszeitraum eine fallende Tendenz erkennen. Bezogen auf die in der Karte 2.11 dargestellten Mittelwerte erreichen die Rückgänge in den mittleren und höheren Lagen der Gebirge Beträge zwischen 30% und 40%. Ergänzend ist festzustellen, dass die teilweise starke Abnahme vor allem auf die zunehmende Zahl schneearmer Winter zurückgeführt werden kann. Das Auftreten der absoluten Höchstwerte des Wasseräquivalents am Ende der Bezugsperiode (Schneiforsthaus 1987/88; Oberstdorf 1980/81) hat keinen Einfluss auf die langjährige Tendenz, sondern ist eher Ausdruck zunehmender Veränderlichkeit. Die insgesamt hohe Variabilität der Werte von Jahr zu Jahr und die geringe Länge des Bezugszeitraumes lassen keine eindeutige Aussage zum Trendverhalten zu. Durch die übergreifende Mittelung der jährlichen Maxima kommen Besonderheiten des Schwankungsverhaltens der Zeitreihen deutlicher zum Vorschein. So werden Zeitschnitte (aufeinander folgende Jahre) mit gleichen Vorzeichen der Abweichung vom Mittel sichtbar (kurzfristige Persistenz).

Die Abbildungen 3a bis 3c dokumentieren die sehr verschiedenartige Entwicklung in den einzelnen Winterperioden des Bezugszeitraumes. Wegen der notwendigen Orientierung auf Stichtage und den in der Regel davon abweichenden Messterminen wurden für die Darstellung simulierte Werte des Wasseräquivalents verwendet. Das hat zusätzlich den Vorteil, dass auch Winterperioden mit nur unbedeutenden Beträgen des Wasseräquivalents berücksichtigt werden.

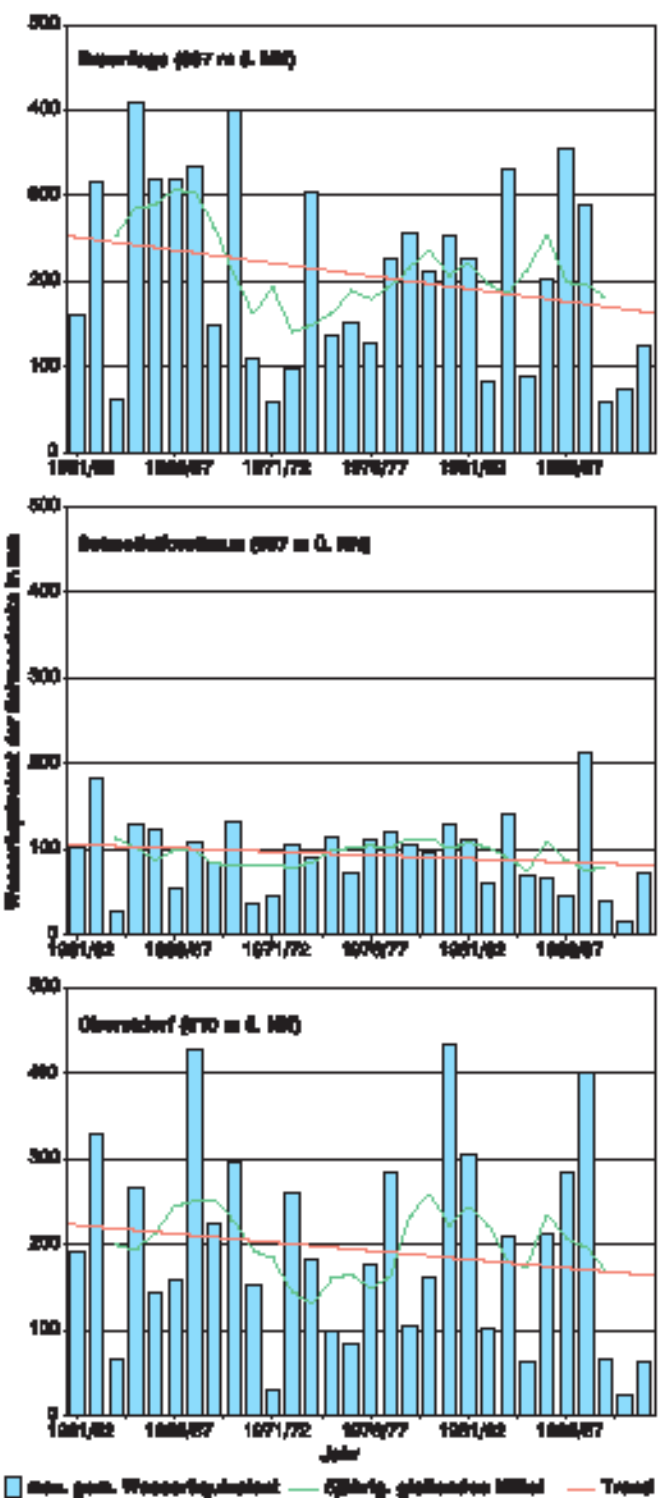


Abb. 2 Zeitreihen des maximalen jährlichen Wasseräquivalents der Schneedecke

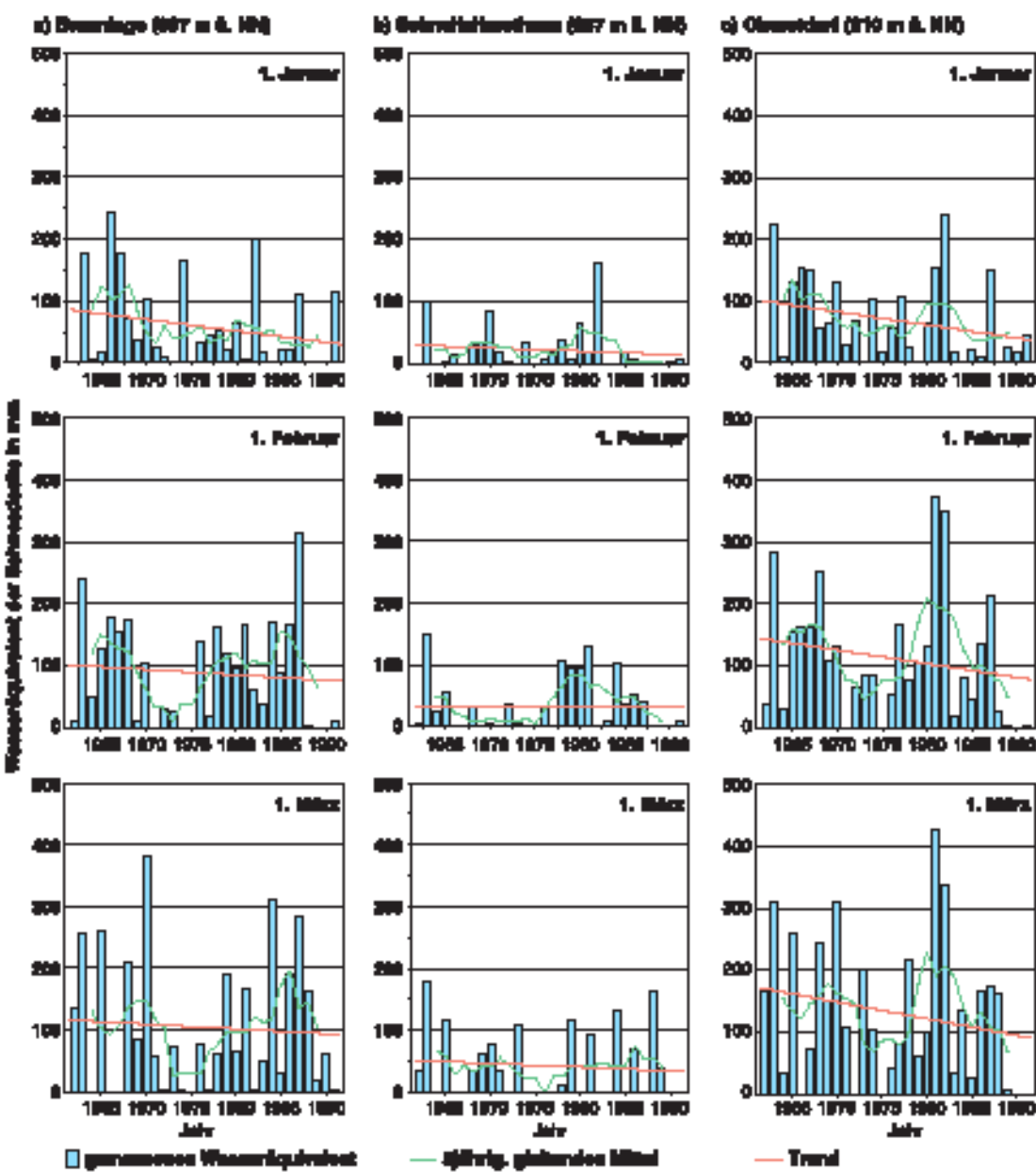


Abb. 3 Zeitreihen des Wasseräquivalents der Schneedecke am 1. Januar, 1. Februar und 1. März an den Stationen (a) Braunlage, (b) Schneiforsthaus und (c) Oberstdorf

Verschiedentlich ist ein deutlich sichtbarer Rückgang der Wasseräquivalente im Bezugszeitraum festzustellen. Die Abbildungen vermitteln eine Vorstellung von der Größenordnung der durch die Speicherung fester Niederschläge in einer Schneedecke von einem Monat zum nachfolgenden Monat übertragenen „Rücklagen“. Diese sind für die Beurteilung des Niederschlags als Bilanzgröße des Wasserhaushalts in der Winterperiode zu beachten.



2.11 Mittleres maximales Wasseräquivalent der Schneedecke – Fortsetzung

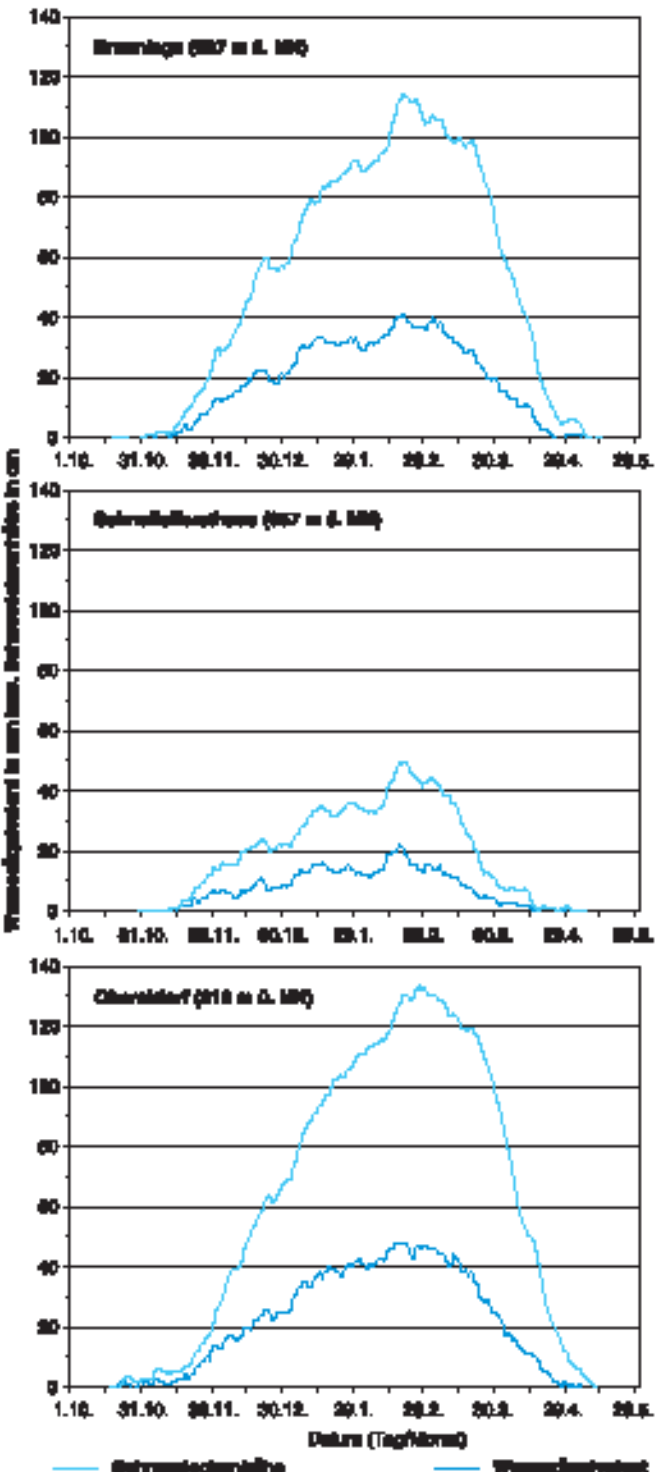


Abb. 4 Mittlerer Verlauf der Schneedeckenentwicklung: Schneedeckenhöhe und Wasseräquivalent

Der für die Bezugsperiode gültige mittlere Entwicklungsprozess der Schneedecke (dargestellt sind mittlere Messwerte der Schneedeckenhöhe und mittlere Werte des simulierten Wasseräquivalents) ist der Abbildung 4 zu entnehmen. Aufgetragen sind jeweils mittlere tägliche Werte. Aus den Ganglinien sind deutliche Hinweise auf Besonderheiten im winterlichen Witterungsverlauf in Mitteleuropa zu erkennen. Selbst die Mittelbildung über einen 30-jährigen Zeitraum lässt noch die regelmäßig auftretenden Witterungserscheinungen, wie sie von FLOHN (1954) eingehend untersucht und beschrieben wurden, hervortreten. Der Vergleich der Darstellung für Schneifelsforsthaus und Braunsberg verdeutlicht darüber hinaus auch den stärkeren maritimen Einfluss auf die Schneedeckenentwicklung (geringere Erhaltungstendenz) im Gebiet der Eifel.

Regionale Variabilität des Wasseräquivalents der Schneedecke

Die Abbildungen 5a bis 5c zeigen die regionalen Unterschiede in der Entwicklung der mittleren maximalen sowie der höchsten beobachteten Werte des Wasseräquivalents über die Monate der Winterperiode hinaus auch für die Monate September/Oktober und Mai/Juni. Die Darstellungen sind eine wesentliche Ergänzung der in der Karte 2.11 enthaltenen Informationen zum mittleren (jährlichen) Verhalten des maximalen Wasseräquivalents der Schneedecke, indem hier eine Auflösung dieser Daten in Detailinformationen für die Monate der Winterperioden erfolgt. Bei der Auswahl der Stationen wurde auf eine ausgewogene Verteilung geachtet, die jedoch regionale Besonderheiten (insbesondere verschiedene Geländehöhen) berücksichtigt. Die Stationen sind regional wie folgt gegliedert:

- Abb. 5a: Nordwest- und Westdeutschland
- Abb. 5b: Nordostdeutschland
- Abb. 5c: Süddeutschland

Wenigleich die Kamm- und Gipfelflagen der Gebirge nur einen sehr kleinen Anteil an der Gesamtfläche des Untersuchungsraumes ausmachen und die dargestellten Werte nur für den jeweiligen Standort gelten, kann daraus eine Vorstellung von maximal möglichen Größenordnungen der Schneeeablagerung in der betreffenden Region gewonnen werden. Regionale Unterschiede in den Verteilungen lassen sich wegen der hohen Variabilität der Daten nicht statistisch sichern.

Für das Norddeutsche Tiefland, besonders für die Küstenregionen, erreichen die höchsten beobachteten Werte Beträge, die selbst die Maximalwerte weit höher gelegener Stationen im Binnenland noch übertreffen. Die Ursache dafür ist in den extremen Witterungsbedingungen des Winters 1978/79 zu suchen. Das Verhältnis zwischen den absolut höchsten und den mittleren maximalen Werten des Wasseräquivalents erreicht dabei 10:1 und größer. Gewöhnlich werden im Tiefland nur Größenordnungen dieses Verhältnisses von 5:1 bis 7:1 beobachtet. Mit zunehmender Geländehöhe werden die Unterschiede zwischen beiden Größen stetig geringer, d. h. die Variabilität der Extreme schwächt sich ab. Oberhalb 600 m ü. NN werden überwiegend nur noch Faktoren zwischen 2 und 3, vereinzelt 4 gefunden. Naturgemäß ist die Variabilität am Beginn und Ende der Winterperiode am größten.

Aus den Diagrammen ist außerdem zu entnehmen, dass sich das Eintrittsdatum für die jährlichen Höchstwerte des Wasseräquivalents (im Mittel) mit zunehmender Geländehöhe zum Frühjahr hin verschiebt. Für das Tiefland und die unteren Lagen der Mittelgebirge werden die Extreme bevorzugt bereits im Januar und Februar erreicht. In den mittleren und höheren Lagen vollzieht sich eine Verlagerung auf die Monate März und April (Atlafel 2.10, Karte C).

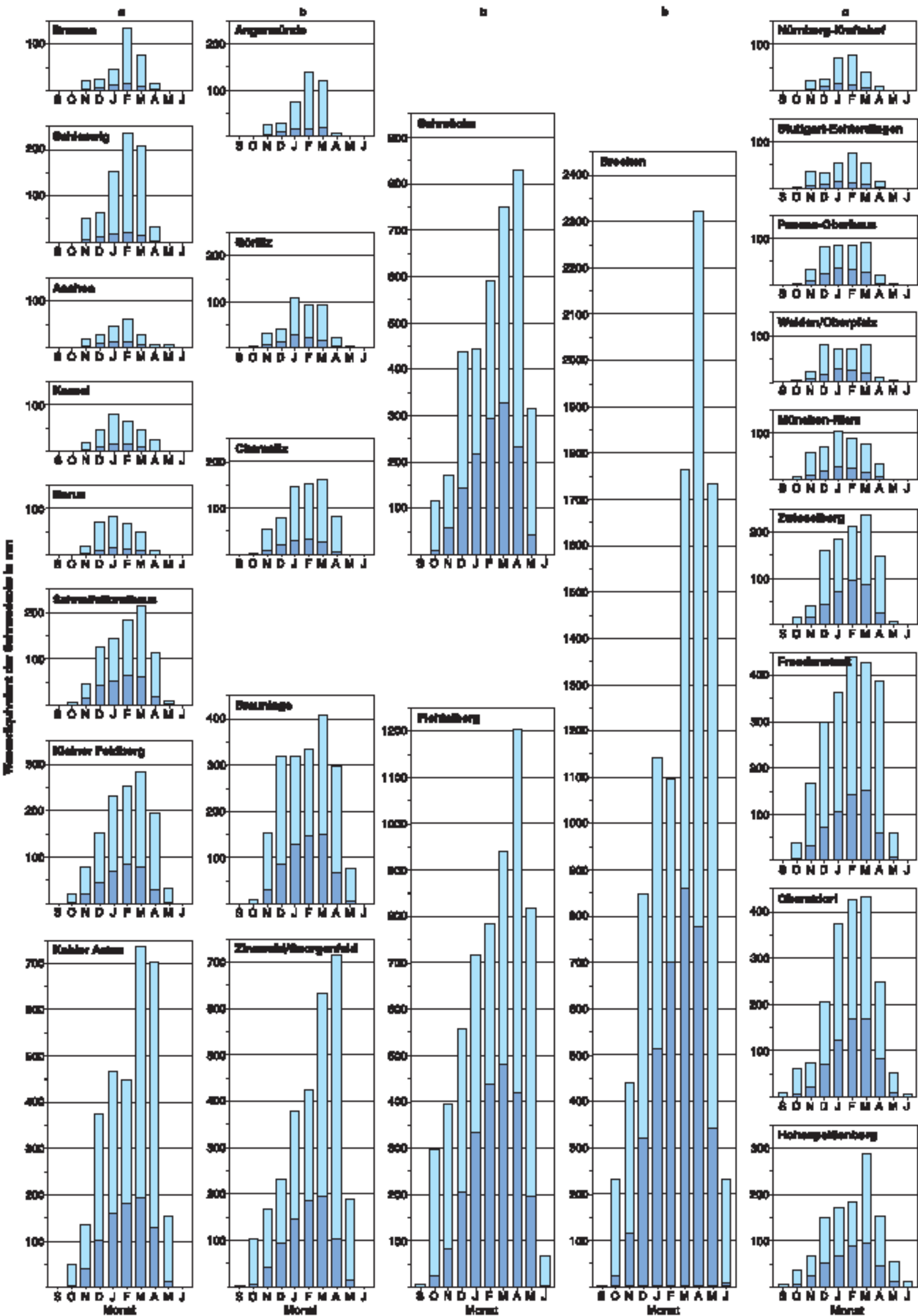


Abb. 5 Mittleres maximales (■) und höchstes maximales (□) Wasseräquivalent der Schneedecke an ausgewählten Stationen in den Wintermonaten (Stationen entsprechend Karte 2.11)  
(a) Region Nordwest- und Westdeutschland  
(b) Region Nordostdeutschland  
(c) Region Süddeutschland

Praktische Hinweise

Die einzelnen Jahreswerte des maximalen Wasseräquivalents innerhalb der Bezugsperiode können wegen der ausgeprägten Variabilität der Schneedeckenparameter stark von den in der Karte 2.11 dargestellten mittleren Werten abweichen. Die Abbildungen 2 bis 5 geben hierzu ergänzende Informationen. Die für die Darstellung ausgewählten Stationen (ausgenommen Gipfel- und Kammlagen) repräsentieren über ihren Standort hinaus auch regionaltypische Besonderheiten des Extremverhaltens des Wasseräquivalents der Schneedecke.

Alle Aussagen über das Extremverhalten des Wasseräquivalents der Schneedecke gelten streng genommen nur für die Bedingungen des Freilandes. Allgemein gültige Aussagen über den Einfluss der Waldbestände auf die Entwicklung der Schneedecke und die Ausbildung von Extremwerten des Wasseräquivalents können nicht gemacht werden. Es kann aber als gesichert angenommen werden, dass durch die Zurückhaltung fallender Niederschläge im Kronendach (Interzeption) am Waldboden geringere Schneearrangungen als im benachbarten Freiland zu erwarten sind. Es ist weiter davon auszugehen, dass vor allem in Abhängigkeit von Bestandsparametern (Art, Alter, Dichte) eine Vielzahl die Entwicklung der Schneedecke beeinflussender Faktoren wirksam ist (BRECHTEL 1984).



2.11 Mean Maximum Snow Cover Water Equivalent



Fig. 1 Stored precipitation in snow cover and hoarfrost

The snow cover water equivalent is the depth of the layer of water that would develop across a level surface when the snow cover has melted, if the melted water were to remain on horizontal ground without any infiltration or evaporation. This parameter is generally measured in mm, with a 1 mm water equivalent being equal to 1 kg/m².

The snow cover water equivalent can be described as the precipitation stored over a certain period. As such, the snow cover accumulation can be equated with the formation of a “reserve” of (solid) precipitation whereas the ablation of the stored precipitation can be seen as the reserves being “used up”. Thus, the winter snow cover has a sustained impact on the hydrologic balance, sometimes beyond the winter half of the year, primarily due to the delayed effect of the fallen precipitation on the runoff process.

Methodology

In order to determine the snow cover water equivalent for the whole of Germany, a total of 617 Deutscher Wetterdienst (German Meteorological Service) stations were used. 183 of the stations measured the water equivalent (measurements taken three times per week when there was a 5 cm high snow cover) and took daily measurements of the snow cover depth and 434 stations only recorded the daily measurements of the snow cover depth.

At all stations with no measurements for the water equivalent, the latter was calculated with the help of the SNOW-K model on the basis of meteorological data and snow cover depth data (RACHNER & SCHNEIDER 1992).

The simulation model, which is geared to long-term climatological studies, calculates the complete course of the snow cover’s development on the basis of daily meteorological values. The snow cover accumulation is simulated using precipitation measurements with any systematic measurement errors corrected. Equally, the relationships between the type of precipitation and the air temperature are taken into account. The snow cover’s metamorphosis and ablation processes are simulated with the aid of the meteorological parameters of air temperature, humidity and global radiation. These data are used to determine the key components of the heat exchange between the snow cover and the atmosphere. The internal processes within the snow cover (change in density and structure, water movement, retention and loss) are taken into account by location-specific parameters.

Any gaps in the water equivalent data series were filled by means of modelling. The reference period for all of the parameters shown is 1961 to 1990 (winter periods 1961/62 to 1990/91).

Map Structures

Map 2.11 “Mean Maximum Snow Cover Water Equivalent” gives an overview of the regional distribution of the mean maximum values, calculated on the basis of the annual maximums in the reference period. The map uses 1 km² grid fields. Different class intervals are used for the grid fields. In the value range < 100 mm the class intervals are 25 mm, in the range from 100 mm to < 300 mm the intervals are 50 mm. The ≥ 300 mm water equivalent values are divided into two classes: 300 mm to < 400 mm and an open-end class from 400 mm onwards.

Most of Germany’s territory (approx. 70%) is comprised of areas with altitudes of < 400 m above mean sea level. Around 20% of the country’s area is taken up by medium-altitude locations (between 400 m and 600 m above mean sea level) and only about 10% is higher than 600 m above mean sea level (Map 1.1).

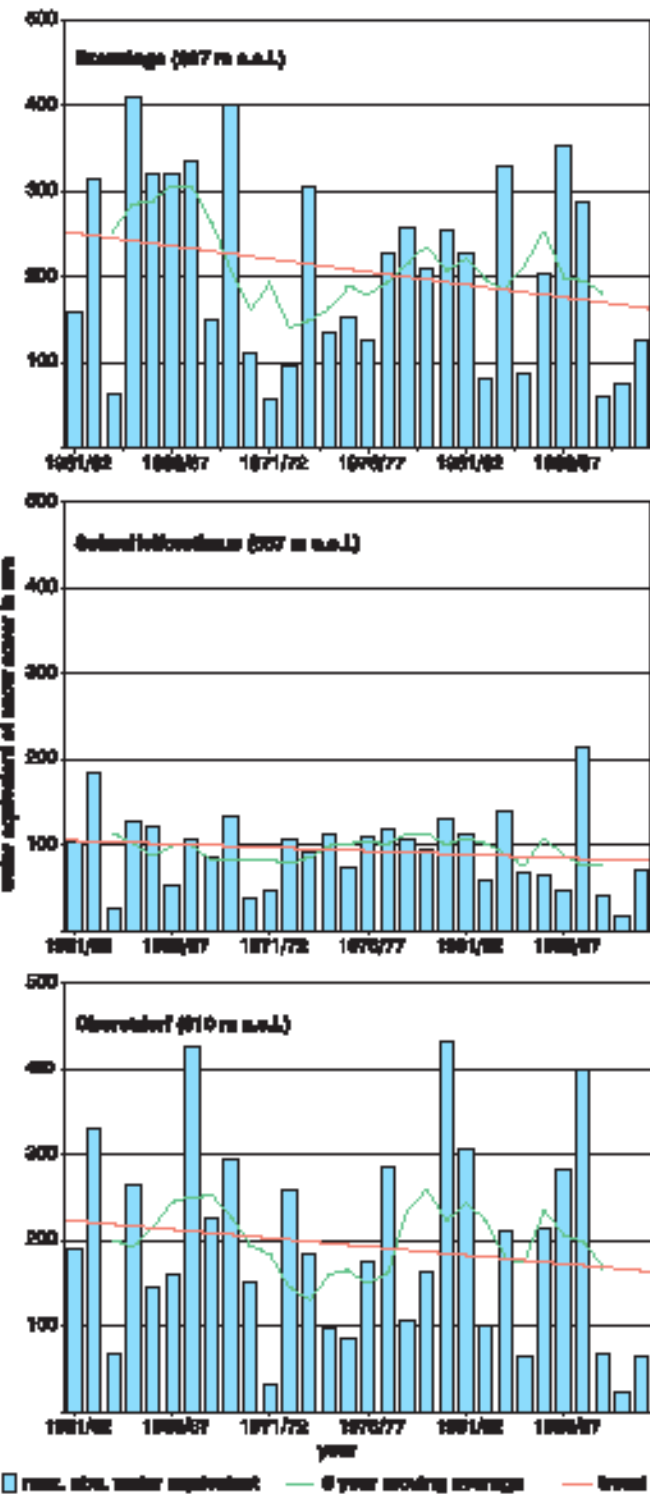


Fig. 2 Time series of the maximum water equivalent of snow cover

As with most meteorological parameters, extreme snow cover water equivalents tend to be related to altitude. However, it should be noted that it is hardly possible to detect these relationships at the lower altitudes nor the regional differences in the lowlands. It is not until the medium altitudes, starting from around 400 m above mean sea level, that we see clear dependencies on altitude and also regional differences. Equally, the extreme values increase specifically stronger with the altitude. This “non-linear” effect reflects different altitude-dependent snow cover development conditions in the winter period (Map Set 2.10 “Mean Duration of the Snow Cover”).

On the Norddeutsches Tiefland (North German Lowlands), the mean maximum water equivalent values reach between 20 mm and 30 mm. With the individual values varying considerably, the mean maximum values measured in the northwest are almost always approx. 20 mm whereas the threshold value of 25 mm is exceeded slightly in many areas in the northeast. Besides the regions on the North German Lowlands, large parts of Southern Germany, such as the Oberhessisches Tiefland (Upper Rhine Plain) including Kraichgau and Wetterau, as well as parts of the Main region, also record mean water equivalent maximums of only around 25 mm. In the lower locations in the uplands of Sachsen (Saxony) and Thüringen (Thuringia), in many

parts of the Alp foothills and the Schwäbisch-Fränkisches Stufenland (Swabian-Franconian scarp) too, values of 50 mm are rare.

However, significant regional differences are obvious above 400 m above mean sea level, at the medium and high altitudes in the upland ranges. The Harz, Northern Germany’s highest elevation, stands out considerably with its water equivalent values being higher than in all of the other upland ranges. The mean maximum water equivalent values in the uplands of Saxony and Thuringia (Erzgebirge and Thüringer Wald) and the Bayerische Waldgebirge (Bavarian wooded mountains: Bayerischer Wald, Oberpfälzer Wald) are also higher than the values recorded at similar altitudes in the West German uplands (Eifel, Westerwald, Hunsrück and Taunus) and in the Schwarzwald (Black Forest) and the Schwäbische Alb (Swabian Alps). This phenomenon cannot be explained by the regional distribution of the winter precipitation. Obviously, however, the snow cover’s maintenance or permanence plays a role. This factor increases as the climate becomes more continental from the west/northwest to the east/southeast. This increase in maintenance is reinforced as the altitude of the terrain rises.

The snow cover’s maintenance is best described using the quotients resulting from snow cover duration and snow cover time (CONRAD 1935). In this regard, Map Set 2.10 (maps A, B and D) should also be consulted. The snow cover time is the period between the first day of the snow cover and the last day. Direct comparisons of the maintenance values for the Black Forest and the Bavarian wooded mountains showed that the values for the wooded mountains were considerably higher than the others. At the medium altitudes (approx. 500 m above mean sea level) the difference is around 15%, on the ridges and summits the differences rise to about 20%. A comparison of Aachen (202 m) and Görlitz (238 m) shows that the snow cover’s maintenance is around 30% higher in Görlitz (Table 1).

Table 1 Maintenance of snow cover (mean 1961/62 to 1990/91)

station	height in m a.s.l.	maintenance
Bremen	4	0,36
Schkewig	43	0,36
Aachen	202	0,29
Kessel	231	0,39
Bens	363	0,30
Schneifelforsthaus	807	0,57
Kl. Feldberg/Taunus	805	0,63
Kehler Astlen	839	0,77
Angermünde	54	0,45
Görlitz	238	0,42
Chemnitz	418	0,45
Braunsberg	387	0,69
Zinnwald-Georgenfeld	877	0,76
Schmücke	937	0,83
Brocken	1142	0,83
Fichtelberg	1213	0,82
Nürnberg-Kreutzhof	310	0,37
Stuttgart-Echterdingen	397	0,37
Pöschel-Oberhausen	409	0,58
Weiden/Oberpfalz	438	0,49
München-Riem	527	0,46
Zwieselberg	615	0,70
Freudenstadt	797	0,67
Oberstdorf	810	0,73
Hohe Pfaffenberg	977	0,70

Temporal Variability of the Snow Cover Water Equivalent

The annual maximum values of the snow cover water equivalent recorded at selected stations (Fig. 2) exhibit a decreasing trend in the reference period. On the basis of the mean values presented in Map 2.11, the decreases in the medium-altitude and high locations of the mountains are between 30% and 40%. It should be added that the fact that these decreases are considerable in some cases is due to the rising number of light-snow winters. The fact that the absolute maximum water equivalent values are at the end of the reference period (Schneifelforsthaus 1987/88; Oberstdorf 1980/81) does not influence the multi-year trend, instead it reflects the increasing variability. The high overall variability of the values from year to year and the shortness of the reference period do not permit a clear statement to be made regarding the trend. When the mean is taken from all the annual maximums, characteristic features in the fluctuations in the time series become much more apparent. Thus, the time periods (consecutive years) which are lower than the mean and those which are higher than the mean become visible (short-term persistence).

Figures 3a to 3c document the very varied development in the different winter periods during the reference period. Due to the need for fixed dates as a guide and the fact that the measuring dates do not usually fall on those fixed dates, simulated water equivalent values were used for the diagram. This also has the advantage that winter periods with only insignificant water equivalent volumes are also taken into account.

At some points in the reference period there is a clearly visible drop in the water equivalents. The graphs give an impression of the size of the “reserves” carried over from one month to the next due to solid precipitation being stored in the snow cover. These reserves must be considered when assessing precipitation as a parameter of the hydrologic balance in the winter period.

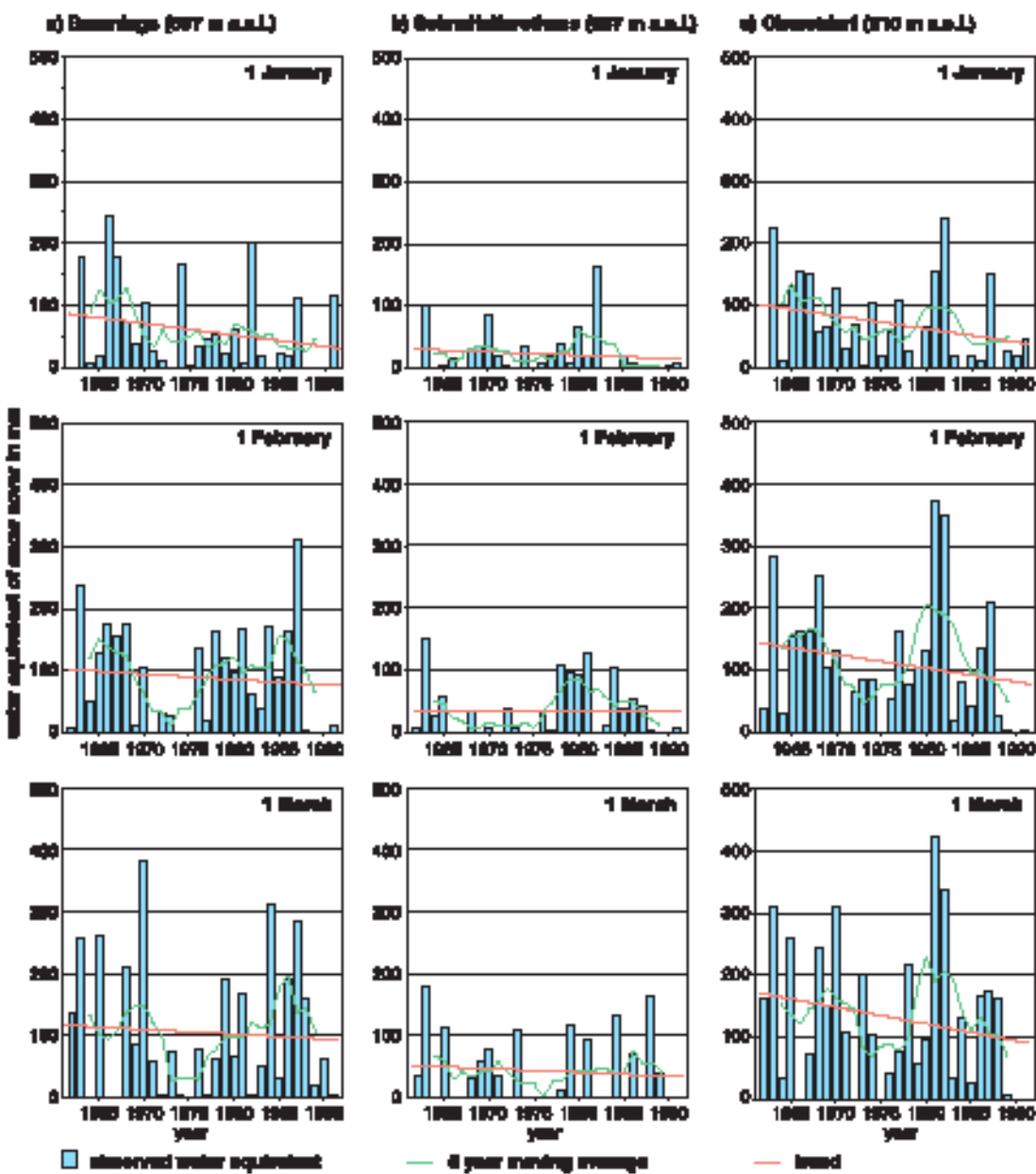


Fig. 3 Time series of the water equivalent of snow cover at 1. January, 1. February, 1. March at the stations (a) Braunsberg, (b) Schneifelforsthaus and (c) Oberstdorf

The mean snow cover development process applicable for the reference period can be seen in Figure 4 (which shows mean measurements of the snow cover depth and mean simulated water equivalent values). In each case, mean daily values are used. The hydrograph curves provide clear evidence of characteristic features in the winter meteorological conditions in Central Europe. Even when the mean values are based on a 30-year period, the recurring meteorological phenomena, as thoroughly examined and described by FLOHN (1954), still stand out. By comparing the charts for Schneifelforsthaus and Braunsberg, one can also clearly see the strong maritime influence on snow cover development (shorter maintenance) in the Eifel region.



2.11 Mean Maximum Snow Cover Water Equivalent – Continuation

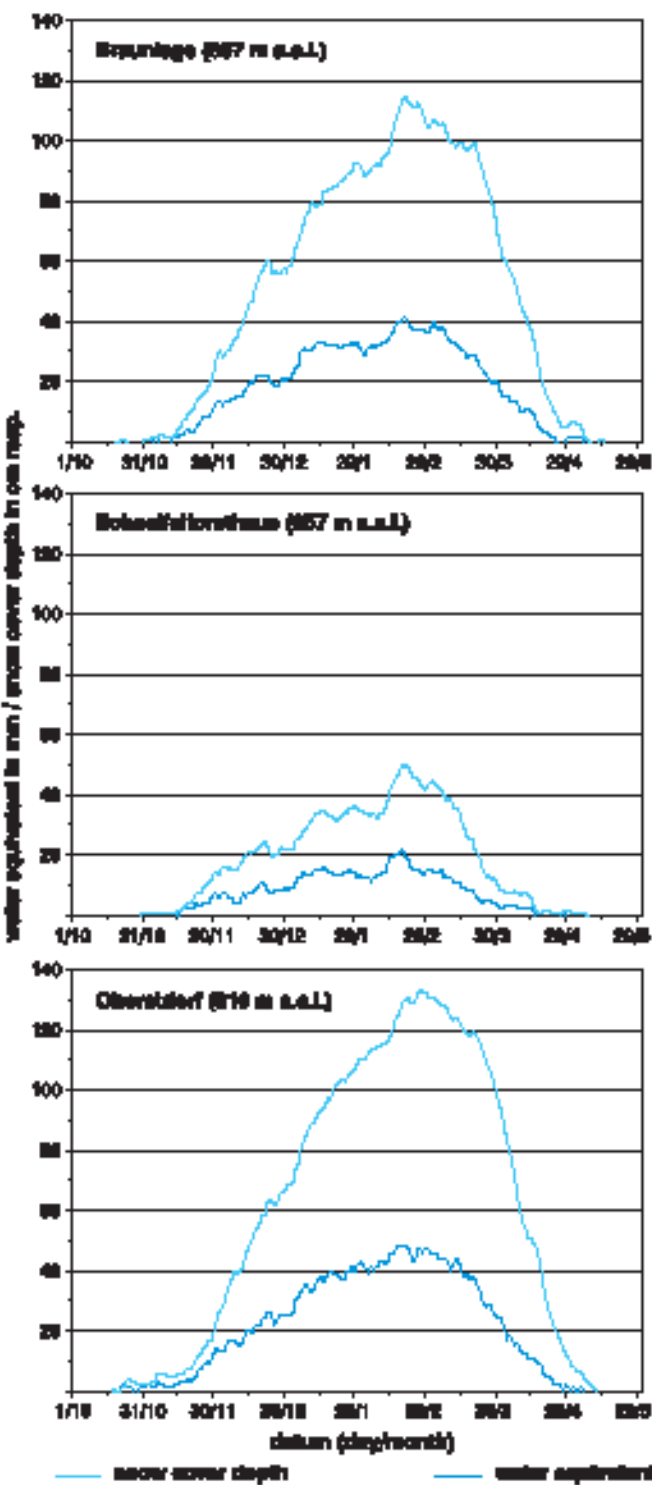


Fig. 4 Mean course of snow cover development: snow cover depth and water equivalent

Regional Variability of the Snow Cover Water Equivalent

Figures 5a to 5c show the regional differences in the development of the mean maximum water equivalent values and the highest observed water equivalent values beyond the winter months for the months of September/October and May/June, too. These diagrams add essential information to that provided in Map 2.11 on the mean (annual) behaviour of the maximum snow cover water equivalent since the ybreak that data down into detailed information for the winter months. The stations were chosen so as to ensure an even distribution which, however, also takes into account regional characteristics (particularly different altitudes). The stations are divided into the following regions:

- Fig. 5a: Northwestern and Western Germany
- Fig. 5b: Northeastern Germany
- Fig. 5c: Southern Germany

Even though the mountain ridges and summits only account for a very small proportion of the overall area examined and the values shown only apply to the region covered in that particular place, this data can be used to obtain an impression of the maximum possible snow cover in the region concerned. Regional differences in the distributions cannot be statistically validated due to the high variability of the data.

The highest values observed on the North German Lowlands, particularly in the coastal regions, are so high that they even exceed the maximum values recorded at stations at considerably higher inland locations. This phenomenon is caused by the extreme meteorological conditions in the winter of 1978/79. The ratio of the absolute highest values to the mean maximum water equivalent values reaches 10:1 and more in these cases. On the lowlands, these ratios usually only range from 5:1 to 7:1. As the height of the terrain increases, the ratio of these two parameters decreases, i.e. the extreme values start to vary less. At locations higher than 600 m above mean sea level, the factors are primarily only between 2 and 3, with 4 being achieved in isolated cases. As one would expect, the variability is most significant at the beginning and the end of the winter period.

The diagrams also show that the (mean) date on which annual maximum water equivalent values are registered moves towards spring as the terrain becomes higher. On the lowland and the low-altitude locations of the uplands, the extremes are already reached in January and February for the most part. In the medium-altitude and high locations, there is a shift to March and April (Map Set 2.10, Map C).

Practical Information

The individual annual maximum water equivalent values during the reference period can differ considerably from the mean values shown in Map 2.11 due to the extreme variability of the snow cover parameters. Figures 2 to 5 provide additional information on this aspect. The stations selected for the map (excluding ridges and summits) represent not only their location but also extreme snow cover-water-equivalent characteristics typical for their specific region.

Strictly speaking, any statement made concerning extreme snow cover water equivalent values only applies to conditions on open land. It is not possible to make general statements about the influence of forests on snow cover development and the generation of extreme water equivalent values. However, it can be taken as certain that the snow which accumulates on the forest ground is likely to be less than on adjacent open land because of the fallen precipitation being intercepted by the crown canopy. Furthermore, it can be assumed that a number of factors influence the snow cover's development, particularly forest parameters such as type, age and density (BRECHTEL 1984).

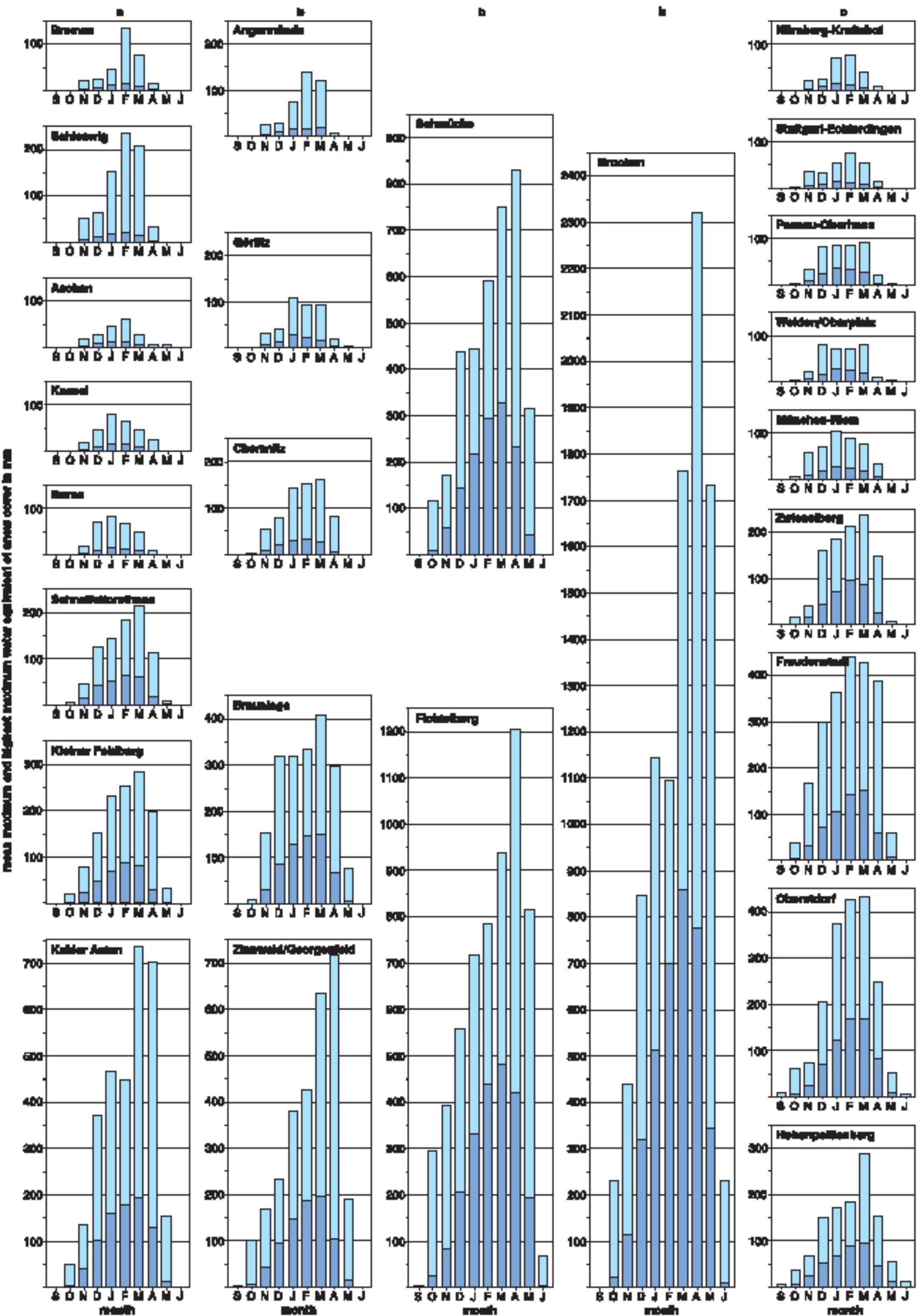
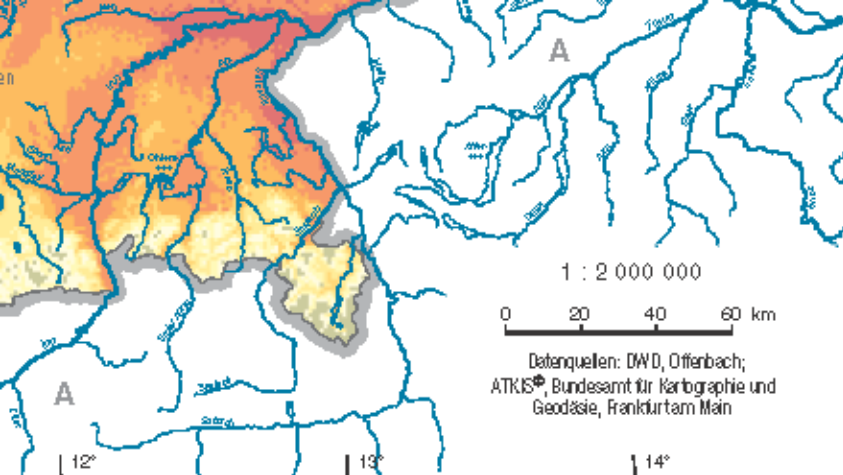


Fig. 5 Mean maximum (■) and highest maximum (□) water equivalent of snow cover at selected sites in the winter months (stations as given in Map 2.11)  
(a) Northwestern and Western Germany  
(b) Northeastern Germany  
(c) Southern Germany





## HYDROLOGISCHER ATLAS VON DEUTSCHLAND

Herausgegeben vom Bundesministerium für Umwelt,  
Naturschutz und Reaktorsicherheit

### 2.12 Mittlere jährl. pot. Verdunstungshöhe als Gras-Referenzverdunstung

Autoren: U. Wendling, P. Fuchs, G. Müller-Westermeier  
Deutscher Wetterdienst, Offenbach  
Geschäftsbereich Forschung und Entwicklung

Wissenschaftliche Beratung: H. Bartels (DWD), Ch. Leibundgut (IHF),  
H.-J. Liebscher (BfG), W. Struckmeier (BGR), F.-J. Kern (IHF)

Kartographie: Institut für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br. (J. Stüb, H.-J. Paul)



650

80

22

Dez

2







## 2.12 Mittlere jährliche potentielle Verdunstungshöhe als Gras-Referenzverdunstung

Verdunstung ist die Umwandlung von Wasser in Wasserdampf bei Temperaturen unterhalb des Siedepunktes. Selbst bei negativen Temperaturen verdunstet noch Wasser, zum Beispiel von Schnee- und Eisflächen. Doch nicht nur Wasserflächen oder feuchte Landflächen sind an der Verdunstung beteiligt, auch trocken erscheinende Böden verdunsten, solange über Bodenkapillaren Wasser an ihre Oberfläche geführt wird. Diese direkte Verdunstung von vegetationslosen Flächen bezeichnet man als *Evaporation*. Pflanzen geben über ihre *Transpiration* Wasser an die Luft ab, das sie über Wurzeln aufgenommen haben.

Niederschlag und Verdunstung sind zwei Hauptkomponenten des globalen Wasserkreislaufes. Sie spielen im Energiehaushalt der Atmosphäre eine wichtige Rolle und sind der Motor für alle Wettererscheinungen. Durch die Verdunstung gelangt ein großer Teil des Niederschlags wieder zurück in die Atmosphäre. Mit der Verdunstung wird Energie verbraucht; sie ist mit einer Abkühlung verbunden und es entsteht Verdunstungskälte. Bei der Kondensation wird im Wasserdampf latent gebundene Wärme wieder frei.

Über Landflächen ist die Höhe der Verdunstung von verschiedenen Faktoren abhängig: von den Klimabedingungen, wie zum Beispiel dem Energiedargebot oder dem Sättigungsdefizit der Luft, vom Relief, aber auch von der Art und Dichte des Bewuchses, der Interzeption, der Zusammensetzung des Bodens und seiner Wasserspeicherung.

Verdunstungsmessungen über bewachsenen Flächen sind sehr aufwendig; längere Messreihen gibt es nur von wenigen Stationen. Meist wird deshalb die Verdunstung näherungsweise aus einfacher meßbaren meteorologischen Größen sowie Boden- und Pflanzenparametern ermittelt. In einem ersten Schritt berechnet man aus den meteorologischen Größen die *potentielle Verdunstung*. Sie wird auch als Verdunstungsanspruch der Atmosphäre oder *potentielle Evapotranspiration* (aus: Evaporation + Transpiration) bezeichnet und ist nach DIN 4049 definiert als „Verdunstungshöhe in mm eines einheitlichen, niedrigen Pflanzenbestandes bei den gegebenen meteorologischen Bedingungen und unbegrenzt verfügbarem Wasser“.

Bei einem niedrigen Bestand ist die *tatsächliche Verdunstungshöhe* (reale Evapotranspiration) nur dann kleiner als der so definierte potentielle Wert, wenn der Boden unter einen kritischen Wert austrocknet und die Pflanzen ihre Transpiration einschränken müssen. Bei ausreichender Wasserversorgung durch Niederschläge bzw. aus dem Boden stimmen potentielle und tatsächliche Verdunstung annähernd überein. Die potentielle Verdunstung bildet also in der Regel die obere Grenze der Verdunstung und ist damit ein Referenzwert mit vielfältigen Nutzungsmöglichkeiten. Die tatsächliche Verdunstungshöhe kann bei höheren Beständen, z. B. bei Getreide während der Wachstumsphase, größer sein als die Gras-Referenzverdunstungshöhe (Abb. 1). Jedem einzelnen Tag ist ein Verdunstungswert zugeordnet, im Winter weniger als 1 mm, im Sommer maximal 6 bis 7 mm am Tag. Die Summe dieser täglichen Verdunstungshöhen ergibt die jährliche potentielle Verdunstungshöhe in mm, hier gemittelt für den Zeitraum 1961 bis 1990. Diese Angaben spielen in vielen Bereichen eine wichtige Rolle. So kennzeichnen sie in der Wasservirtschaft die Verlustgröße der Wasserbilanz, in der Hydrologie sind sie Eingangsgrößen für Wasserhaushaltsmodelle und in der Landwirtschaft geben sie einen Überblick, wieviel Wasser die Pflanzenbestände dem Boden entziehen können.

### Verdunstungsermittlung mit Modellen

Modelle beruhen auf der Erkenntnis, daß komplexe Naturvorgänge wie zum Beispiel die Verdunstung durch Klimadaten und andere verfügbare Größen hinreichend genau beschrieben werden können. Diese Beschreibung erfolgt in der Regel durch einfache oder komplizierte Rechenverfahren, die Modelle. Ältere, empirische Verfahren zur Bestimmung der potentiellen Verdunstung stammen von Haude, Thornthwaite, Turc und anderen. Verbreitet ist auch das Penman-Verfahren. Diese Modelle haben nur eine begrenzte regionale Gültigkeit, außerdem differieren ihre Ergebnisse untereinander (Tab. 1).

Tab. 1 Mittlere jährliche Verdunstungshöhen (potentielle und reale/tatsächliche) nach verschiedenen empirischen Verfahren aus Kartenwerken für das untere Maingebiet zwischen Frankfurt a. M., Offenbach und Hanau

Verfahren	Verdunstungshöhe
Haude-Verfahren (DOMERMUTH et al. 1990)	580 mm/a
Wasserequivalent der Nettostrahlung (KELLER 1979)	570 mm/a
Potentielle Verdunstung nach Penman (KELLER 1979)	625 mm/a
Reale Verdunstung aus Niederschlag und Abfluß (KELLER 1979)	550 mm/a
Reale Verdunstung nach Albrecht (KELLER 1979)	440 mm/a
Gras-Referenzverdunstung zum Vergleich (WENDLING 1995)	598 mm/a

Als international einheitlicher Standard zur Berechnung der potentiellen Verdunstungshöhe gilt die *Gras-Referenzverdunstung* (ALLEN et al. 1994), die auf dem Penman-Monteith-Modell beruht. Es beschreibt den Verdunstungsvorgang physikalisch exakt auf der Grundlage der meteorologischen Einflußgrößen und unterschiedlicher Widerstände, mit denen die Böden und Pflanzen das Wasser beim Verdunsten zurückhalten. Zur Berechnung der Gras-Referenzverdunstung  $ET_0$  werden die erwähnten Verdunstungswiderstände für einen niedrigen Grasbestand von 12 cm Höhe eingesetzt, dem in seinem Wurzelraum unbegrenzt Wasser zur Verfügung steht. Im allgemeinen können die Pflanzen bei einem Wasservorrat im durchwurzelten Boden zwischen 50 und 100 % der nutzbaren Feldkapazität potentiell verdunsten.

Für klimatologische Zwecke lassen sich mittlere monatliche potentielle Verdunstungshöhen  $ET_0$  aus den Monatsmitteln der Lufttemperatur  $T$  in °C und der Globalstrahlung  $R_G^*$  bestimmen. Die dazu erforderliche Kalibrierung ergibt eine von der Geländehöhe  $h$  (in m über NN) abhängige Korrektur (WENDLING 1995, siehe auch DIN 19685), so daß gilt:

$$a = ( ) \cdot (0,6 \cdot R_G^* + 16 \cdot ) \cdot \frac{1}{+0,000} \quad (1)$$

Dabei ist  $g(T) = s/(s+y)$  eine Temperaturfunktion, berechnet aus der Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve  $s$  und der Psychrometernkonstanten  $y$ ;  $k$  stellt einen Küstefaktor dar, der im Küstenbereich zwischen 0,5 und 1 liegt. Die Globalstrahlung  $R_G^*$  ist als monatliches Verdunstungsäquivalent in mm angegeben und wird aus der Sonnenscheindauer bestimmt. Die Geländehöhe ist bei  $h > 600$  m über NN mit  $h - 600$  einzusetzen.

Die Gras-Referenzverdunstung  $ET_0$  ist eine physikalisch exakt definierte potentielle Verdunstung und läßt sich einheitlich in allen Ländern aus den Daten der Klimastationen berechnen. Angaben zum jeweiligen Bewuchs, zum aktuellen Bodenwasservorrat oder auch zu Hangneigung und -exposition des Standortes gehen nicht ein. Diese Standorteigenschaften werden erst in einem zweiten Rechenschritt, der zur tatsächlichen Verdunstungshöhe führt, berücksichtigt (siehe Atlastafel 2.13 „Mittlere jährliche tatsächliche Verdunstungshöhe“).

### Zur Kartendarstellung

Die nach Gleichung (1) berechneten potentiellen Verdunstungshöhen lassen sich mit dem numerischen Verfahren von MÜLLER-WESTERMEIER (1995) kartieren, das schon im Begleittext zu den Karten der Niederschlagshöhe ausführlich beschrieben ist. Unter Nutzung einer Höhendatei im 1 km<sup>2</sup>-Raster wurden zunächst die benötigten Eingangsgrößen, in diesem Falle die Monatswerte der relativen Sonnenscheindauer und der Lufttemperatur, auf das Raster interpoliert. Dabei gehen bei beiden Größen alle verfügbaren Stationen mit 30-jährigen Meßreihen ein. Aus Genauigkeitsgründen wird die relative Sonnenscheindauer bei Sonnenhöhen  $>15^\circ$  für die Kartierung verwendet, um möglicherweise vorhandene Horizontabschirmungen an den Stationen zu eliminieren. Die Globalstrahlung  $R_G^*$  in Gleichung (1) errechnet sich aus der relativen Sonnenscheindauer  $S_r$  nach folgender Beziehung (WENDLING, FUCHS & MÜLLER-WESTERMEIER 1997):

$$R_G^* = R_0^* \cdot (0,20 + 0,46 \cdot S_r) \quad (2)$$

Dabei ist  $R_0^*$  die extraterrestrische Strahlung, ebenfalls angegeben als monatliches Verdunstungsäquivalent in Millimeter.

Im nächsten Schritt werden die monatlichen Verdunstungshöhen  $ET_0$  berechnet und zur Jahressumme aufsummiert. In der Karte 2.12 ist für jedes Rasterfeld die mittlere jährliche potentielle Verdunstungshöhe eingetragen. Die Farben der Rasterflächen entsprechen Bereichen der Verdunstungshöhe in Millimeter pro Jahr. Die Zuordnung ist aus dem Farbbalken in der Kartenlegende zu ersehen. Die Breite der Bereiche beträgt analog zu den Niederschlags Höhenkarten 50 mm, nur im Bereich 500 bis 600 mm/a sind Zwischenstufen von 25 mm verwendet, um die regionale Gliederung zu verdeutlichen.

Die niedrigsten potentiellen Verdunstungshöhen ergeben sich in den Höhenlagen der Mittelgebirge und der Alpen mit jährlich ca. 350 bis 400 mm/a. Das Maximum liegt im Gebiet um Karlsruhe und in der Oberrheinebene bei Freiburg i. Br. mit Werten von mehr als 650 mm/a. In den hauptsächlich landwirtschaftlich genutzten Gebieten Deutschlands treten jährliche potentielle Verdunstungshöhen zwischen 525 und 650 mm/a auf. Die Werte steigen von Schleswig-Holstein bis in das südliche Brandenburg und nach Sachsen ziemlich gleichmäßig an. Ähnlich hohe Werte wie in Sachsen finden sich auch in der Rhein-Main-Ebene, der sich südlich anschließenden Rheinebene und in kleineren Gebieten am Mittellauf des Mains.

Die Karte zeigt deutlich die Änderung der Verdunstungshöhe mit der Geländehöhe, besonders in den Mittelgebirgen. Danach steigt im Tiefland Norddeutschlands die jährliche potentielle Verdunstungshöhe vom Meeresniveau bis 100 m über NN mit der Höhe um 32 mm/a an, bedingt durch die unterschiedlichen Einflüsse von Küstenentfernung und Geländehöhe. Zwischen 100 und 700 m über NN nimmt sie im Mittel um 14 mm/a je 100 m Höhendifferenz ab.

Die berechnete potentielle Verdunstung  $ET_0$  stimmt mit gemessenen Verdunstungswerten von wägbaren Lysimetern gut überein. In Abbildung 1 sind von vier Lysimeterstationen die gemessenen Verdunstungshöhen des Jahres 1990 (aus dem IHP/OHP-Jahrbuch) den berechneten potentiellen Verdunstungshöhen gegenübergestellt. Beide Größen sind in Monatsschritten zur Jahressumme aufaddiert. Als Säulen sind in gleicher Weise die zugehörigen Niederschlagshöhen dargestellt.

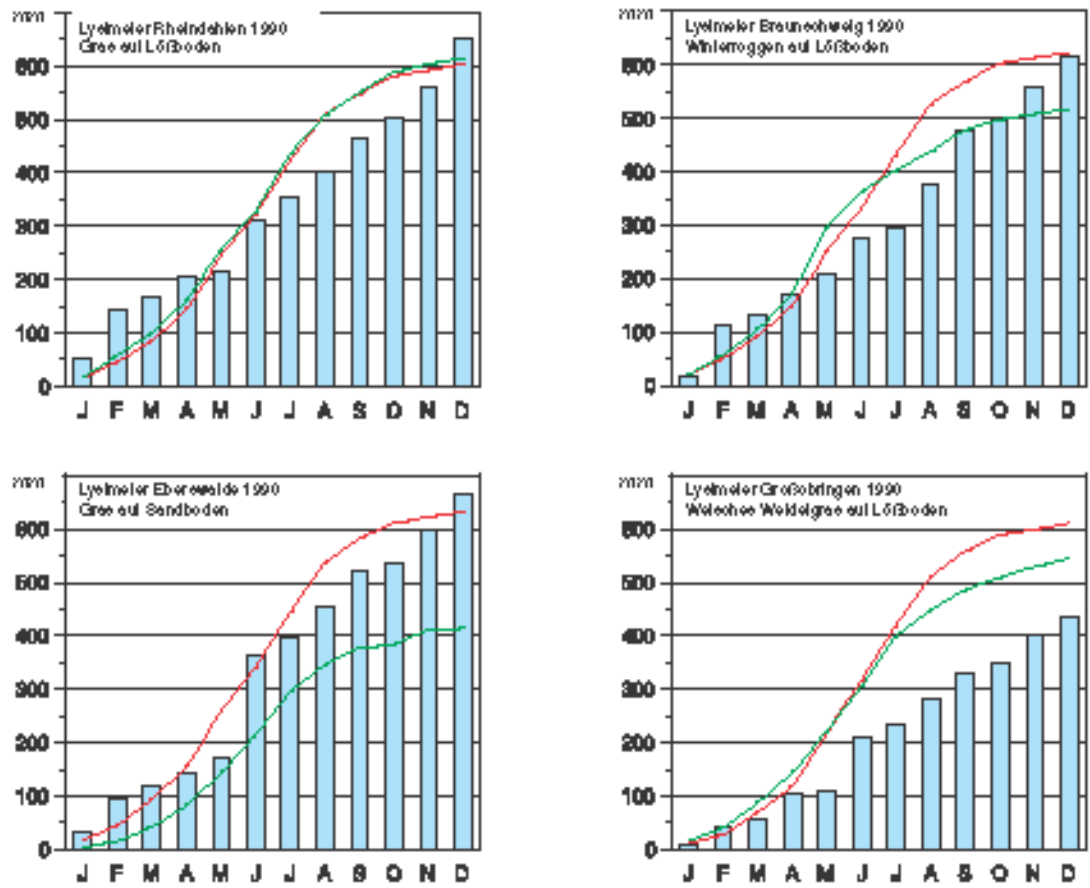


Abb. 1 Monatliche Höhen der Gras-Referenzverdunstung (rote Linien) im Vergleich zu gemessenen tatsächlichen Verdunstungshöhen (grüne Linien) und Niederschlagshöhen (Säulen) an vier Lysimeterstationen

In Mönchengladbach-Rheindahlen, einem Standort mit Lössboden und damit einer großen Wasserspeicherung, steht dem Grasbestand bei der ausgeglichenen Wasserbilanz des Jahres 1990 unbegrenzt Wasser zur Verfügung. In allen Monaten stimmen tatsächliche und potentielle Verdunstungshöhen annähernd überein. In Braunschweig mit ähnlichem Boden und einem Winterroggen-Bestand laufen beide Kurven bis Juli etwa parallel. Das höhere Getreide verdunstet zeitweise etwas mehr als ein niedriger Grasbestand. Im August ist das Getreide abgemäht, das Lysimeter mißt nur noch die weit geringere Verdunstung des unbewachsenen Bodens. Auch in Großbfingen bei Weimar, einem Lössstandort mit geringeren Niederschlägen, decken sich die tatsächlich gemessene Verdunstung eines Futtergras-Bestandes und die berechneten  $ET_0$ -Werte bis zum Juli. Erst ab August verringert sich durch beginnenden Wassermangel die tatsächliche Verdunstung im Vergleich zur potentiellen. Die Differenz zwischen Niederschlags- und Verdunstungshöhe wird im Einzeljahr durch den Bodenspeicher abgedeckt. Eberswalde dagegen hat Sandboden mit sehr geringer Wasserspeicherung. Die tatsächliche Verdunstung einer Grasfläche ist schon ab März deutlich niedriger als die potentiellen Werte, die jährlichen Verdunstungshöhen zeigen eine Differenz von etwa 50 Prozent.

Bezieht man die Niederschlagshöhen  $P$  in die Interpretation der Karte der potentiellen Verdunstungshöhe  $ET_0$  mit ein, so kann die klimatische Wasserbilanz  $KWB = P - ET_0$  verschiedener Regionen angegeben werden (siehe Atlastafeln 2.2 „Mittlere korrigierte jährliche Niederschlagshöhe“ und 2.14 „Klimatische Wasserbilanz“). Aus den Karten sind die Niederschlags- und Verdunstungswerte allerdings nur grob und für Übersichtszwecke herauszulesen. Genaue Daten liefern die Daten des Deutschen Wetterdienstes, die den Karten zugrunde liegen. Es läßt sich aber erkennen, wo z. B. Trockengebiete liegen, so im Regenschatten des Harzes, und wo Überschußgebiete zu finden sind.

### Praktische Hinweise

Im Vergleich zu der in Karte 2.12 dargestellten potentiellen Verdunstungshöhe  $ET_0$  sind die Werte aus älteren Verfahren meist zu hoch. Die nach Haude berechneten Verdunstungshöhen liegen im Mittel um 8 % höher. Wie Tabelle A auf Karte 2.12 und Abbildung 1 zeigen, haben auch höhere Pflanzenbestände gegenüber  $ET_0$  (gültig für 12 cm Grasbestand) eine größere Verdunstung. Ein auf 80 cm Höhe herangewachsener Getreidebestand würde im Vergleich zu  $ET_0$  etwa 22 % mehr verdunsten. Wie bei der jeweiligen Landnutzung, der Bestandeshöhe und dem Anteil an Interzeptionsverdunstung die Faktoren konkret anzusetzen sind, um aus der potentiellen die tatsächliche Verdunstungshöhe zu errechnen, ist im Einzelfall zu klären. Hier sollen nur erste Hinweise zur Anwendung der Karte der potentiellen Verdunstungshöhe bei konkreten Landnutzungsformen gegeben werden.

Für die Anwendung ist neben der mittleren jährlichen Verdunstungshöhe auch ihre Verteilung auf die Monate von Interesse (Tabelle B auf Karte 2.12). Dabei treten nicht die starken regionalen Unterschiede wie beim Niederschlag auf. Für repräsentative Stationen in den Gebieten mit unterschiedlichem Niederschlagstyp (siehe Begleittext zu Atlastafel 2.3 und 2.4 „Mittlere Niederschlagshöhe der hydrologischen Halbjahre“) betragen die Unterschiede der Anteile monatlicher Verdunstungshöhen nur 1 bis 2 %. Zu einer ersten Abschätzung der monatlichen Anteile der potentiellen Verdunstungshöhen sind die in Tabelle B angegebenen Mittelwerte ausreichend.

Ausführliche und anwendungsorientierte Informationen enthält das DVWK-Merkblatt zur Wasserwirtschaft Nr. 238/1996 „Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen“, die auch bei der Verwendung der Karte der potentiellen Verdunstung von Nutzen sein können.



2.12 Mean Annual Potential Evaporation Depth as Grass Reference Evapotranspiration

Evaporation is the transformation of water into water vapour at temperatures below the boiling point. Even at temperatures below zero water continues to evaporate, for instance from snow surfaces or ice covers. However, not only water surfaces or wet land surfaces contribute to evaporation, even soils that appear dry evaporate as long as the soil capillaries transport water to the surface. This direct release of water vapour from vegetation-free surfaces is called *evaporation*. Plants release water that was taken up by their roots into the air by *transpiration*.

Precipitation and evapotranspiration are the two main components of the global cycle of water. They also play a major role in the energy budget of the atmosphere and are the driving forces of all weather phenomena. Through evapotranspiration a large portion of precipitation is returned into the atmosphere. Evapotranspiration consumes energy; it is associated with cooling, the so-called evaporative cooling. Conversely, the latent heat bound in water vapour is released again through condensation.

Over land surfaces, the amount of evapotranspiration depends on several factors: on climatic conditions, e.g. energy supply or the saturation deficit of the air, on relief, but also on the type and density of vegetation, interception, soil composition and its water-storage.

Evapotranspiration measurements over vegetated surfaces are rather difficult and expensive; only few stations can boast long time series of such data. That is why the evapotranspiration is determined as an approximation from easily measurable meteorological factors or from soil and vegetation parameters. As a first step, the *potential evaporation* is computed from meteorological parameters. It is defined in the German Standard DIN 4049 as: Total evaporation plus transpiration [in mm] from a uniform stand of short vegetation under given meteorological conditions and unlimited supply of water.

Over a short vegetation stand *actual evapotranspiration* is less than the potential value defined above only if the soil dries up below a critical value and the plants have to restrict their transpiration. With a sufficient water supply from precipitation or from the soil, potential and actual evapotranspiration are nearly identical. Thus, as a rule, potential evaporation constitutes the upper limit of the evapotranspiration, so that it is a reference value for many applications. On taller vegetation stands, e.g. cereals, actual evapotranspiration during the growth phase may be higher than the reference evapotranspiration measured over grass (Fig. 1). An evaporation value is assigned to each day, in winter less than 1 mm and in summer at maximum 6 to 7 mm per day. The sum of these daily amounts yields the annual potential evaporation depth in mm, here averaged over the period 1961 to 1990. This information is essential for many sectors. In water-resources management it signifies the loss component in the water-balance equation, in hydrology it serves as the input in water-balance models and in agriculture it allows an estimation of how much water the crop stocks may take up from the soil.

Determination of evapotranspiration by mathematical modelling

Mathematical modelling is based on the assumption that complex natural processes, such as evapotranspiration, may be described with sufficient accuracy by climate data and other available parameters. This description is usually made by simple or complicated computation procedures, the models. Older, empirical methods for the determination of potential evaporation were developed by Haude, Thornthwaite, Turc, etc. A common procedure is the Penman method. However, these models have only limited regional validity and, moreover, their results differ (Table 1).

Table 1 Mean annual evapotranspiration totals (potential and actual) determined by different empirical methods from maps for the lower Main river basin between Frankfurt a. M., Offenbach, and Hanau

Method	ETP depth
Haude-method (DOMMERMUTH et al. 1990)	680 mm/a
Water equivalent of net radiation (KELLER 1979)	670 mm/a
Potential evapotranspiration according to Penman (KELLER 1979)	623 mm/a
Actual evapotranspiration from precipitation and runoff (KELLER 1979)	550 mm/a
Actual evapotranspiration according to Albrecht (KELLER 1979)	440 mm/a
For comparison: Grass reference evapotranspiration (WENDLING 1995)	588 mm/a

The international uniform standard for the computation of potential evaporation is the *grass reference evapotranspiration* ET<sub>0</sub> (ALLEN et al. 1994), which is based on the Penman-Monteith model. It describes the evapotranspiration process in a physically exact way on the basis of the influencing meteorological factors and the various forms of resistance through which soils and plants retain the water. For the computation of the grass reference evapotranspiration ET<sub>0</sub>, the above-mentioned resistances to evapotranspiration are taken for a short stand of grass of 12 cm height which has unlimited water available in its root zone. In general, with a soil water storage in the root zone, plants can potentially transpire between 50 and 100 % of the available field capacity.

For climatological purposes, the mean monthly grass reference evapotranspiration ET<sub>0</sub> can be determined from the monthly means of air temperature T in °C and the global radiation R<sub>G</sub>\*. The necessary calibration gives a correction, which depends on the elevation h (in m above sea level) (WENDLING 1995, see also DIN 19685), so that the relation is

g = ( ) · (0,6 · R<sub>G</sub>\* + 16 · ) · +0,000 (1)

with g(T) = s/(s+y) being a temperature function, computed from the gradient of the curve of saturation vapour pressure and the psychrometer constant y; k is a coastal factor which ranges in coastal areas between 0.5 and 1. The global radiation R<sub>G</sub>\* is given as the monthly evapotranspiration equivalent in mm and is determined from the duration of sunshine. For elevations above 600 m, one sets h = 600.

The grass reference evapotranspiration ET<sub>0</sub> is a physically defined potential evaporation value that can be computed uniformly in all countries from the data of climate stations. Information on the respective vegetation cover, the momentary soil-water storage or slope gradient and exposition of the site are not included. These site characteristics find consideration only in a second computation step, which yields the actual evapotranspiration amount (cf. Map 2.13 "Mean Annual Actual Evapotranspiration Depth").

Map Structures

The potential evapotranspiration totals computed by means of Equation (1) may be mapped with the numerical method by MÜLLER-WESTERMEIER (1995), which is described in detail in the cover text of the maps of precipitation depths. Using an elevation database in a 1-km<sup>2</sup>-grid, first the needed input data, in this case the monthly values of relative duration of sunshine and air temperature, are interpolated over the grid. For both parameters values from all stations with 30-year time series are considered. For reasons of accuracy the relative duration of sunshine at sun heights >15° are used for mapping to eliminate possible shielding effects of the horizon at the stations. The global radiation R<sub>G</sub>\* in Equation (1) is computed from the relative duration of sunshine S<sub>r</sub> by means of the following equation (WENDLING, FUCHS & MÜLLER-WESTERMEIER 1997):

R<sub>G</sub>\* = R<sub>0</sub>\* · (0,20 + 0,46 · S<sub>r</sub>) (2)

with R<sub>0</sub>\* being the extraterrestrial radiation, which is also given as the monthly evapotranspiration equivalent in mm.

In the next step, the monthly grass reference evapotranspiration depths ET<sub>0</sub> are computed and added up for the annual sum. Map 2.12 shows for each grid square the mean annual evapotranspiration total. The colours of the squares stand for certain ranges of ET<sub>0</sub> in mm per year. The assignment code can be seen from the colour column in the map's legend. As in the maps of precipitation depths, the graduation is in 50-mm steps. Only in the range from 500 to 600 mm/a are intermediate steps of 25 mm used to improve the presentation of regional differences.

The smallest potential evapotranspiration amounts were found in the elevated regions of the uplands and the Alps with 350 to 400 mm/a. The maxima occurred in the Karlsruhe region and in the Upper Rhine Plain near Freiburg/Breisgau with values above 650 mm/a. In those parts of Germany where agricultural land use prevails, the annual ET<sub>0</sub> total ranges between 525 and 600 mm/a. The values rise quite evenly from Schleswig-Holstein towards the south of Brandenburg and Saxony. Similar high values to those in Saxony occur also in the Rhine-Main Plain, in the adjacent Rhine Plain to the south and in smaller areas on the middle course of the River Main.

The map illustrates clearly the changing potential evapotranspiration amounts with increasing elevation, especially in the upland regions. In the north German lowlands, the annual ET<sub>0</sub> total rises by 32 mm/a from sea level towards elevations of 100 m due to the changing influences of the distance to the coast and the terrain height. Between 100 and 700 m above sea level, it decreases on average by 14 mm/a per 100 m difference in altitude.

The computed grass reference evapotranspiration ET<sub>0</sub> is in good agreement with values measured by weighable lysimeters. Figure 1 shows a comparison of the evapotranspiration totals measured in the year 1990 at four lysimeter stations (from the German IHP/OHP Yearbook) and the computed values. Both series are added up in monthly steps as annual sums. In the same manner, the associated precipitation amounts are shown as columns.

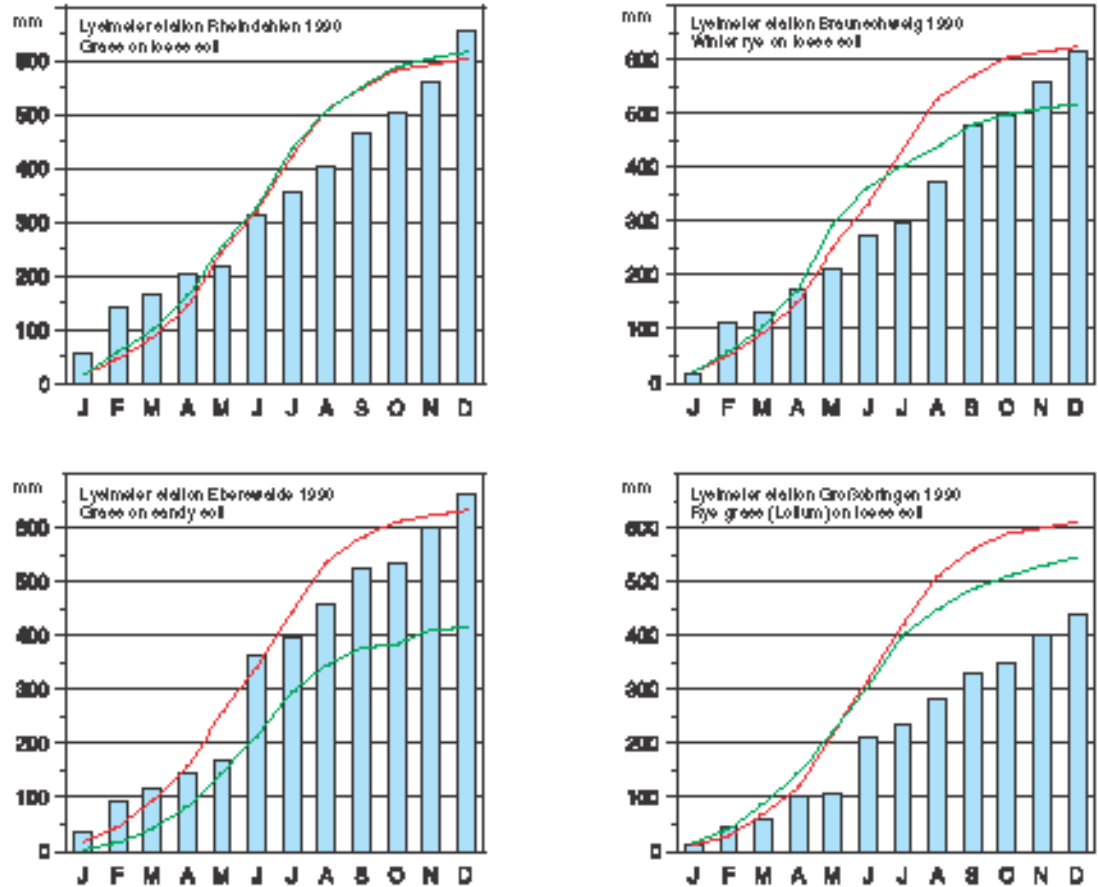


Fig. 1 Monthly totals of grass reference crop evapotranspiration ET<sub>0</sub> (red lines) in comparison with measured actual evapotranspiration totals (green lines) and precipitation totals (columns) at four lysimeter stations

At Mönchengladbach-Rheindalen, a site with loess soil and accordingly high water-storage capacity, the grass stock had an unrestricted supply of water during the year 1990 with its even water balance. In all months, actual and potential evapotranspiration depths were nearly identical. At Braunschweig with similar soil and a stand of winter rye, both curves run nearly parallel until June. The taller cereal plants transpire for a time a little bit more than a short grass stand. In August the rye is harvested and the lysimeter records only the much lower evaporation from the bare soil. Also at Großobringen near Weimar, a loess site with little rainfall, the measured actual evapotranspiration of a fodder grass stand coincides with the computed ET<sub>0</sub> until July. Only from August onwards with a beginning water shortage did the actual evapotranspiration drop below the potential one. The difference between precipitation total and evapotranspiration total during the individual year is compensated by the soil storage. Eberswalde, in contrast, has sandy soil with very low storage capacity. The actual evapotranspiration of a grass cover is already from March onwards markedly lower than ET<sub>0</sub> with a difference of about 50 % in the annual evapotranspiration totals.

If the precipitation depths P are included in the interpretation of the map of the grass reference evapotranspiration depth ET<sub>0</sub>, then the climatic water balance KWB = P - ET<sub>0</sub> of different regions can be established (cf. Maps 2.5 "Mean Annual Corrected Precipitation Depths" and 2.14 "Climatic Water Balance"). However, the values of precipitation and evapotranspiration read from the map give only rough estimates. More exact data may be obtained from the databases of the Deutscher Wetterdienst (DWD, German Meteorological Service) that served as basis for the maps. Nevertheless, it is possible to identify, for example, where dry regions lie, like those in the lee of the Harz Mountains, or areas where surpluses may be found.

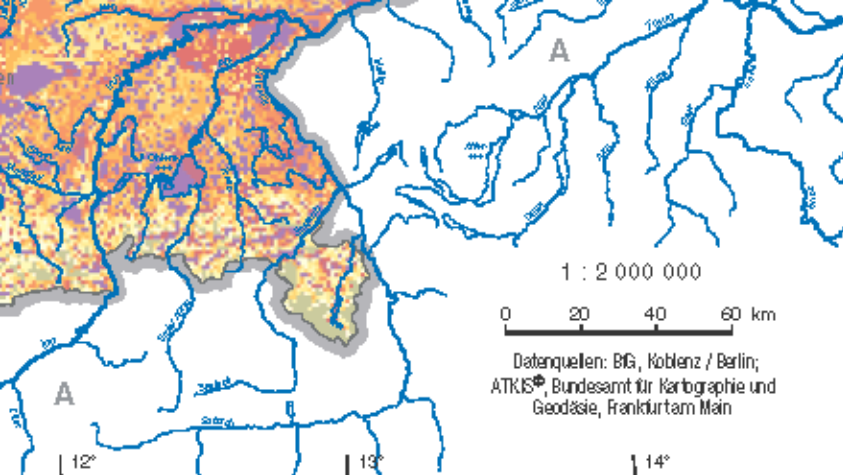
Practical Information

Compared to the grass reference evapotranspiration depths ET<sub>0</sub> shown in Map 2.12, the potential evaporation values obtained by older methods are usually too high. The totals computed by the Haude method are on average 8 % higher. As Table A on Map 2.12 and Figure 1 show, higher crop stands have more intensive evapotranspiration than ET<sub>0</sub> (valid for a grass stand 12 cm high). A cereal stand grown to a height of 80 cm would evaporate and transpire about 22 % more than ET<sub>0</sub>. How the factors are to be applied in each case according to the prevailing land use, the height of crop stands and the portion of interception evaporation for computing the actual evapotranspiration from the potential one must be decided in each individual case. Here, only first hints are given for the use of the map of potential evaporation depths for specific forms of land uses.

Besides the mean annual evapotranspiration totals, their distribution over the months is also of interest (Table B on Map 2.12). The regional differences are less pronounced here than in the case of precipitation. For representative stations in areas dominated by different precipitation types (cf. cover text on Maps 2.3 and 2.4 "Mean Precipitation Depths of the Hydrological Half Years") the differences in the portions of the monthly evapotranspiration depths are merely 1 to 2 %. For a rough estimate of the monthly portions of potential evapotranspiration totals the averages given in Table B should be sufficient.

More detailed and use-oriented information is given in the DVWK Bulletin on Water Resources Management Nr 238/1996 "Determination of evaporation from land and water surfaces", which may also be helpful in combination with the map on potential evapotranspiration.





## HYDROLOGISCHER ATLAS VON DEUTSCHLAND

Herausgegeben vom Bundesministerium für Umwelt,  
Naturschutz und Reaktorsicherheit

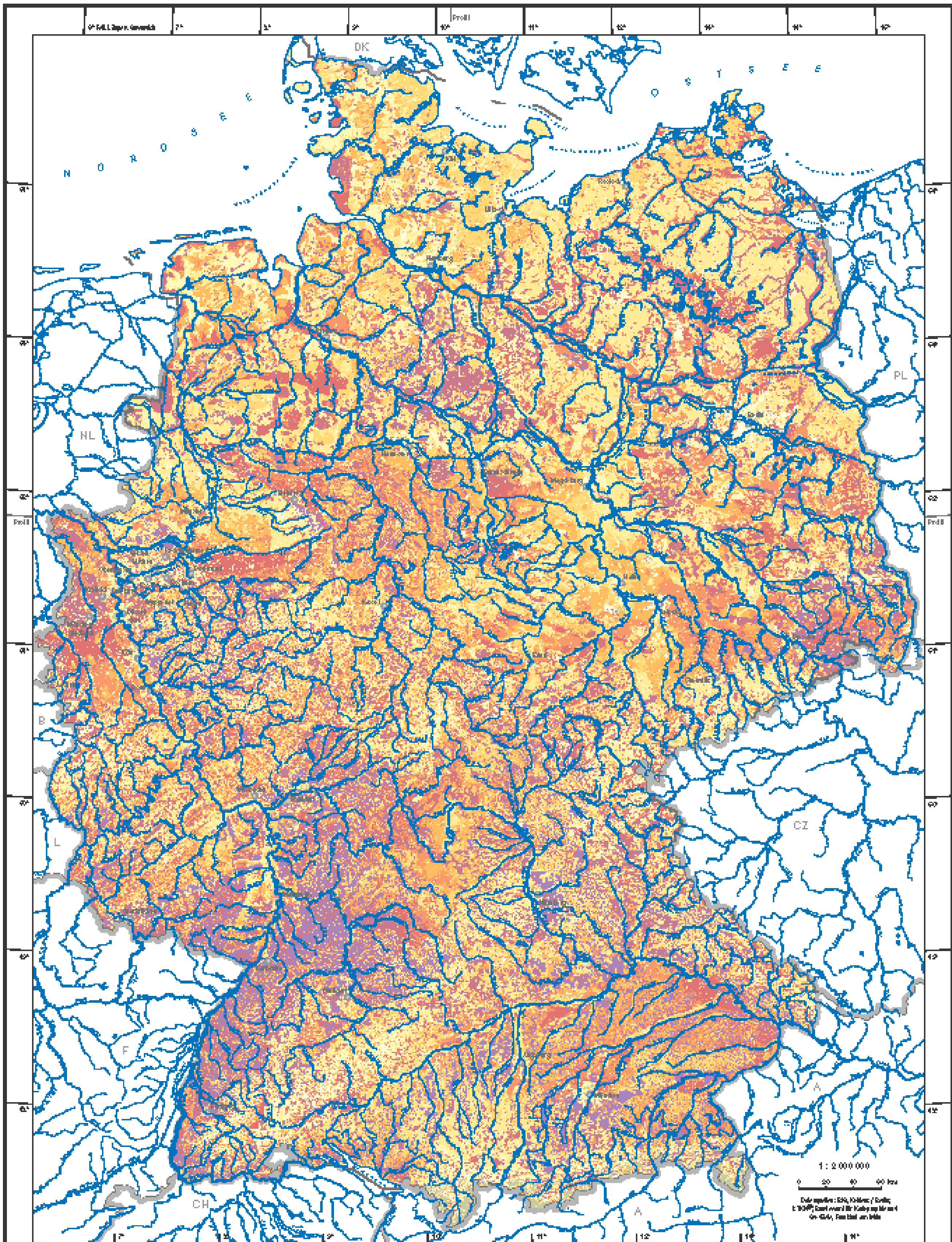
### 2.13 Mittlere jährliche tatsächliche Verdunstungshöhe

Autoren: G. Glugla, P. Jankiewicz, C. Rachimow, K. Lojek, P. Krahe  
Bundesanstalt für Gewässerkunde, Berlin / Koblenz  
W. Neubert, A. Klämt  
Deutscher Wetterdienst, Geschäftsfeld Hydrometeorologie, Berlin

Wissenschaftliche Beratung: H. Bartels, T. Günther (DWD), H. Vierhuff (BGR),  
Ch. Leibundgut, F.-J. Kern (IHF), H.-J. Liebscher, R. Busskamp (BfG)

Kartographie: Institut für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br. (J. Strub)





Mittlere jährliche tatsächliche  
Verdunstungshöhe in mm:



## HYDROLOGISCHER ATLAS VON DEUTSCHLAND

Herausgegeben vom Bundesamt für Umwelt, Naturschutz und Bauklimatforschung

### 2.13 Mittlere jährliche tatsächliche Verdunstungshöhe

**Autoren:** G. Götting, P. Köhnen, G. Köhnen, K. Löffel, P. Köhnen  
Datenquelle: DWD, Köhnen / Böhm  
W. Neubert, J. Hübner  
Daten für die Karte: DWD, Köhnen / Böhm

**Wissenschaftliche Begleitung:** H. Köhnen, T. Köhnen (DWD), H. Köhnen (DWD),  
Ch. Köhnen, K. Köhnen (DWD), H. Köhnen, K. Köhnen (DWD)

**Kartographie:** Institut für Kartographie, Universität Bonn, Dr. G. Köhnen



## 2.13 Mittlere jährliche tatsächliche Verdunstungshöhe

Die Wasserhaushaltsgrößen Niederschlag und Verdunstung stehen in enger Wechselbeziehung zueinander. Die Wasserzufuhr durch den Niederschlag ermöglicht den Verdunstungsvorgang, der aufgrund des Energieangebots angeregt wird. Im Gegensatz zum Niederschlag erfolgt dieser Vorgang kontinuierlich und wird vom Tagesrhythmus (Temperatur, Strahlung) beeinflusst. Das verdunstete Wasser kann durch Konvektion in höhere Schichten der Atmosphäre transportiert werden, in denen es zur Wolkenbildung beiträgt, was Voraussetzung für die Niederschlagsentstehung ist. Der Verdunstungsprozess stellt somit eine notwendige Voraussetzung für den Erhalt des Wasserkreislaufs dar.

Die Verdunstung lässt sich im Gegensatz zum Niederschlag nur mit großem messtechnischen Aufwand erfassen. Wägbare Lysimeter stellen eine der wenigen Möglichkeiten dar, die Verdunstung für verschiedene Bodenarten und bestimmte Landnutzungen (zum Beispiel landwirtschaftliche Kulturen) kontinuierlich bzw. als Tageswert in mm/d ausreichend genau und vor allem direkt zu ermitteln. Für Waldflächen liefern nicht wägbare Lysimeter vieljährige Mittelwerte der Verdunstung als Jahressumme in mm/a. Alle diese Messungen müssen aufgrund ihrer Komplexität auf einige wenige Versuchstationen beschränkt bleiben. Indirekte meteorologische Verfahren, zu denen auch die Bestimmung der Gras-Referenzverdunstung (Atlas Tafel 2.12) zählt, basieren auf Energie- und Wasserbilanzbetrachtungen, wobei der Zusammenhang zwischen den direkt zu messenden meteorologischen Parametern und dem Verdunstungswärmestrom bzw. dem Wasserdampftransport in der bodennahen Luftschicht berücksichtigt wird. Zur flächendeckenden Bestimmung mittlerer Jahressummen der tatsächlichen Verdunstungshöhe ist die Übertragung der gewonnenen Ergebnisse vom Standort auf Gebiete ähnlicher Gebietseigenschaften erforderlich.

Über mehrere Jahre betrachtet bestimmt die Differenz der beiden Größen *Niederschlag* (Atlas Tafel 2.5) und *Verdunstung* das Volumen des wasserwirtschaftlich maximal zur Verfügung stehenden Wassers, den *Gesamtanfluss* (Atlas Tafel 3.5).

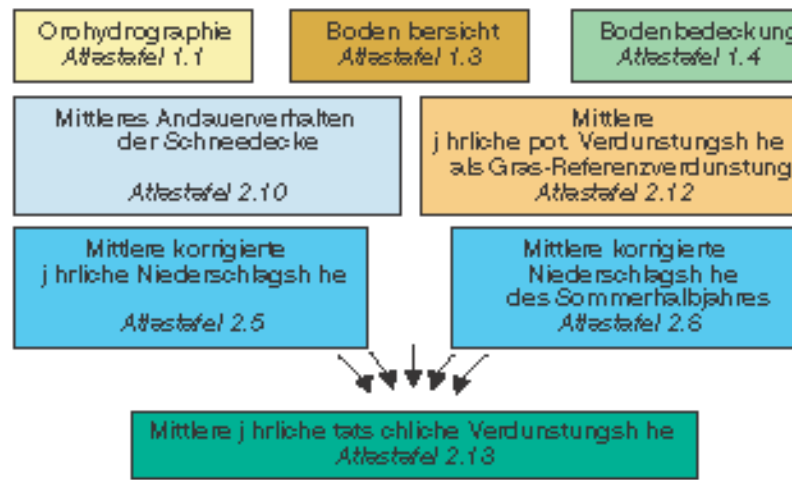


Abb. 2 Nutzung von HAD-Karten zur Ermittlung der mittleren jährlichen tatsächlichen Verdunstungshöhe

Wasseroberflächentemperatur bzw. Verdunstungshöhe sind von den meteorologischen Bedingungen und darüber hinaus von gewässerspezifischen Parametern abhängig, wie Gewassertiefe und Windexposition sowie ggf. von einer anthropogenen thermischen Belastung. Die in Karte 2.13 enthaltenen mittleren Jahreswerte der Gewässerverdunstung wurden unter der vereinfachenden Annahme einer mittleren Gewassertiefe von 6 m und einer ausreichend ventilierten Wasseroberfläche berechnet.

Für Ackerflächen auf sandigen Böden, wie z. B. für die Bewässerungsflächen östlich von Magdeburg (ACHTNER 1980), wird abhängig vom Verhältnis Sommer-/Jahresniederschlag eine vom Sommer-niederschlag abhängige Feldberechnung angenommen.

Abbildung 2 zeigt, welche Kartengrundlagen und Informationen des HAD in das Verfahren eingeflossen sind. Es wird deutlich, wie eng die maßgeblichen Parameter und hydrometeorologischen Größen miteinander verknüpft sind.

Über einen Vergleich der aus der Differenz ( $P_{\text{kor}} - ET_a$ ) berechneten Abflüsse mit gemessenen Abflüssen in Einzugsgebieten (Atlas Tafel 3.5 „Mittlere jährliche Abflusshöhe“) erfolgte eine Validierung der Werte für die tatsächliche Verdunstungshöhe.

### Zur Kartendarstellung

Karte 2.13 zeigt die mittlere jährliche tatsächliche Verdunstungshöhe der Zeitreihe 1961–1990 auf Rasterfeldbasis in der Auflösung 1 km<sup>2</sup>. Für Deutschland ergibt sich eine mittlere Verdunstungshöhe von 532 mm/a. Die Legende entspricht der in Karte 2.12 (Gras-Referenzverdunstung) mit Klassenbreiten von 50 mm/a, bzw. 25 mm/a für den Bereich zwischen 500 und 600 mm/a. Die tatsächliche Verdunstungshöhe ist wesentlich stärker differenziert als die Gras-Referenzverdunstung. Sie wird außer vom Niederschlag und von dem in der Gras-Referenzverdunstung ausgedrückten Verdunstungsanspruch der Atmosphäre im wesentlichen von den Boden- und Landnutzungsgegebenheiten bestimmt, die eine ausgeprägtere Variabilität aufweisen.

Die Werte der tatsächlichen Verdunstungshöhe liegen in den städtischen Gebieten und den höheren Lagen von Erzgebirge, Alpen und weiteren Mittelgebirgsgebieten unter 350 mm/a, vor allem in der Oberrheinebene und in Gebieten mit flurrahem Grundwasserstand dagegen über 700 mm/a. Städtische Gebiete weisen infolge ausgedehnter versiegelter Flächen mit geringer Wasserspeicherkapazität geringe Werte der tatsächlichen Verdunstung auf, so dass außer den Großstädten Berlin, Hamburg, München und dem Ruhrgebiet auch kleinere Städte wie Rostock oder Münster erkennbar sind. Gewässeroberflächen heben sich dagegen deutlich durch entsprechend höhere Verdunstung ab.

Die Abbildungen 4 und 5 zeigen West-Ost- bzw. Nord-Süd-Schnitte für Rasterzellen der mittleren tatsächlichen Verdunstungshöhe, deren Schnittpunkt im Gipfel des Harzes liegt. Entsprechend der hohen Variabilität der Landnutzung treten größere Schwankungen der Verdunstung im Vergleich zum Niederschlag (Abb. 1 und 2 in Atlas Tafel 2.2) auf, das heißt, die klimatischen Unterschiede haben gegenüber den regional wechselnden Einflüssen untergeordnete Bedeutung. Die Kurven der Gras-Referenzverdunstung spiegeln diese klimatischen Einflüsse wider, die durch die Bodenbedeckung und den Boden modifiziert werden.

So sind versiegelte Flächen grundsätzlich durch Minima der tatsächlichen Verdunstungshöhe zu erkennen, die sich eindeutig den jeweiligen Ortschaften zuordnen lassen. Dabei sind Industriegebiete und Flugplätze aufgrund ihres hohen Versiegelungsgrades durch die niedrigsten Werte gekennzeichnet. In Waldgebieten wird die Gras-Referenzverdunstung überschritten, wobei Boden, Höhenlage und Waldtyp den Absolutwert der tatsächlichen Verdunstung bestimmen. Einzelne Rasterfelder weisen durch überdurchschnittliche Werte der tatsächlichen Verdunstung auf Gewässeroberflächen hin. Bei der Zusammenfassung gleichartiger Flächeneinheiten ergeben sich in Deutschland mittlere Werte der tatsächlichen Verdunstungshöhe wie sie in Abbildung 3 wiedergegeben sind. Hieran wird deutlich, welchen hohen Einfluss die Landnutzung auf die Verdunstung hat, modifiziert durch die Eigenschaften des Bodens. Bindige Böden führen bei vegetationsbedeckten Flächen zu einer Erhöhung der Verdunstung um 20 bis 30 mm/a. Der geringe Wert für versiegelte Flächen macht deutlich, wie wichtig die Einbeziehung der Verdunstungsbetrachtung in landschaftsplanerische Maßnahmen ist.

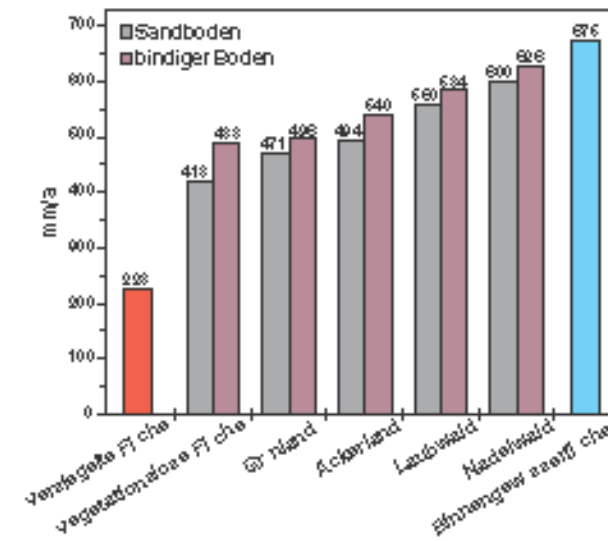


Abb. 3 Tatsächliche Verdunstungshöhen verschiedener Bodenbedeckungen auf unterschiedlichen Böden

So sind versiegelte Flächen grundsätzlich durch Minima der tatsächlichen Verdunstungshöhe zu erkennen, die sich eindeutig den jeweiligen Ortschaften zuordnen lassen. Dabei sind Industriegebiete und Flugplätze aufgrund ihres hohen Versiegelungsgrades durch die niedrigsten Werte gekennzeichnet. In Waldgebieten wird die Gras-Referenzverdunstung überschritten, wobei Boden, Höhenlage und Waldtyp den Absolutwert der tatsächlichen Verdunstung bestimmen. Einzelne Rasterfelder weisen durch überdurchschnittliche Werte der tatsächlichen Verdunstung auf Gewässeroberflächen hin. Bei der Zusammenfassung gleichartiger Flächeneinheiten ergeben sich in Deutschland mittlere Werte der tatsächlichen Verdunstungshöhe wie sie in Abbildung 3 wiedergegeben sind. Hieran wird deutlich, welchen hohen Einfluss die Landnutzung auf die Verdunstung hat, modifiziert durch die Eigenschaften des Bodens. Bindige Böden führen bei vegetationsbedeckten Flächen zu einer Erhöhung der Verdunstung um 20 bis 30 mm/a. Der geringe Wert für versiegelte Flächen macht deutlich, wie wichtig die Einbeziehung der Verdunstungsbetrachtung in landschaftsplanerische Maßnahmen ist.

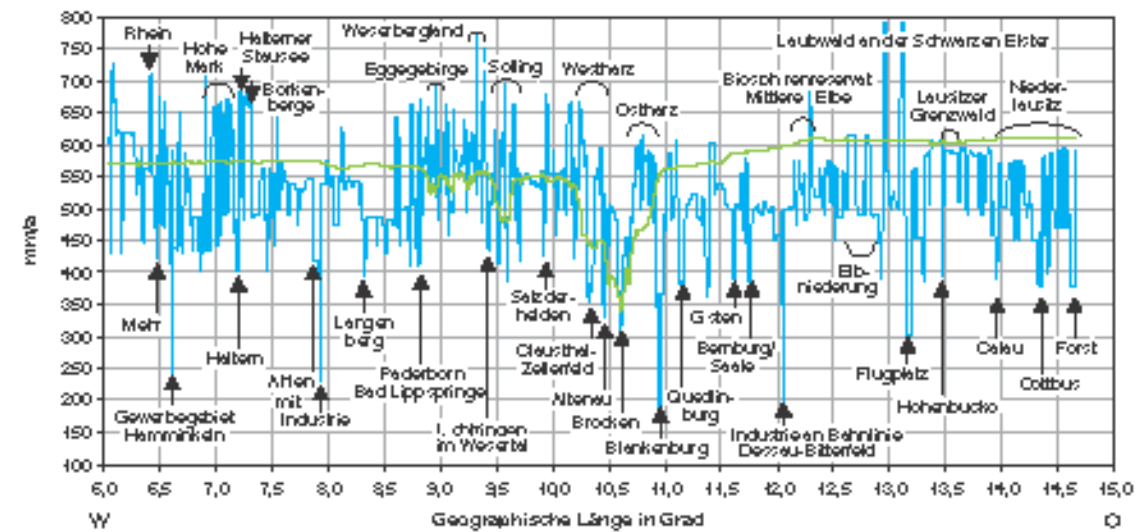


Abb. 4 West-Ost-Schnitt mittlerer jährlicher Werte der tatsächlichen Verdunstung (—) und der Gras-Referenzverdunstung (—) 1961–1990 in 51° 50' nördlicher Breite

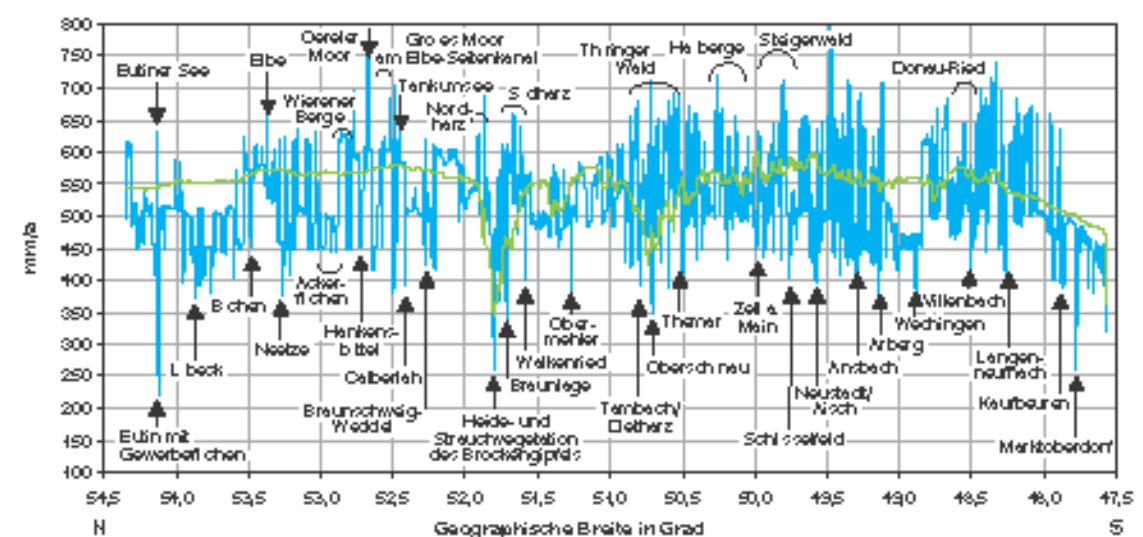


Abb. 5 Nord-Süd-Schnitt mittlerer jährlicher Werte der tatsächlichen Verdunstung (—) und der Gras-Referenzverdunstung (—) 1961–1990 in 10° 10' östlicher Länge

### Zur Methodik

Zur Bestimmung mittlerer Jahressummen der tatsächlichen Verdunstungshöhe hat sich das Bagrov-Verfahren für die gegebenen Klimabedingungen in Deutschland als allgemein anwendbar erwiesen (GLUGLA & MÜLLER 1997). Hierbei werden mittlere jährliche Werte der Größen *korrigierter Niederschlag*  $P_{\text{kor}}$ , *maximale Landnutzungsabhängige Verdunstung*  $ET_{\text{max}}$  und *tatsächliche Verdunstung*  $ET_a$  miteinander verknüpft (Abb. 1).

Das von GLUGLA et al. (2001) modifizierte Verfahren BAGLUVA genügt den Grenzbedingungen für aride und humide Verhältnisse:

$$ET_a \rightarrow P_{\text{kor}} \quad \text{falls } P_{\text{kor}} \rightarrow 0 \quad \text{begrenzende Wasserverfügbarkeit}$$
$$ET_a \rightarrow ET_{\text{max}} \quad \text{falls } P_{\text{kor}} \rightarrow \infty \quad \text{bzw. } ET_{\text{max}} \rightarrow 0 \quad \text{begrenzende Energieverfügbarkeit}$$

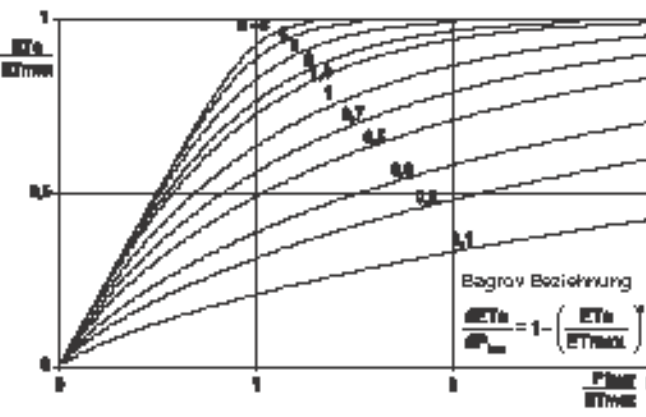


Abb. 1 Die Bagrov-Beziehung (BAGROV 1953)

	Bagrov-Parameter n	
	sandige Böden $q_{\text{FR}} = 12 \%$	bindige Böden $q_{\text{FR}} = 20 \%$
versiegelte Fläche	0,16	
vegetationslose Fläche	0,53	1,02
Grünland	0,91	1,37
Ackerland	1,16	2,10
Laubwald 50/100 Jahre	1,94/2,21	2,04/2,22
Nadelwald 20/30 Jahre	2,00/3,75	2,01/3,77

Der Bagrov-Parameter  $n$  kennzeichnet insbesondere die Ausnutzung der Wasserspeichereigenschaften des Bodens und wurde anhand umfangreicher Lysimeterauswertungen als Funktion von Bodenart und Landnutzung quantifiziert. Die abgeleiteten Beziehungsgleichungen ermöglichen es, unter Verwendung einer nutzungsdifferenzierten Bodenübersichtskarte im Maßstab 1 : 1 000 000, die auch für die Atlas Tafeln 4.1 bis 4.4 und 1.3 als Datengrundlage diente, sowie den Angaben zur Bodenbedeckung (Atlas Tafel 1.4) den entsprechenden Wert für  $n$  festzulegen.

Durch Verwendung der maximalen Verdunstung werden weitere Eigenschaften der Landnutzung und des Bodens berücksichtigt. Hierfür wird die in Atlas Tafel 2.12 dargestellte *Gras-Referenzverdunstung*  $ET_0$  als Bezugsgröße genutzt, um die unter den jeweiligen Klimabedingungen bei ausreichender Wasserversorgung maximale Verdunstung für verschiedene Bodenbedeckungsklassen (versiegelte Flächen, vegetationslose Flächen, Grünland, Acker, Laubwald, Nadelwald) zu bestimmen:

$$ET_{\text{max}} = f \cdot f_k \cdot ET_0 \quad (\text{in mm/a}) \quad (1)$$

Der Faktor  $f$  wird ebenfalls auf die Bodeneigenschaften in Abhängigkeit von der Landnutzung zurückgeführt und basiert auf der Auswertung vieljähriger Messungen mit Lysimetern in Deutschland, bei denen eine ausreichende Wasserversorgung gegeben war (z. B. Boden aus tiefgründigem Löss). Der Faktor  $f_k$  gibt die Modifikation der Verdunstung durch die unterschiedliche Hangneigung und Exposition wieder, die aus den Höhenangaben der Atlas Tafel 1.1 „Orohydrographie“ abgeleitet worden sind.

Die tatsächliche Verdunstungshöhe wird für die in der Atlas Tafel 1.4 „Bodenbedeckung“ klassifizierten Einheiten anteilmäßig aus der jeweils anhand der Bagrov-Beziehung (Abb. 1) berechneten Verdunstung  $ET_a$  für die sechs oben genannten Klassen zusammengesetzt (z. B. wird die Einheit 1.4.1 „Städtische Grünflächen“ mit 50 % Grünland und 50 % Laubwald wiedergegeben) und gilt für schneefreie Zeiten im Jahr.

Zeiten, in denen die Flächen schneefreig sind, tragen abhängig von der Jahreszeit unterschiedlich zur Gesamtverdunstung bei. Die in Atlas Tafel 2.10 „Mittleres Andauerverhalten der Schneedecke“ auf den Karten A bis D dargestellten Parameter werden genutzt, um diesen Zeitraum im Jahr abzuschätzen, für den die in Tabelle 1 aufgeführten Werte der Verdunstung anzusetzen sind. Dabei ist zu beachten, dass regional- und standortbedingte Faktoren Abweichungen von den genannten Angaben hervorrufen können.

Tab. 1 Mittlere Schneeverdunstung einer geschlossenen Schneedecke (RACHNER 1999)

Monat	Sep	Okt	Nov	Dez	Jan	Feb	März	Apr	Mai
Schneeverdunstung [mm/d]	0,20	0,10	0,05	0,00	0,06	0,16	0,30	0,30	0,30

Die Berechnung der Verdunstungshöhen von Binnengewässeroberflächen erfolgt nach einem Modellkonzept von RICHTER (in DVWK 1996), das eine Verdunstungsformel vom Dalton-Typ (Gl. 2) mit einem Modell zur Berechnung der Gewässeroberflächentemperatur als erforderlicher Eingangsgröße zur Berechnung des Dampfdruckgradienten an der Wasseroberfläche verknüpft.

$$E_w = a \cdot (e_s(T_{w,o}) - e) + b \quad (\text{in mm/d}) \quad (2)$$

Hierin sind  $E_w$  der Verdunstungsverlust des Gewässers,  $e_s(T_{w,o})$  der Sättigungsdampfdruck bei der Temperatur  $T_{w,o}$  der Wasseroberfläche und  $e$  der Dampfdruck der Luft. Die Werte der Koeffizienten  $a$  und  $b$  wurden auf der Grundlage vieljähriger Messreihen der Verdunstungshöhe von verschiedenen Gewässertypen ermittelt.



## 2.13 Mean Annual Actual Evapotranspiration Depth

Precipitation and evaporation are closely interrelated factors in the hydrologic balance. The water supplied by precipitation enables the evaporation process to take place, which is stimulated by the energy budget. In contrast to precipitation, this process is ongoing and is influenced by the daily rhythm (temperature, radiation). The evaporated water can be transported by means of convection to higher atmospheric layers, where it initializes cloud formation, which are a precondition for precipitation generation. Thus, the evaporation process is necessary to maintain the water cycle.

Unlike precipitation, it takes a great deal of effort to measure evapotranspiration. Weighable lysimeters are one of the few possibilities to determine the evapotranspiration depth for different types of soil and certain types of land use (e.g. crops) constantly and as a daily value to a sufficiently precise degree in mm/d and, above all, immediately. In forest areas, non-weighable lysimeters provide multi-year mean evapotranspiration values as an annual total in mm/a. Due to their complexity, all of these measurements have to be restricted to just a few experiment stations. Indirect meteorological procedures, including the calculation of the grass reference evapotranspiration (Map 2.12), are based on energy- and water-balance equations with the link between the meteorological parameters, which have to be measured directly, and the evaporative heat flux or water-vapour transport in the boundary layer taken into account. In order to calculate mean annual totals for the actual evapotranspiration depth throughout the country, the findings from the site have to be applied to areas with similar characteristics.

Viewed over several years, the difference between the factors of *precipitation* (Map 2.5) and *evaporation* determines the maximum volume of water available for water supply and distribution, the *total runoff* (Map 3.5).

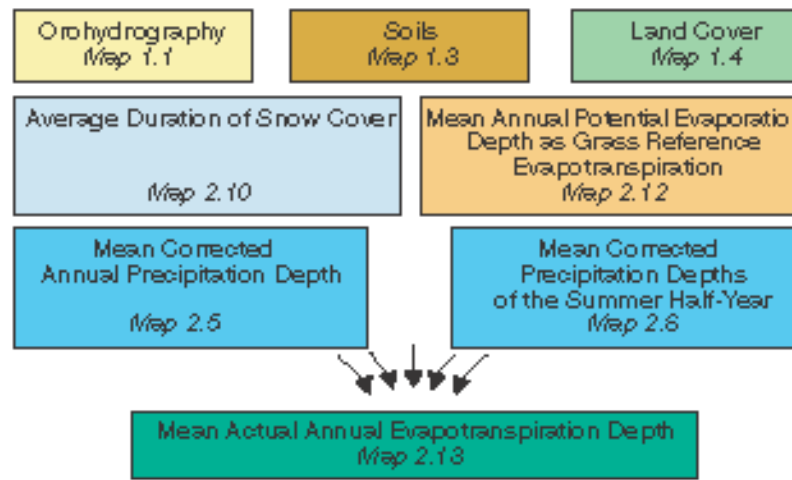


Fig. 2 Use of HAD-Maps to calculate the mean annual depth of actual evapotranspiration

Figure 2 shows the HAD Maps and informations which were used in the procedure calculating actual evapotranspiration depths. This demonstrates the close connection between the key parameters and hydrometeorological factors.

The actual evapotranspiration depths were validated by comparing the runoff calculated on the basis of ( $P_{\text{corr}} - ET_a$ ) with runoff measured in catchment areas (Map 3.5 "Mean Annual Runoff Depth").

### Map Structures

Map 2.13 shows the *mean annual actual evapotranspiration depth* in the time series 1961–1990 in the form of a gridded structure with a resolution of 1 km<sup>2</sup>. The mean evapotranspiration depth for Germany is thus 532 mm/a. The key is the same as for Map 2.12 (grass reference evapotranspiration) with class amplitudes of 50 mm/a resp. 25 mm/a for the range 500 to 600 mm/a. This illustrates

that the actual evapotranspiration depth varies more from location to location than the grass reference evapotranspiration. Apart from precipitation and the evapotranspiration required by the atmosphere as expressed by the grass reference evapotranspiration, the actual evapotranspiration depth is largely determined by soil and land-use factors, which vary much more.

The actual evapotranspiration values are below 350 mm/a in urban areas and the higher locations in the Alps, the Erzgebirge mountains and other upland regions, and above 700 mm/a primarily in the Oberrheinebene (Upper Rhine plain) and in areas with a groundwater level close to land surface. Due to their extensive impermeable areas with low water-storage capacity, urban areas' actual-evaporation values are low which means that, apart from the cities of Berlin, Hamburg and Munich and the Ruhr district, smaller towns such as Rostock or Münster also record low actual evaporation. Lakes, on the other hand, stand out for their higher depth of evaporation.

Figures 4 and 5 show west/east and north/south sections respectively for grid cells indicating the mean actual evapotranspiration depth; the sections cross at the summit of the Harz Mountains. In line with the extreme variability of land cover, evapotranspiration fluctuates much more significantly than precipitation (Fig. 1 and 2 in Map 2.2), i.e. the climatic differences are of less importance than the influences which differ from region to region. The grass reference evapotranspiration curves reflect the climatic influences, which are modified by the land cover and the soil.

Impermeable areas can therefore always be identified by their minimal depths of actual evapotranspiration, which can be clearly assigned to a specific place. Due to their high degree of sealing, industrial areas and airfields have the lowest values. In forest areas, the grass reference evapotranspiration is exceeded though the soil, altitude and type of forest determine the absolute value of actual evapotranspiration. The above-average actual evapotranspiration values in some of the grid cells point to the presence of water sheets.

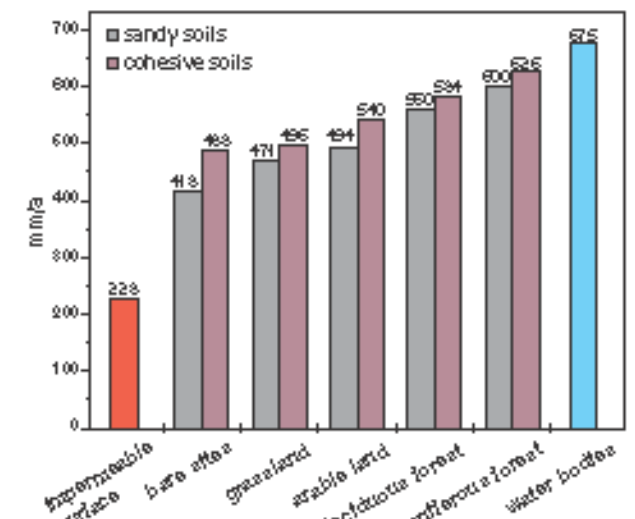


Fig. 3 Actual evapotranspiration depth of various types of land cover on different soils

Figure 3 shows the mean actual evapotranspiration values in Germany based on a combination of similar units of area. This clearly shows the considerable influence of land cover on evapotranspiration, modified by the soil properties. In areas covered with vegetation, cohesive soils increase evapotranspiration by 20 to 30 mm/a. The low value for impermeable areas illustrates the importance of considering the evapotranspiration when devising land-use plans.

### Methodology

The Bagrov method has proven generally usable for determining the mean annual totals for the actual evapotranspiration depth in the climatic conditions prevalent in Germany (GLUGLA & MÜLLER 1997). This method combines mean annual values for the factors *corrected precipitation*  $P_{\text{corr}}$ , *maximum evapotranspiration based on land use*  $ET_{\text{max}}$  and *actual evapotranspiration*  $ET_a$  (Fig. 1).

The modified BAGLUVA method, developed by GLUGLA et al. (2001) fulfils the boundary conditions for arid and humid regions:

$$ET_a \rightarrow P_{\text{corr}} \quad \text{if } P_{\text{corr}} \rightarrow 0 \quad \text{limiting water availability} \\ ET_a \rightarrow ET_{\text{max}} \quad \text{if } P_{\text{corr}} \rightarrow \infty \text{ or } ET_{\text{max}} \rightarrow 0 \quad \text{limiting energy availability}$$

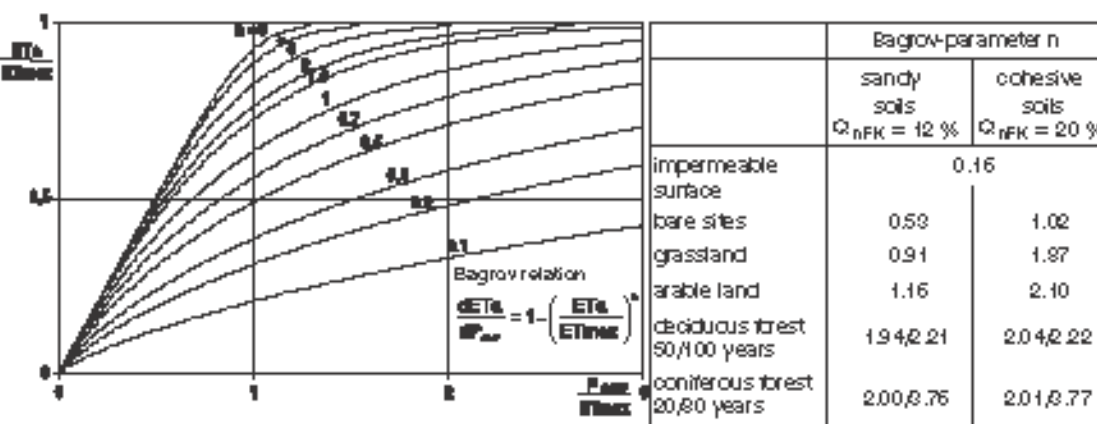


Fig. 1 Bagrov-relation (Bagrov 1953)

The Bagrov parameter  $n$  describes, in particular, the utilisation of the soil's water-storage properties and was quantified as a function of soil type and land-use type on the basis of extensive lysimeter evaluations. The regression equations derived allow to calculate  $n$  using a soil map (scale 1 : 1 000 000) showing also the different types of land use, and which served as the basis for the Maps 4.1 to 4.4 and 1.3, plus the land cover data (Map 1.4).

Additional land-use characteristics and soil properties can be considered taking into account the maximum evapotranspiration. For this purpose, the *grass reference evapotranspiration*  $ET_0$  in Map 2.12 is used as a reference in order to calculate the maximum evapotranspiration for various soil-covering categories (impermeable areas, areas without vegetation, grassland, arable land, deciduous and coniferous forest) in the various climatic conditions when the water supply is adequate:

$$ET_{\text{max}} = f \cdot f_K \cdot ET_0 \quad (\text{in mm/a}) \quad (1)$$

Factor  $f$  is also based on the soil properties modified by land use and stems from the evaluation of multi-year measurements in Germany using lysimeters, where the water supply was sufficient (e.g. deep soil from loess). Factor  $f_K$  indicates the modification of the evapotranspiration due to the different slope inclinations and exposure as derived from the altitude data in Map 1.1 "Orohydrography".

The actual evapotranspiration depth is composed proportionately for the units classified in Map 1.4 "Land Cover" on the basis of the evapotranspiration  $ET_a$  calculated using the Bagrov equation (Fig. 1) for the six above-mentioned classes (e.g. unit 1.4.1 "green urban areas" is given as 50 % grassland and 50 % deciduous forest) and relates to snow-free periods.

Depending on the season, periods during which the areas are covered with snow contribute to the total evaporation to differing degrees. The parameters shown in maps A to D in Map 2.10 "Average Duration of Snow Cover" are used to estimate this period over the year in which the evaporation values given in Table 1 are assumed. It should be borne in mind that regional and local factors can cause the evaporation to differ from these values.

Table 1 Average evaporation from compact snow cover (RÄCHNER 1999)

month	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Feb	Mar	Apr	May
snow evaporation in mm	0.20	0.10	0.05	0.00	0.05	0.15	0.30	0.30	0.30

The evaporation depths of inland waters are calculated in accordance with a model invented by RICHTER (DVWK 1996), which combines a Dalton-type evaporation formula (Eq. 2) with a model for calculating the water-surface temperature in order to calculate the vapour-pressure gradient on the water surface.

$$E_w = a \cdot (e_s(T_{w,0}) - e) + b \quad (\text{in mm/d}) \quad (2)$$

where  $E_w$  is the evaporation loss from the waters,  $e_s(T_{w,0})$  the saturation vapour pressure at temperature  $T_{w,0}$  on the water surface and  $e$  the vapour pressure in the air. The values of coefficients  $a$  and  $b$  were calculated on the basis of multi-year series of observation data on the evaporation depth for various types of waters.

The water-surface temperature resp. evaporation depth depend on the meteorological conditions and, furthermore, waters-specific parameters, such as depth and wind exposure as well as, in some cases, anthropogenic thermal load. The mean annual values for evaporation of inland waters given in Map 2.13 were calculated based on the simplified assumption of a mean waters depth of 6 m and a sufficiently ventilated water surface.

For arable areas on sandy soil, e.g. the irrigated areas east of Magdeburg (ACHTMECH 1980), field irrigation is assumed dependent on the summer precipitation and the summer/annual precipitation ratio.

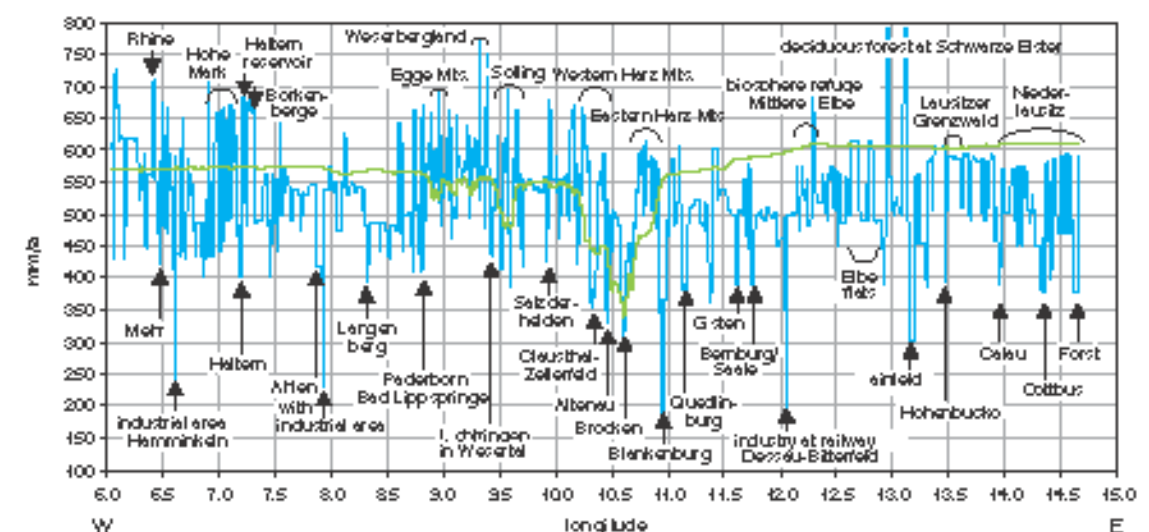


Fig. 4 West/east section of mean annual values of actual evapotranspiration (—) and grass reference evapotranspiration (—) 1961–1990 at latitude 51°50' north

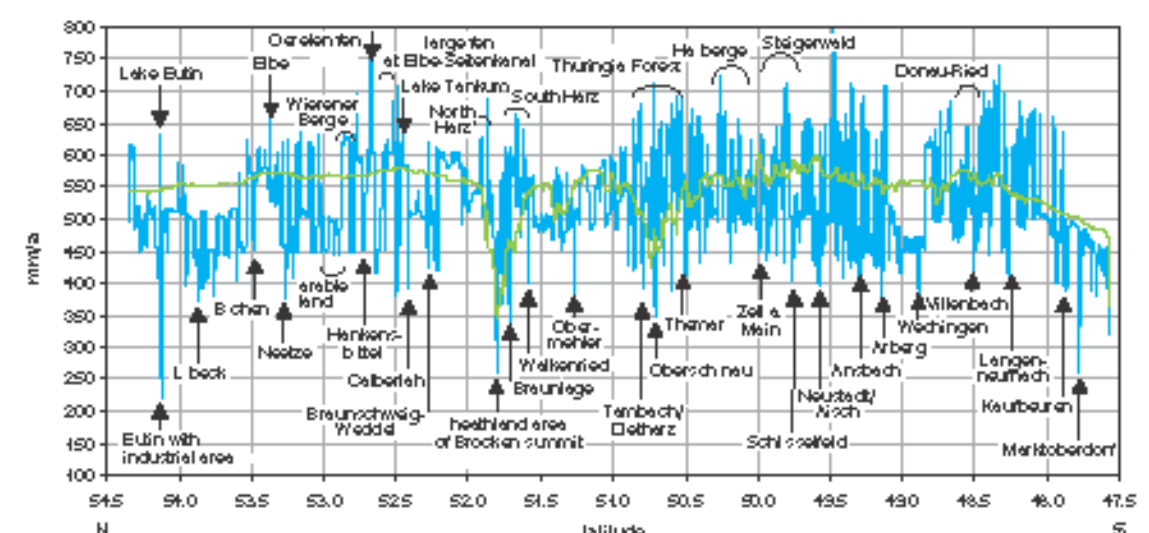
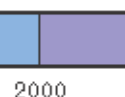
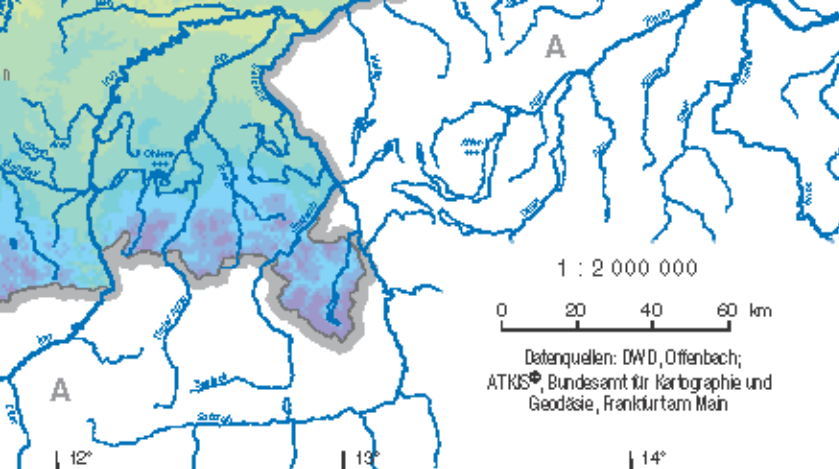


Fig. 5 North/south section of mean annual values of actual evapotranspiration (—) and grass reference evapotranspiration (—) 1961–1990 at longitude 10°10' east





## HYDROLOGISCHER ATLAS VON DEUTSCHLAND

Herausgegeben vom Bundesministerium für Umwelt,  
Naturschutz und Reaktorsicherheit

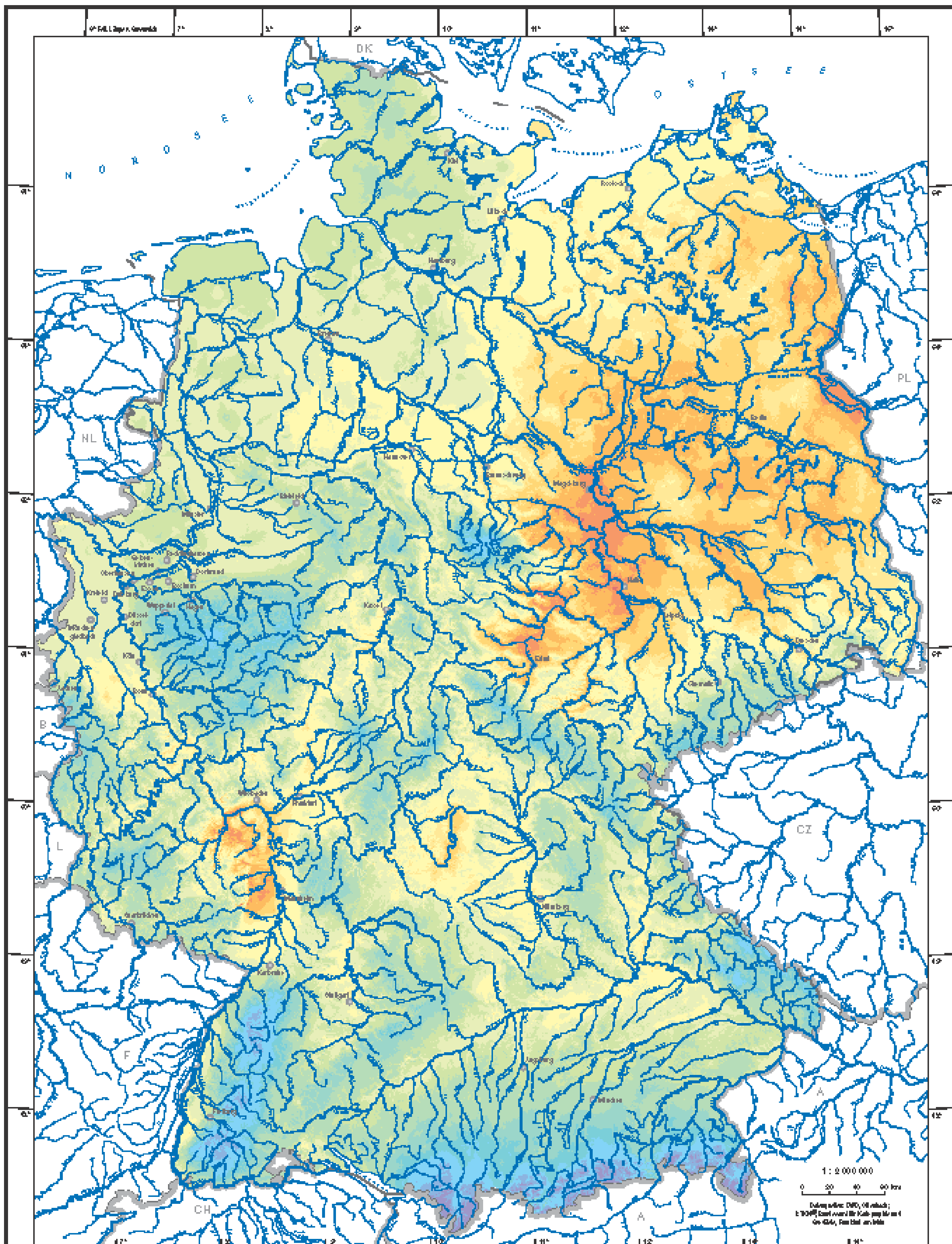
### 2.14 Mittlere jährliche klimatische Wasserbilanz

Autoren: A. Klämt, D. Schwanitz  
Deutscher Wetterdienst, Berlin  
Geschäftsfeld Hydrometeorologie

Wissenschaftliche Beratung: T. Günther, H. Bartels (DWD), Ch. Leibundgut (IHf),  
H.-J. Liebscher, R. Busskamp (BfG), H. Viehuff (BGR), F.-J. Kern (IHf)

Kartographie: Institut für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br. (J. Strub)





Wasserbilanz in mm:



# HYDROLOGISCHER ATLAS VON DEUTSCHLAND

Herausgegeben vom Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit

## 2.14 Mittlere jährliche klimatische Wasserbilanz

**Quellen:** A. 1982a, D. 1982a, D. 1982b, D. 1982c, D. 1982d, D. 1982e, D. 1982f, D. 1982g, D. 1982h, D. 1982i, D. 1982j, D. 1982k, D. 1982l, D. 1982m, D. 1982n, D. 1982o, D. 1982p, D. 1982q, D. 1982r, D. 1982s, D. 1982t, D. 1982u, D. 1982v, D. 1982w, D. 1982x, D. 1982y, D. 1982z, D. 1983a, D. 1983b, D. 1983c, D. 1983d, D. 1983e, D. 1983f, D. 1983g, D. 1983h, D. 1983i, D. 1983j, D. 1983k, D. 1983l, D. 1983m, D. 1983n, D. 1983o, D. 1983p, D. 1983q, D. 1983r, D. 1983s, D. 1983t, D. 1983u, D. 1983v, D. 1983w, D. 1983x, D. 1983y, D. 1983z, D. 1984a, D. 1984b, D. 1984c, D. 1984d, D. 1984e, D. 1984f, D. 1984g, D. 1984h, D. 1984i, D. 1984j, D. 1984k, D. 1984l, D. 1984m, D. 1984n, D. 1984o, D. 1984p, D. 1984q, D. 1984r, D. 1984s, D. 1984t, D. 1984u, D. 1984v, D. 1984w, D. 1984x, D. 1984y, D. 1984z, D. 1985a, D. 1985b, D. 1985c, D. 1985d, D. 1985e, D. 1985f, D. 1985g, D. 1985h, D. 1985i, D. 1985j, D. 1985k, D. 1985l, D. 1985m, D. 1985n, D. 1985o, D. 1985p, D. 1985q, D. 1985r, D. 1985s, D. 1985t, D. 1985u, D. 1985v, D. 1985w, D. 1985x, D. 1985y, D. 1985z, D. 1986a, D. 1986b, D. 1986c, D. 1986d, D. 1986e, D. 1986f, D. 1986g, D. 1986h, D. 1986i, D. 1986j, D. 1986k, D. 1986l, D. 1986m, D. 1986n, D. 1986o, D. 1986p, D. 1986q, D. 1986r, D. 1986s, D. 1986t, D. 1986u, D. 1986v, D. 1986w, D. 1986x, D. 1986y, D. 1986z, D. 1987a, D. 1987b, D. 1987c, D. 1987d, D. 1987e, D. 1987f, D. 1987g, D. 1987h, D. 1987i, D. 1987j, D. 1987k, D. 1987l, D. 1987m, D. 1987n, D. 1987o, D. 1987p, D. 1987q, D. 1987r, D. 1987s, D. 1987t, D. 1987u, D. 1987v, D. 1987w, D. 1987x, D. 1987y, D. 1987z, D. 1988a, D. 1988b, D. 1988c, D. 1988d, D. 1988e, D. 1988f, D. 1988g, D. 1988h, D. 1988i, D. 1988j, D. 1988k, D. 1988l, D. 1988m, D. 1988n, D. 1988o, D. 1988p, D. 1988q, D. 1988r, D. 1988s, D. 1988t, D. 1988u, D. 1988v, D. 1988w, D. 1988x, D. 1988y, D. 1988z, D. 1989a, D. 1989b, D. 1989c, D. 1989d, D. 1989e, D. 1989f, D. 1989g, D. 1989h, D. 1989i, D. 1989j, D. 1989k, D. 1989l, D. 1989m, D. 1989n, D. 1989o, D. 1989p, D. 1989q, D. 1989r, D. 1989s, D. 1989t, D. 1989u, D. 1989v, D. 1989w, D. 1989x, D. 1989y, D. 1989z, D. 1990a, D. 1990b, D. 1990c, D. 1990d, D. 1990e, D. 1990f, D. 1990g, D. 1990h, D. 1990i, D. 1990j, D. 1990k, D. 1990l, D. 1990m, D. 1990n, D. 1990o, D. 1990p, D. 1990q, D. 1990r, D. 1990s, D. 1990t, D. 1990u, D. 1990v, D. 1990w, D. 1990x, D. 1990y, D. 1990z, D. 1991a, D. 1991b, D. 1991c, D. 1991d, D. 1991e, D. 1991f, D. 1991g, D. 1991h, D. 1991i, D. 1991j, D. 1991k, D. 1991l, D. 1991m, D. 1991n, D. 1991o, D. 1991p, D. 1991q, D. 1991r, D. 1991s, D. 1991t, D. 1991u, D. 1991v, D. 1991w, D. 1991x, D. 1991y, D. 1991z, D. 1992a, D. 1992b, D. 1992c, D. 1992d, D. 1992e, D. 1992f, D. 1992g, D. 1992h, D. 1992i, D. 1992j, D. 1992k, D. 1992l, D. 1992m, D. 1992n, D. 1992o, D. 1992p, D. 1992q, D. 1992r, D. 1992s, D. 1992t, D. 1992u, D. 1992v, D. 1992w, D. 1992x, D. 1992y, D. 1992z, D. 1993a, D. 1993b, D. 1993c, D. 1993d, D. 1993e, D. 1993f, D. 1993g, D. 1993h, D. 1993i, D. 1993j, D. 1993k, D. 1993l, D. 1993m, D. 1993n, D. 1993o, D. 1993p, D. 1993q, D. 1993r, D. 1993s, D. 1993t, D. 1993u, D. 1993v, D. 1993w, D. 1993x, D. 1993y, D. 1993z, D. 1994a, D. 1994b, D. 1994c, D. 1994d, D. 1994e, D. 1994f, D. 1994g, D. 1994h, D. 1994i, D. 1994j, D. 1994k, D. 1994l, D. 1994m, D. 1994n, D. 1994o, D. 1994p, D. 1994q, D. 1994r, D. 1994s, D. 1994t, D. 1994u, D. 1994v, D. 1994w, D. 1994x, D. 1994y, D. 1994z, D. 1995a, D. 1995b, D. 1995c, D. 1995d, D. 1995e, D. 1995f, D. 1995g, D. 1995h, D. 1995i, D. 1995j, D. 1995k, D. 1995l, D. 1995m, D. 1995n, D. 1995o, D. 1995p, D. 1995q, D. 1995r, D. 1995s, D. 1995t, D. 1995u, D. 1995v, D. 1995w, D. 1995x, D. 1995y, D. 1995z, D. 1996a, D. 1996b, D. 1996c, D. 1996d, D. 1996e, D. 1996f, D. 1996g, D. 1996h, D. 1996i, D. 1996j, D. 1996k, D. 1996l, D. 1996m, D. 1996n, D. 1996o, D. 1996p, D. 1996q, D. 1996r, D. 1996s, D. 1996t, D. 1996u, D. 1996v, D. 1996w, D. 1996x, D. 1996y, D. 1996z, D. 1997a, D. 1997b, D. 1997c, D. 1997d, D. 1997e, D. 1997f, D. 1997g, D. 1997h, D. 1997i, D. 1997j, D. 1997k, D. 1997l, D. 1997m, D. 1997n, D. 1997o, D. 1997p, D. 1997q, D. 1997r, D. 1997s, D. 1997t, D. 1997u, D. 1997v, D. 1997w, D. 1997x, D. 1997y, D. 1997z, D. 1998a, D. 1998b, D. 1998c, D. 1998d, D. 1998e, D. 1998f, D. 1998g, D. 1998h, D. 1998i, D. 1998j, D. 1998k, D. 1998l, D. 1998m, D. 1998n, D. 1998o, D. 1998p, D. 1998q, D. 1998r, D. 1998s, D. 1998t, D. 1998u, D. 1998v, D. 1998w, D. 1998x, D. 1998y, D. 1998z, D. 1999a, D. 1999b, D. 1999c, D. 1999d, D. 1999e, D. 1999f, D. 1999g, D. 1999h, D. 1999i, D. 1999j, D. 1999k, D. 1999l, D. 1999m, D. 1999n, D. 1999o, D. 1999p, D. 1999q, D. 1999r, D. 1999s, D. 1999t, D. 1999u, D. 1999v, D. 1999w, D. 1999x, D. 1999y, D. 1999z, D. 2000a, D. 2000b, D. 2000c, D. 2000d, D. 2000e, D. 2000f, D. 2000g, D. 2000h, D. 2000i, D. 2000j, D. 2000k, D. 2000l, D. 2000m, D. 2000n, D. 2000o, D. 2000p, D. 2000q, D. 2000r, D. 2000s, D. 2000t, D. 2000u, D. 2000v, D. 2000w, D. 2000x, D. 2000y, D. 2000z.

**Wissenschaftliche Beratung:** T. Göttinger, H. E. Göttinger (DWD), Ch. Löffelholz (DWD), H. L. Löffelholz (DWD), R. Löffelholz (DWD), H. Löffelholz (DWD), F. L. Löffelholz (DWD).

**Kartographie:** Institut für Kartographie, Universität Frankfurt am Main, D. 1000.



2.14 Mittlere jährliche klimatische Wasserbilanz

Die *klimatische Wasserbilanz* (KWB) ist definiert als Differenz zwischen der Niederschlags-höhe und der Höhe der potentiellen Verdunstung für einen Betrachtungsort in einer Betrachtungszeitspanne (DIN 4049-3). In der allgemeinen Klimatologie basieren die Klimaklassifikationen in der Regel auf den Größen Lufttemperatur und Niederschlagshöhe, aus denen z. B. zur Beschreibung der Aridi-tät des Klimas ein sogenannter Trockenheitsindex abgeleitet wird. Die klimatische Wasser-bilanz ist allerdings im Rahmen wasserwirtschaftlich-hydrologischer Problemstellungen zur hydroklimatischen Charakterisierung von Standorten und Gebieten bzw. von Zeitspannen besser geeignet, weil die Beschreibung der (hydro)klimatischen Bedingungen unmittelbar durch die in den Wasserhaushaltsprozessen wirksamen Größen Niederschlag bzw. potentielle Verdunstung (Verdunstungsanspruch der Atmosphäre) und in deren Einheit (mm) erfolgt. Je nachdem, ob in dem betrachteten Zeitintervall die Niederschlagshöhe oder die potentielle Verdunstungshöhe überwiegt, nimmt die klimatische Wasserbilanz positive oder negative Werte an und liefert damit eine Aussage über die *klimatisch bedingten* Überschüsse bzw. Defizite in der Wasserhaushaltssituation und in ihrer regionalen Verteilung. Die tatsächliche (reale) Verdunstung bzw. die Bilanz aus Niederschlag und tatsächlicher Verdunstung wird von diesen hydroklimatischen Bedingungen und darüberhinaus von der Flächennutzung und den Bodenverhältnissen bestimmt (vgl. Begleittext Atlasafel 2.13).

Zu beachten ist, dass sich die Werte der klimatischen Wasserbilanz je nach verwendetem Berechnungsverfahren der Eingangsgrößen erheblich unterscheiden können. Bei Angaben zur klimatischen Wasserbilanz ist daher neben dem räumlichen und zeitlichen Bezug eine Anga-be des Berechnungsverfahrens der potentiellen Verdunstung (vgl. auch Begleittext Atlasafel 2.12) sowie der Niederschlagshöhe (ohne/mit Korrektur) unerlässlich. Auf diese Problematik wird im abschließenden Abschnitt „Praktische Hinweise“ näher eingegangen.

Zur Kartendarstellung

Karte 2.14 zeigt in Rasterfeldendarstellung die mittleren jährlichen Werte der KWB, berechnet als Differenz aus den Rasterfeldern der mittleren jährlichen Werte der korrigierten Nieder-schlagshöhe (Karte 2.5) und der Gras-Referenzverdunstung (Karte 2.12). Die Klasseneinteilung der 1 km<sup>2</sup> großen Rasterfelder weist unterschiedliche Klassenbreiten auf. Im unteren, teilweise negativen Wertebereich der Bilanzen bis +100 mm beträgt die Klassenbreite 50 mm. Der Bereich zwischen 100 mm und 400 mm wurde in 100 mm-Stufen, der nachfolgende Bereich (bis 1000 mm KWB) in 200 mm-Stufen eingeteilt. Der Bereich der hohen klimati-schen Wasserbilanzen (> 1000 mm) wird in 500 mm-Stufen differenziert.

Die mittleren jährlichen Summen der klimatischen Wasserbilanz nehmen in der Norddeut-schen Tiefebene von etwa 300 mm an der Nordseeküste in südöstlicher Richtung bis auf negative Werte ab. Die mittlere Verteilung der Niederschlagshöhen weist in dieser Richtung eine Abnahme, die der Gras-Referenzverdunstung eine Zunahme auf. In weiten Bereichen an der unteren Saale (nordöstliches/östliches Harzvorland), der mittleren Elbe, der unteren Havel und dem Baruther Urstromtal sind die jährlichen Summen der Gras-Referenzverdunstung im vieljährigen Mittel größer als die der korrigierten Niederschlagshöhe, die klimatischen Wasserbilanzen also negativ. Die größten jährlichen Defizite, die im Mittel Werte um -100 mm und in extremen, niederschlagsarmen Jahren bis zu -400 mm erreichen, treten im östlichen Harzvorland auf, wo auch die geringsten Niederschlagshöhen Deutschlands zu ver-zeichnen sind (vgl. Begleittext Atlasafel 2.2). Größere Gebiete mit negativen mittleren Jahresbilanzen sind im Nordosten Deutschlands weiterhin das Oderbruch und die nördlich angrenzenden Gebiete des Uckermärkischen Hügellandes und des unteren Odertals, im Süd-westen treten das Vorderpfälzer Tiefland und das Alzeyer Hügelland hervor. In niederschlags-reicheren Jahren werden in diesen Trockengebieten auch positive Jahreswerte der klimati-schen Wasserbilanz verzeichnet. Im Zeitraum 1961–1990 traten positive Jahresbilanzen je nach Gebiet in etwa 30 % bis 50 % der Jahre auf.

Im Nordosten Deutschlands – insbesondere im Land Brandenburg – wird der angespannte Wasserhaushalt nicht nur durch die beschriebenen niederschlags-/verdunstungsklimatischen sondern auch durch die naturräumlichen Bedingungen hervorgerufen. Hohe Flächenanteile von natürlichen und künstlichen Gewässern (Tagebaurestseen, Kanäle) sowie von grund-wasserreichen Niederungen und Luchgebieten weisen eine hohe tatsächliche Verdunstung und i. Allg. negative Wasserbilanzen auf. Weiterhin treten in dieser Region verbreitet Sandböden mit geringer Wasserspeicherkapazität auf, so dass in niederschlagsarmen Zeitabschnitten der Vegetationsperiode keine ausreichende Pflanzenwasserversorgung gewährleistet ist, anderer-seits aber in niederschlagsreicheren Zeiten die Grundwasserneubildung gefördert wird.

Im Mittelgebirgs- und im Alpenraum sind die durchschnittlichen jährlichen Bilanzen bei den im Staubeereich der Gebirgszüge auftretenden hohen Niederschlägen und der Abnahme der Verdunstung mit der Höhenlage durchweg positiv. Die höchsten Werte der klimatischen Wasserbilanz sind in den Hochlagen der Mittelgebirge (Westerwald, Harz, Schwarzwald) und der Alpen mit jährlichen Durchschnittswerten bis über 2000 mm zu verzeichnen, die in niederschlagsreichen Jahren noch wesentlich überschritten werden. Auch in Jahren mit erheb-lich unterdurchschnittlichen Niederschlägen liegen hier die jährlichen klimatischen Wasser-bilanzen im positiven Bereich. Die thermisch begünstigten, niederschlagsärmeren Täler zeich-nen sich in der mittleren regionalen Verteilung mit deutlich verminderten Bilanzwerten ab. Als Beispiele hierfür sind das Maintal (Schweinfurter Becken) sowie das bereits oben angeführte niederschlagsarme Gebiet Rhein Hessens mit durchschnittlich negativen Jahresbilanzen zu nennen.

Die regionalen Unterschiede in den niederschlags- und verdunstungsklimatischen Bedingun-gen Deutschlands spiegeln sich auch im innerjährlichen Verlauf der klimatischen Wasserbilanz wider. In Tabelle 1 werden anhand ausgewählter Standorte die für einige Regionen Deutsch-lands typischen mittleren Jahres- und Halbjahreswerte der klimatischen Wasserbilanz aufge-führt. Die Angaben dieser Tabelle sind als beispielhafte Richtwerte aufzufassen, anhand derer ein Überblick über die großräumige Verteilung der jährlichen und jahreszeitlichen klimati-schen Wasserbilanzen zu geben ist. Infolge der so-

Tab. 1 Mittlere Jahres- und Halbjahreswerte der klimatischen Wasserbilanz (KWB, korrigierter Niederschlag - Gras-Referenzverdunstung) in mm für Standorte in aus-gewählten Regionen Deutschlands, Jahresreihe 1961–1990

Region	Jahr	Winter-halbjahr	Sommer-halbjahr
Norddeutsches Tiefland und spezielle Gebiete			
Weser-Ems-Marsch	333	272	61
Weser-Aller-Flachland	165	204	-39
Nordost-Mecklenburg	166	206	-20
Mittel-Brandenburg	50	158	-108
Laußitzer Becken	4	109	-105
Östliches Harzvorland	-85	75	-140
Alzeyer Hügelland	-62	61	-143
Mittlere Höhenlagen (ca. 400 m - 500 m ü. NN)			
Westerwald	694	501	193
Thüringer Wald	745	523	222
West-Erzgebirge	492	330	162
Ost-Erzgebirge	262	216	64
Voralpines Hügelland	655	324	331
Hochlagen (ca. 1000 m - 1500 m ü. NN)			
Harz	1754	1120	634
Erzgebirge	911	545	366
Schwarzwald	1826	1072	756
Bayrischer Wald	1202	722	480
Allgäu	2296	1144	1152

wohl im Gebirge als auch im Tiefland auftretenden kleinräumigen Strukturen der Niederschlagsfelder (s. Begleittext der Atlas-afeln 2.2 und 2.4) können schon auf relativ kurzen Distanzen erhebliche Un-terschiede in den mittleren klimatischen Wasserbi-lanzen auftreten. Konkrete standort- oder gebietsbe-zogene Aussagen zur kli-matischen Wasserbilanz erfordern zur Berücksich-tigung dieser Strukturen die Berechnung der Kli-matischen Wasserbilanz unter Verwendung der Messdaten repräsentativer Niederschlags- bzw. Wet-terstationen.

Im Sommerhalbjahr blei-ben positive (mittlere) Bi-lanzwerte auf den nord-

seeküstennahen Bereich, das Niederrheinische Tiefland, die Westfälische Tieflandsbucht und die Geestniederungen von Dümme, Ems und Hunte beschränkt. In ca. 30 % der Jahre treten auch hier negative Sommerhalbjahreswerte der klimatischen Wasserbilanz auf. Die mittleren Monatswerte nehmen etwa von Mai bis Juli negative Werte an; mit negativen monatlichen Bilanzen ist bei niederschlagsarmer Witterung aber in fast allen Monaten (außer November, Dezember) zu rechnen.

In der Norddeutschen Tiefebene vollzieht sich mit zunehmender Entfernung vom Atlantik bzw. von der Nordseeküste ein kontinuierlicher Übergang mit einer Verminderung der posi-tiven Bilanzwerte im Winterhalbjahr und einer Verstärkung der Bilanzdefizite im Som-merhalbjahr. Negative mittlere Sommerhalbjahresbilanzen sind bereits im Weser-Aller-Flach-land, in der Lüneburger Heide sowie im Ostseeküstenraum zu verzeichnen. Der gesamte Tieflandsbereich von Mecklenburg-Vorpommern, Brandenburg, Sachsen-Anhalt und Sachsen weist negative Sommerhalbjahresbilanzen auf, wobei die Durchschnittswerte -100 mm teil-weise erheblich unterschreiten. Die größten Defizite im Sommerhalbjahr nehmen Werte kleiner -300 mm an. In niederschlagsreichen Sommerhalbjahren werden auch positive Halb-jahreswerte bilanziert; in der Zeitreihe 1961–1990 war das in etwa einem Drittel der Jahre der Fall.

Der Jahresabschnitt mit durchschnittlich negativen Monatsbilanzen erstreckt sich im Binnen-tiefland von April bis September/Oktober. Die größten monatlichen Bilanzdefizite mit Werten unterhalb -100 mm sind in den Monaten Mai bis Juli zu verzeichnen. Negative Monats-bilanzen treten bei niederschlagsarmer Witterung während des ganzen Jahres auf. Im Regen-schattengebiet des Harzes und in den östlichen Gebieten Brandenburgs und Sachsens ergeben sich in wenigen einzelnen Jahren auch für das Winterhalbjahr negative Bilanzen.

In den mittleren und hohen Lagen der Mittelgebirge und im Alpenraum sind die klimatischen Wasserbilanzen für Sommer- und Winterhalbjahr durchweg positiv. Negative monatliche Bilanzen treten hier nur selten auf, sind aber in den östlich gelegenen Mittelgebirgen in fast allen Monaten des Jahres zu erwarten, in den Hochlagen der westlichen Gebirge meist auf das Sommerhalbjahr beschränkt. In den Mittelgebirgen ergeben sich die jährlichen Summen der klimatischen Wasserbilanz im Durchschnitt zu ca. 60 % aus den Bilanzwerten des Winterhalb-jahres und zu 40 % aus denen des Sommerhalbjahres. In den Alpen sind die Anteile der Halbjahressummen am Jahreswert im Mittel etwa gleich groß.

Die niederschlagsärmeren Tal- und Leelagen, z. B. Abzeyer Hügelland oder Vorderpfälzer Tiefland, zeichnen sich durch einen Jahresgang der klimatischen Wasserbilanz ab, wie er für die Regionen des Innertieflandes typisch ist. Der Übergang vom maritim zum kontinental geprägten Klima ist jedoch auch bei den klimatischen Wasserbilanzen der niederschlagsrei-chen Luvlagen deutlich erkennbar. In vergleichbaren Höhenlagen sind die jährlichen und halb-jährlichen Werte der klimatischen Wasserbilanz in den westlicher gelegenen Gebirgen deut-lich höher als in den östlichen Gebirgen. Von West nach Ost ist bei den Mittelgebirgen eine Zunahme in der Anzahl der Sommerhalbjahre mit negativen klimatischen Wasserbilanzen bzw. eine Verlängerung des Jahresabschnittes mit durchschnittlich negativen Monatswerten zu verzeichnen. Ausschließlich positive Halbjahresbilanzen weist hingegen die voralpine Region auf. In diesem niederschlagsreichen Gebiet im Staubeereich der Alpen ergeben sich nur verein-zelte negative Monatsbilanzen; typisch für diese Region sind die durch ergiebige sommerliche Schauer (vgl. Begleittext Atlasafel 2.4) hervorgerufenen hohen Sommerhalbjahresbilanzen, welche – wie auch in den Hochlagen der Alpen zu verzeichnen – an die Bilanzwerte des Winterhalbjahres heranreichen oder sie noch übertreffen.

Praktische Hinweise

Die klimatische Wasserbilanz weist eine hohe zeitliche Variabilität auf, die ebenso wie ihre regionale Variabilität im wesentlichen auf die starken Schwankungen der Niederschlagshöhe zurückzuführen ist. Bei niederschlagsarmer Witterung können sowohl über- als auch unter-durchschnittliche potentielle Verdunstungswerte auftreten, entsprechendes ist für nieder-schlagsreiche Witterung zu verzeichnen. Der Schwankungsbereich der Bilanzgröße ist daher gegenüber dem der Niederschlagshöhe kleiner. Abbildung 1 zeigt die mehr als 100jährige Zeitreihe der jährlichen klimatischen Wasserbilanzen der Wetterstation Potsdam. Der Mittel-wert der für den Hydrologischen Atlas bearbeiteten jüngsten Standardbezugszeitreihe 1961–1990 stimmt hier zu fällig mit dem der langen Reihe überein. Die geglättete Zeitreihe (Gauss-filter) lässt Abschnitte mit höheren bzw. geringeren Durchschnittswerten der klimatischen Wasserbilanz erkennen. Der Schwankungsbereich der klimatischen Wasserbilanzen der ein-zelnen Jahre beläuft sich auf ca.

Tab. 2 Mittlere Jahreswerte der klimatischen Was-serbilanz KWB bei Verwendung verschie-dener Berechnungsverfahren der potenti-ellen Verdunstung PET (Station Potsdam, Reihe 1961–1990)

PET-Verfahren	KWB <sup>a</sup> in mm	KWB <sup>b</sup> in mm
Gras-Referenzverdunstung (Atlasafel 2.12)	-15	+42
Penman	-126	-68
Turt	+9	+66
Hausde	-38	+19

<sup>a</sup> unter Verwendung unkorrigierter Niederschlagsmesswerte  
<sup>b</sup> unter Verwendung korrigierter Niederschlagsmesswerte

Neben dem durch die Variabilität der klimatischen Wasserbilanz bedingten zeitlichen und regionalen Bezug sind bei Vergleichen von Bilanzwerten aus verschiedenen Quellen unbedingt die verwendeten Berechnungsverfahren zu beachten. Vorwiegend in älteren Kartierungen und Klassifikationen finden sich Angaben zur klimatischen Wasserbilanz, denen nach Hausde oder nach Penman (mit unterschiedlichen empirischen Faktoren!) berechnete potentielle Verdunstungshöhen sowie in der Regel nicht-korrigierte Messwerte der Niederschlagshöhe zugrundeliegen. Tabelle 2 zeigt am Beispiel der Station Potsdam, dass die in der Praxis gebräuchlichen Berechnungsverfahren der potenti-ellen Verdunstung das Bilanzergebnis erheblich beeinflussen; die Verwendung nichtkorrigierter Niederschlagshöhen vermindert die Bilanzwerte in Tabelle 2 nochmals um 57 mm gegenüber dem Ergebnis bei Berücksichtigung der Niederschlagskorrektur. Diese Vergleichsrechnungen machen deutlich, dass es zu erheblichen Fehleinschätzungen kommen kann, wenn Angaben zur klimatischen Wasserbilanz nicht auf einheitlicher Berechnungsbasis erstellt werden.

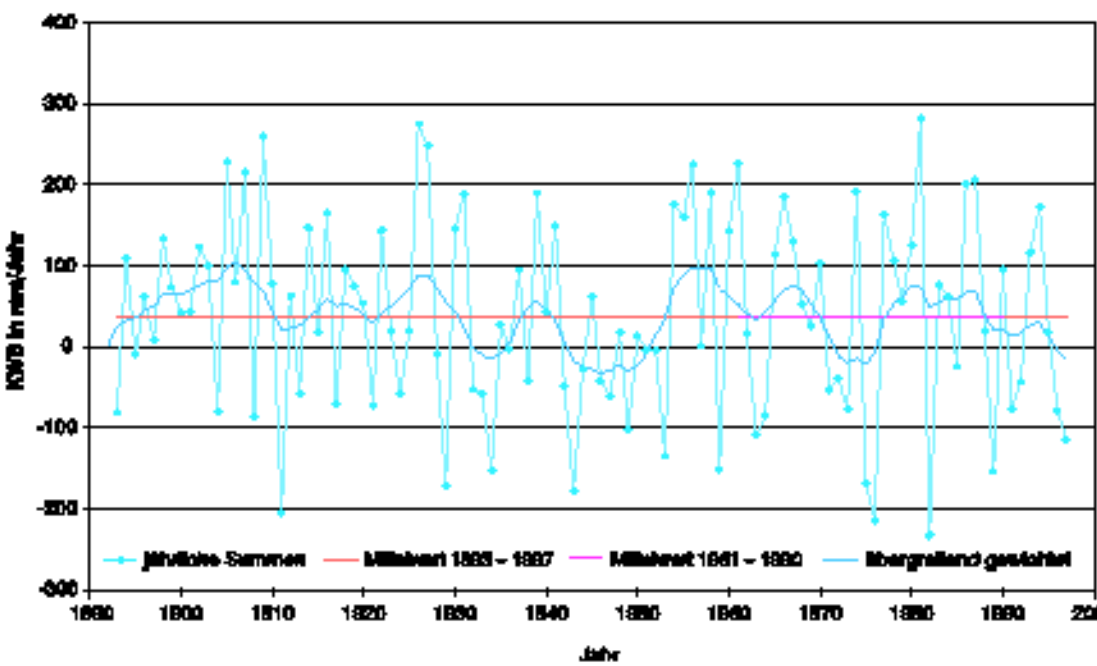


Abb. 1 Zeitlicher Verlauf der klimatischen Wasserbilanz (N<sub>kor</sub> - ET<sub>g</sub>) von Potsdam für den Zeitraum 1893 bis 1997



2.14 Mean Annual Climatic Water Balance

The climatic water balance (CWB) is defined as the difference between precipitation depth and the depth of potential evapotranspiration at a given site during a certain time period.

In general climatology, climate classifications are usually based on the weather elements "air temperature" and "precipitation depth", from which e. g. the description of the aridity of the climate is derived, the so-called aridity index. However, in the context of water-resources management and hydrology, the climatic water balance is better suitable for the hydroclimatic characterisation of sites, areas or periods, because the (hydro-)climatic conditions are described directly by means of the water-balance effective elements "precipitation" or "potential evapotranspiration" in the dimension "mm". Dependent on whether precipitation depth or potential evapotranspiration depth prevails in the considered period, the climatic water balance assumes positive or negative values and thus indicates climate-induced surpluses or deficits in the water budget and its regional distribution. Real evapotranspiration, or more precisely the balance between precipitation and real evapotranspiration, is determined by these hydroclimatic conditions and additionally by land use and soil conditions (Map 2.13).

It should be noted that the numeric values of the climatic water balance may differ considerably depending on the computation method used for input data. That is why the method used for computing potential evapotranspiration (Map 2.12) and precipitation depths (with/without correction) must be indicated in any climatic water balance figures. This problem will be treated in more detail in the Chapter "Practical Information".

Map Structures

The Map 2.14 shows in form of grid cells the mean annual values of the climatic water balance computed as the difference between the gridded mean annual values of corrected precipitation depth (Map 2.5) and the gridded grass reference evapotranspiration (Map 2.12). The symbols of the 1-km<sup>2</sup> grid cells indicate different widths of the chosen classes. In the lower, sometimes negative range of balance values up to +100 mm, the span of a class is 50 mm. In the range between 100 mm and 400 mm, classes follow in 100-mm steps, and in the next range (climatic water balance up to 1000 mm) the class amplitudes are 200 mm wide. The range of high climatic water balances (> 1000 mm) is divided in 500-mm steps.

The mean annual totals of the climatic water balance decrease in the North-German Lowlands from some 300 mm on the North Sea coast south-eastwards to negative values. In the same direction, the mean distribution of precipitation depths shows a decrease, while the grass reference evapotranspiration increases. Over wide areas on the lower River Saale (north-eastern/eastern Harz foreland), on the middle reach of the River Elbe, and in the Baruther Ustromland (glacial valley of Baruth), the yearly totals of grass reference evapotranspiration are higher in the long-term average than the corrected precipitation depths, so that the climatic water balances turn negative. The highest annual deficits, which are on average around -100 mm and reach in extremely dry years -400 mm, occur in the eastern foreland of the Harz Mountains, where also the lowest precipitation depths of Germany are recorded (Map 2.2). Other larger areas with negative mean annual balances are the Oderbruch and northwards the adjacent areas of the Uckermark hill country and the lower Oder valley, as well as in the south-west of Germany the Vorderpfälzer Tiefland and the Albey hill country. In years with abundant precipitation, these dry areas record also positive annual values of the climatic water balance. In the 1961-1990 period, annual balances there were positive in 30 to 50 percent of the years.

In the north-east of Germany, especially in the Federal State of Brandenburg, the tight water balance is not only due to climatic precipitation and evapotranspiration conditions, but is influenced as well by the characteristics of the natural regions. A high areal share of natural and man-made waters (mining lakes, canals) as well as the groundwater-influenced lowland and marsh areas have high actual evapotranspiration values and usually negative water balances. Moreover, sandy soils with little water-storage capacity are common in this region, so that periods with little rainfall during the growing season do not provide sufficient supply of water to plants, whereas in times of abundant rainfall groundwater recharge is enhanced.

In upland regions and in the Alps, the average yearly balances are positive throughout, due to the high precipitation on the windward sides of the uplands and the decrease of evapotranspiration with growing elevation. The highest values of the climatic water balance are recorded on high ground of the uplands Westerwald, Harz, Schwarzwald (Black Forest) and the Alps with annual averages up to 2000 mm, which may be exceeded considerably in wet years. Even in years with precipitation far below the average, the annual climatic water balances remain in the positive range here. The warmer valleys, where precipitation is less abundant, show distinctly lower mean balance values in the mean regional distribution. Examples are the valley of the River Main (Schweinfurter Becken) and the above-mentioned precipitation-deficient area of Rheinhessen (Vorderpfälzer Tiefland, Albey hill country) with a negative annual balance on average.

The regional differences in climatic precipitation and evapotranspiration conditions in Germany are also reflected in the inner-annual course of the climatic water balance. Table 1 lists the typical mean year and half-year values of the climatic water balance for some German regions at selected sites. The data in this table should be understood as orientation values, which may give an overview on the large-scale distribution of annual and seasonal climatic water balances. Because of the small-scale patterns of precipitation fields both in the mountains and in lowlands (Maps 2.2 and 2.4), considerable differences in the mean climatic water balances may be found already over relatively short distances. Climatic water balances that are directly related to certain sites or regions must take these structures into consideration by computing the balances with data measured at representative precipitation or weather stations.

In the summer half-year, positive (mean) balance values are restricted to the region near the North Sea coast, the Niederrheinisches Tiefland (Lower Rhine lowland), the Westfälische Tieflandsbucht (Westphalian lowland), and the Geestniederungen (geest regions) along the rivers Dümme, Ems, and Hunte. About 30 percent of the years show negative summer half-year values of the climatic water balance here, too. The mean monthly values assume negative values from May to July, although negative monthly balances can be expected in nearly all months (except November and December) whenever rain-deficient weather prevails.

Table 1 Mean year and half-year values of the climatic water balance (corrected precipitation minus grass reference evapotranspiration ET<sub>g</sub>) in mm at sites in selected regions of Germany for the period 1961-1990

region	year	winter half-year	summer half-year
North-German Lowlands and individual regions			
Weser-Ems-Marsh	333	272	61
Weser-Aller-Lowland	165	204	-39
North-East-Mecklenburg	166	206	-20
Central Brandenburg	50	158	-108
Laußitzer Becken	4	109	-105
Eastern Harz Foreland	-85	75	-140
Albeyer Hill Country	-82	61	-143
medium heights (about 400 m = 500 m ± 1)			
Westerwald	604	501	193
Thuringian Forest	745	523	222
Western Erzgebirge	492	330	162
Eastern Erzgebirge	282	218	64
Pre-Alpine Hill Country	655	324	331
uplands and mountains (about 1000 m = 1500 m ± 1)			
Harz	1754	1120	634
Erzgebirge	911	545	366
Black Forest	1826	1072	756
Bavarian Forest	1202	722	480
Allgäu	2296	1144	1152

negative values from May to July, although negative monthly balances can be expected in nearly all months (except November and December) whenever rain-deficient weather prevails.

In the North-German Lowland, a continuous transition associated with decreasing positive balance values in the winter half-year and increasing balance deficits in the summer half-year occurs with growing distance from the Atlantic Ocean and the North Sea coast. Negative mean balances of the summer half-year are recorded already in the Weser-Aller Lowland, in the Lüneburger Heide (Lüneburg Heath), and in the coastal region of the

Baltic Sea. The whole lowland regions of Mecklenburg-Vorpommern (Mecklenburg-Western Pomerania), Brandenburg, Sachsen-Anhalt (Saxony-Anhalt), and Sachsen (Saxony) have negative summer half-year balances, with average values sometimes drastically below -100 mm. The highest deficits in the summer half-year show values below -300 mm. In summers with abundant rainfall, positive half-year balances may be recorded too, what was the case in about one third of the years in the series 1961-1990.

The period with mean negative monthly balances in the inland lowlands lasts from April to September/October. The highest monthly balance deficits below -100 mm are recorded in the months from May to July. Negative monthly balances may occur throughout the year, provided dry weather prevails. In the rain shadow of the Harz Mountains and in the eastern regions of Brandenburg and Saxony, a few single years have negative balances also in winter half-years.

On middle and higher elevations of the uplands and the Alps, the climatic water balances of summer and winter half-years are all positive. Negative monthly balances occur here only rarely, however, they may be expected in all months of the year in uplands in the east, while they are restricted to the summer half-year on high ground of mountains in the west. In the uplands, the annual sums of the climatic water balance result on average by 60 percent from the values of the winter half-year and by 40 percent from those of the summer half-year. In the Alps, the contributions of both half-year sums to the annual value are on average equal.

Precipitation deficient valleys and leeward locations, such as the Albey hill country or the Vorderpfälzer Tiefland show an annual course of the climatic water balance that is typical for regions of inland lowlands (see above). The transition from climates of maritime to continental influence is still distinct in the climatic water balances of the windward locations rich in precipitation. On comparable elevations, the values of years and half-years of the climatic water balance are on mountains in the west notably higher than in the east. The uplands show from west towards east an increase in the number of summer half-years with negative climatic balances or a prolongation of the period with onaverage negative monthly values. Exclusively positive half-year balances occur in the pre-alpine region. This precipitation-rich area on the windward side of the Alps has only exceptional cases of negative monthly balances. Typical phenomena in this region are abundant summer showers (Map 2.4), which cause high summer half-year balances - as they occur also on high ground of the Alps - reaching or even exceeding the balance figures of the winter half-year.

Practical Information

The climatic water balance has high temporal variability, which is due - just like its regional variability - mainly to the strong variations of precipitation depth. Potential evapotranspiration may be above or below the average in precipitation-deficient weather just like in weather with abundant rainfall. Consequently, the variability range of the climatic water balance is less than that of precipitation depth. Figure 1 shows the more than 100-year time series of annual climatic water balances at the weather station of Potsdam. The mean value of the most recent reference time series 1961-1990, that was used for the Hydrological Atlas, coincides here accidentally with that of the long series. The smoothed time series (Gaussian filter) allow to identify periods with higher or lower average values of the climatic water balance. The variability range of the climatic water balances of single years is around 500 mm. The highest and the lowest yearly totals of the climatic water balance observed at this station since the beginning of records in 1893 are also included in the 1961-1990 series (1981 and 1982). The time series of the annual balances shown has a slightly decreasing, though not significant trend.

Besides the temporal and regional references that are needed because of the variability of the climatic water balance, the computation method used must be indicated whenever balance values from different sources are compared. Especially older maps and classifications include data of the climatic water balance,

which are based on potential evapotranspiration depths calculated according to Haude or Penman (with different empirical factors!) and on precipitation depth measurements which are usually not corrected. Table 2 shows by the example of the weather station Potsdam that the methods used for routine computations of potential evapotranspiration have considerable influence on the result of the balances. The use of non-corrected

Table 2 Mean year values of the climatic water balance CWB using different computation methods of potential evapotranspiration PET (station Potsdam, time series 1961-1990) \* using uncorrected precipitation measurements \*\* using corrected precipitation measurements

computation method	CWB* in mm	CWB** in mm
grass-reference evapotranspiration (Map 2.12)	-15	+42
Penman	-125	-68
Turc	+9	+66
Haude	-38	+19

precipitation depths reduces the balance values in Table 2 additionally by 57 mm against the result gained under consideration of corrected precipitation data. The comparative calculations highlight that considerable misinterpretations may occur if the data used for the climatic water balance is not derived from a standardised basis.

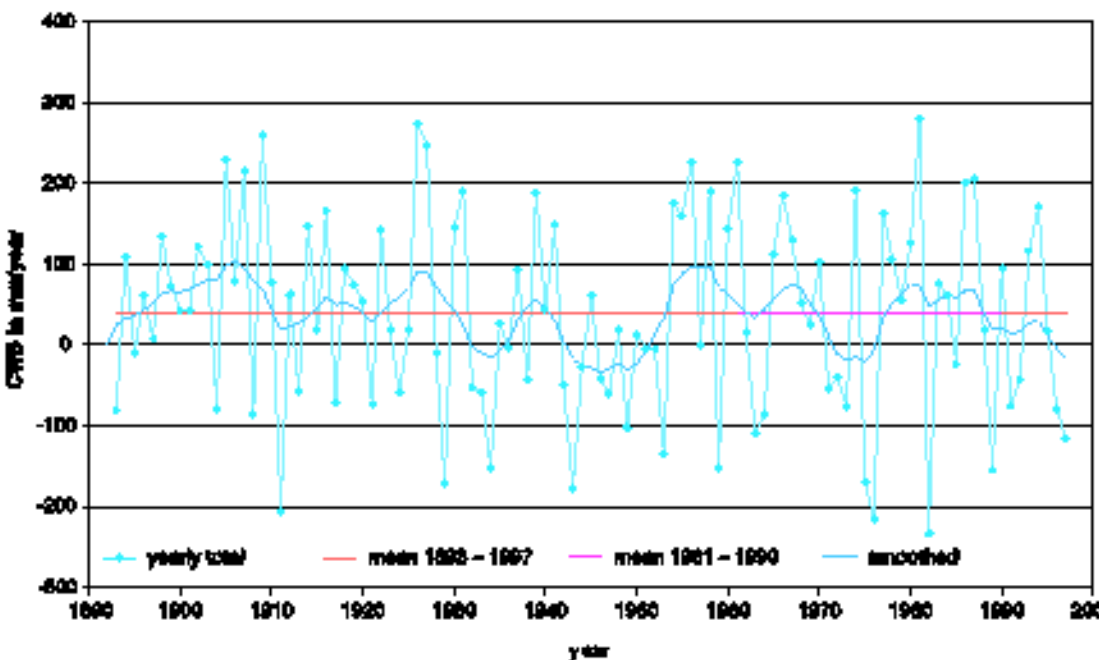
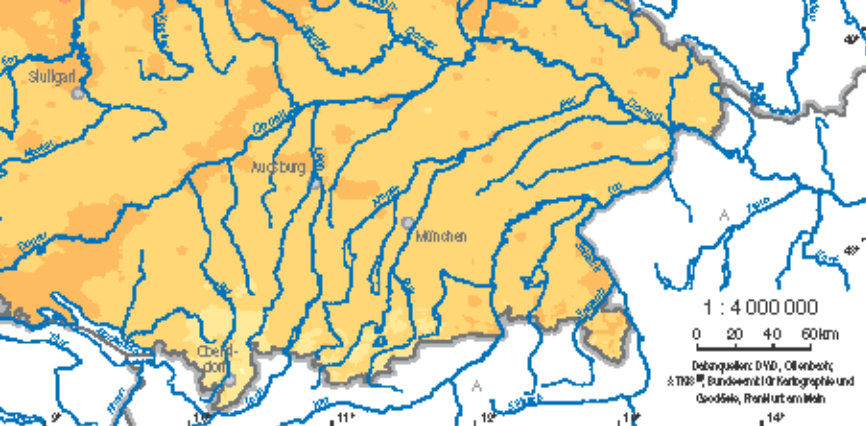


Fig. 1 Time-dependent curve of the climatic water balance (CWB = P<sub>corr</sub> - ET<sub>g</sub>) of Potsdam for the time series 1893-1997





18



18

eteorologie, Offenbach



## HYDROLOGISCHER ATLAS VON DEUTSCHLAND

Herausgegeben vom Bundesministerium für Umwelt,  
Naturschutz und Reaktorsicherheit

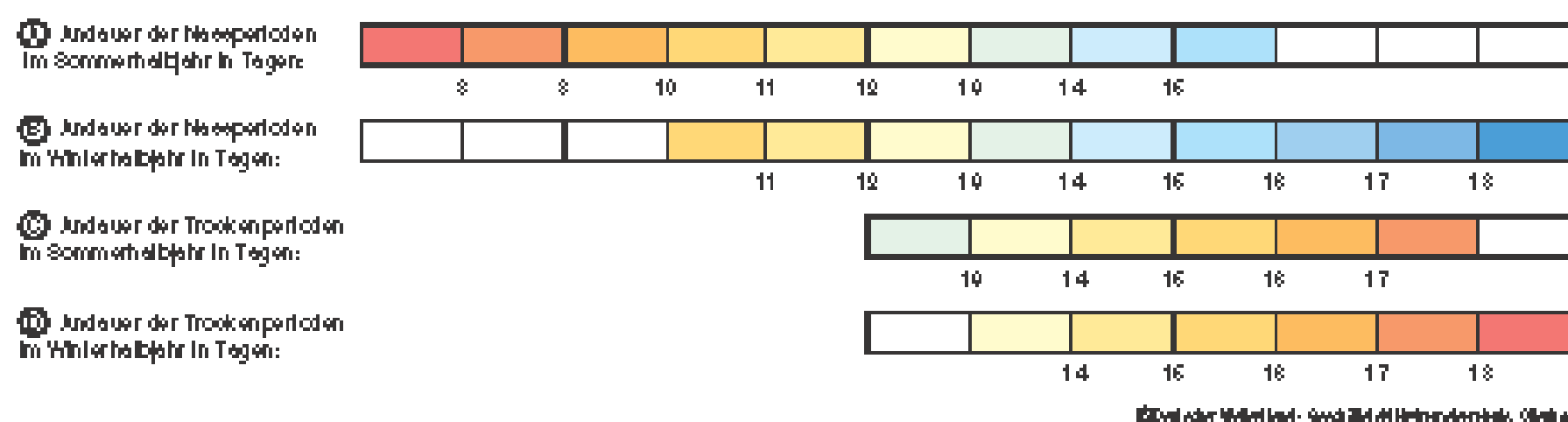
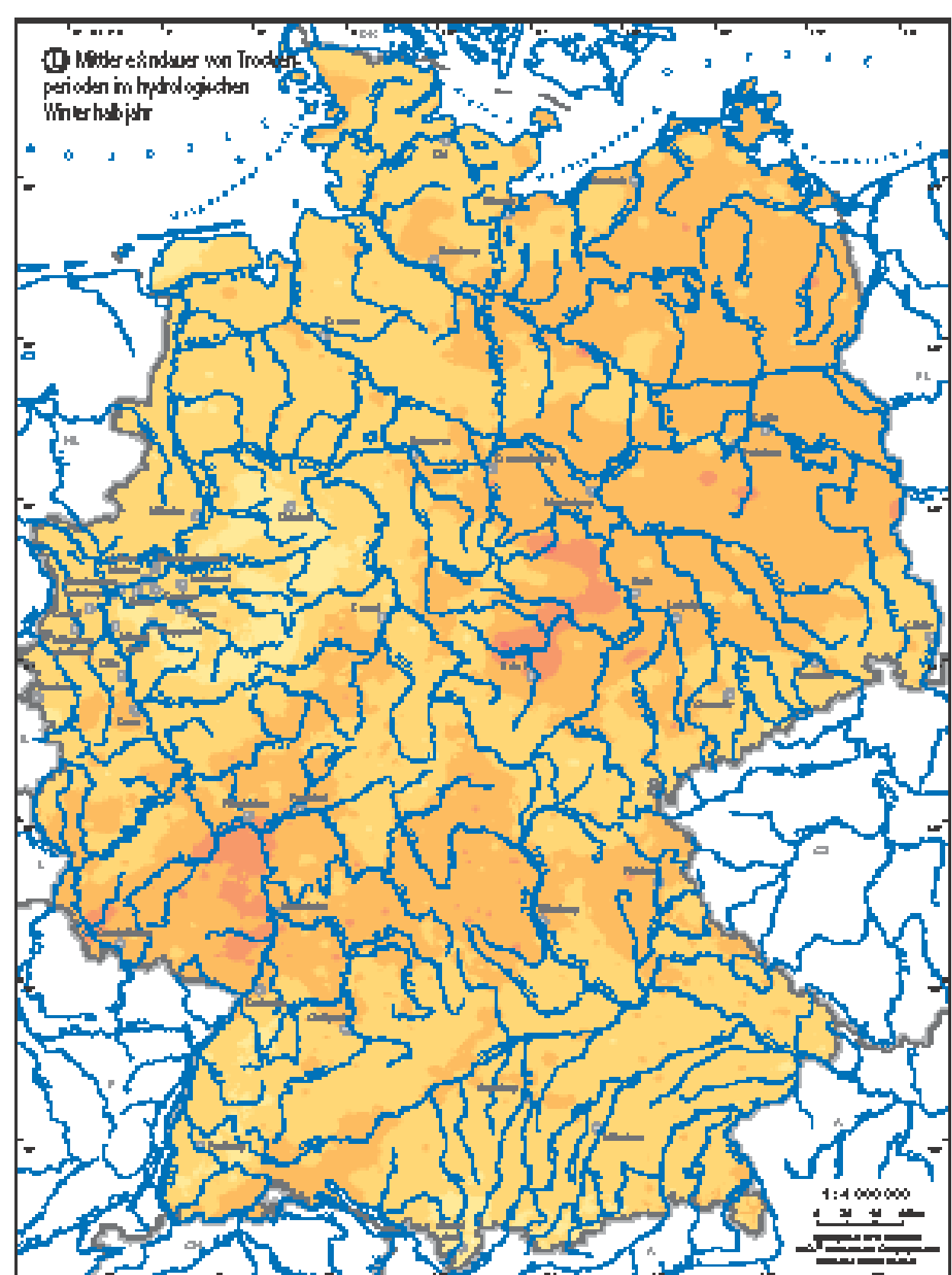
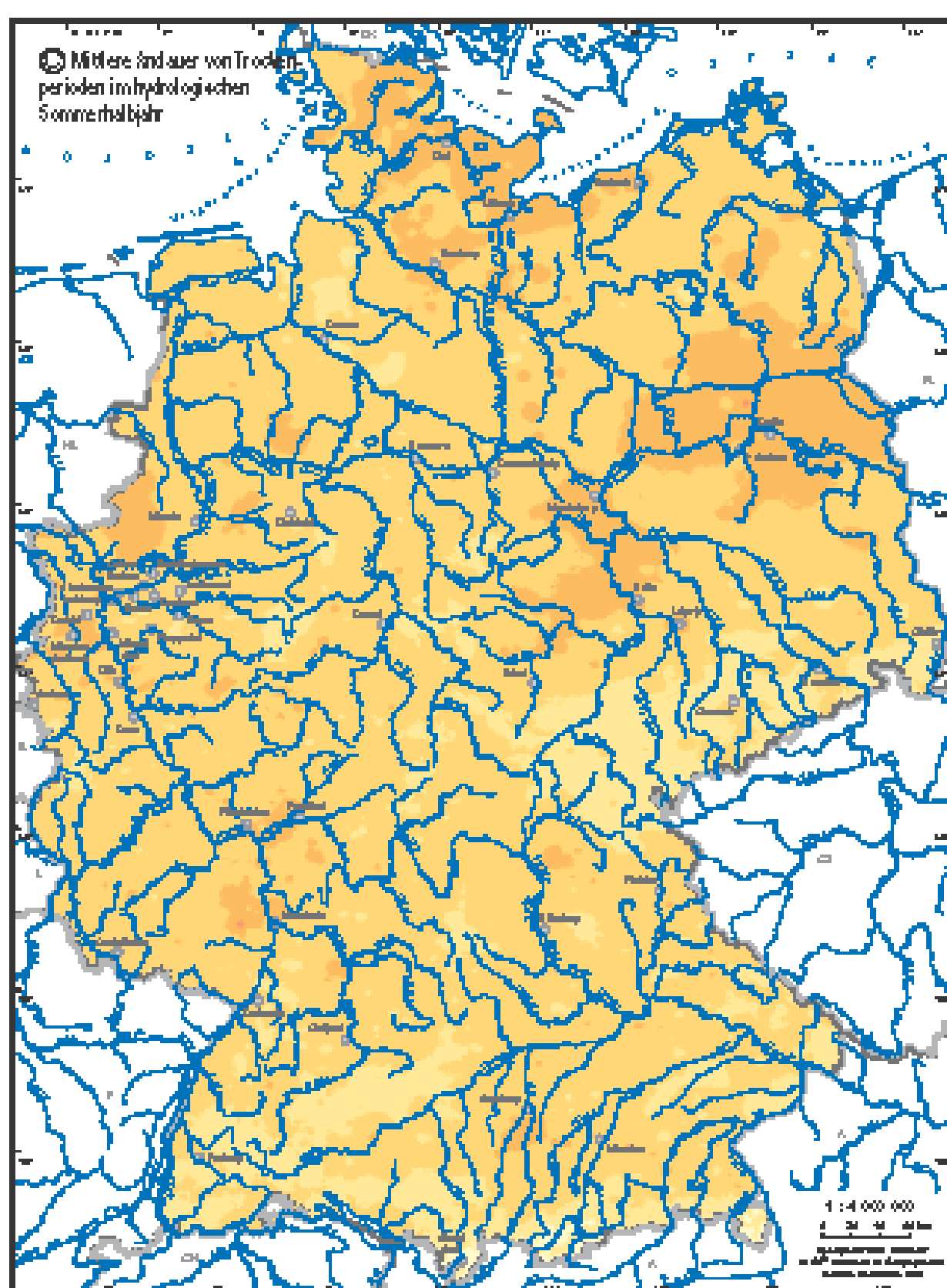
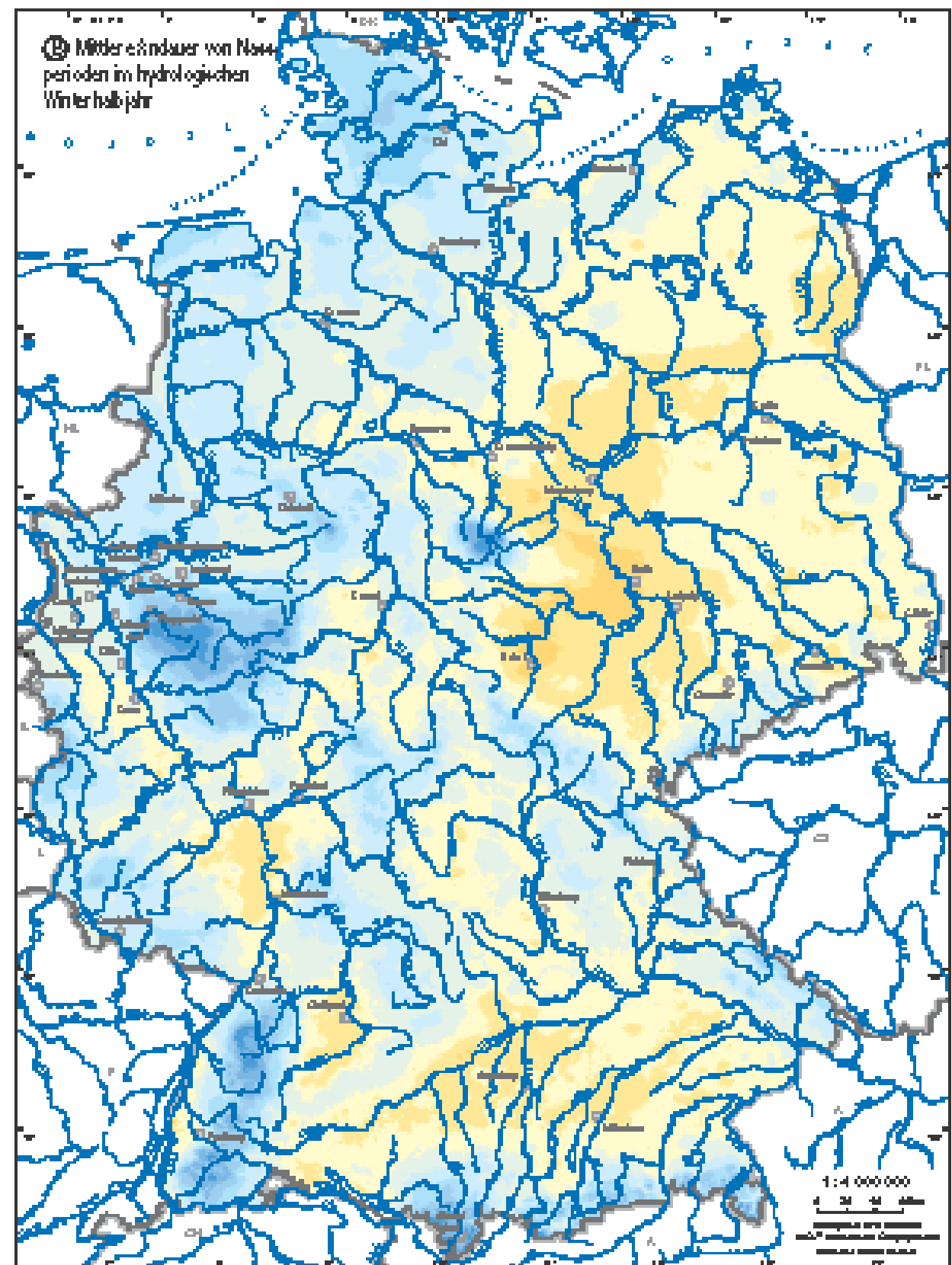
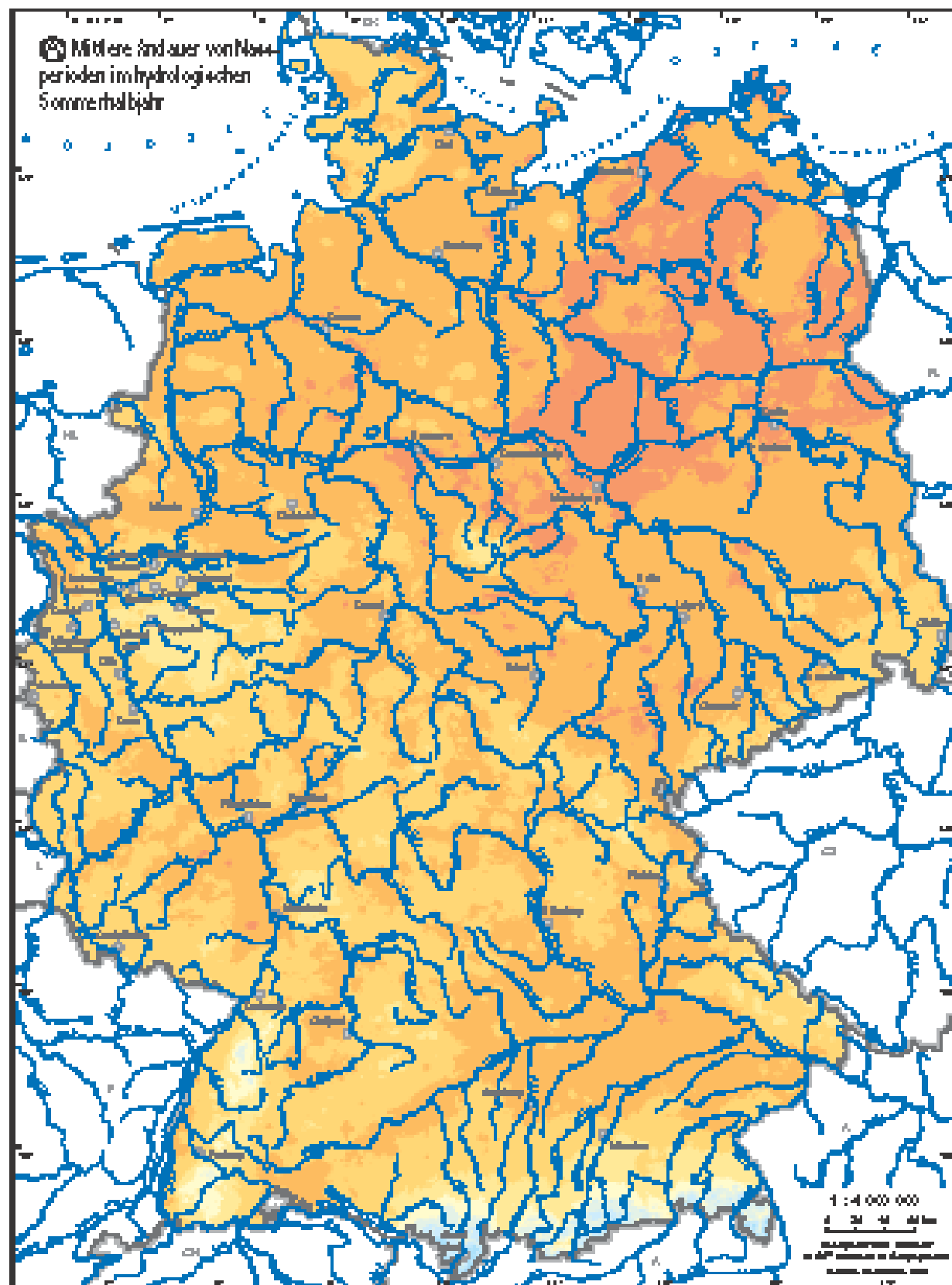
### 2.15 Mittlere Andauer von Nass- und Trockenperioden

Autoren: B. Dietzer  
Deutscher Wetterdienst,  
Geschäftsfeld Hydrometeorologie, Offenbach

Wissenschaftliche Beratung: H. Bartels, T. Günther (DWD), Ch. Leibundgut (IHF),  
R. Busskamp (BfG), W. Struckmeier (BGR), F.-J. Kern (IHF)

Kartographie: Institut für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br. (J. Strub)





**HYDROLOGISCHER ATLAS VON DEUTSCHLAND**  
 Herausgegeben vom Bundesamt für Umwelt, Naturschutz und Bauwesen

**2.15 Mittlere Andauer von Nass- und Trockenperioden**

**Verfasser:** E. Dörfler  
 Deutscher Wetterdienst,  
 Geo-Bild Verlag, Berlin

**Mitwirkende:** H. Dörfler, T. Göttsche (DWD), Ch. Lohmann (DWD),  
 R. Dörfler (DWD), M. Winkler (DWD), R. L. Klein (DWD)

**Kartographie:** Geo-Bild Verlag, Berlin



2.15 Mittlere Andauer von Nass- und Trockenperioden

Die Hydrometeorologie betrachtet die gefallenen Niederschläge unter zwei grundlegenden Aspekten: nach der Höhe der Niederschläge, gemessen in festgelegten Bezugseinheiten wie Monate, Halbjahre oder Jahre, und nach der zeitlichen Verteilung der Niederschläge. Hier kann die Abfolge von wenigen Tagen mit hohen Niederschlägen ausreichen, um Speicherkapazitäten kurzfristig zu überlasten und das Abflussgeschehen dramatisch zuzuspitzen. So entstehen großräumige Hochwässer in der Regel nicht aufgrund einzelner Tage mit sehr hohen Niederschlägen, sondern eher dann, wenn an mehreren Tagen in Folge hohe Niederschläge fallen, die von Tag zu Tag durchaus unterschiedlich intensiv ausfallen können. Ein Beispiel ist das Elbe-Hochwasser vom August 2002 (Abb. 1), wo eine Abfolge niederschlagsreicher Tage in den Einzugsgebieten des Flusoberlaufes eine verheerende Überschwemmungskatastrophe in Gang setzte. Entsprechend ist für die Niedrigwasserführung in Flüssen meist eine längere Periode von Tagen ohne nennenswerten Niederschlag verantwortlich.

Das zeitliche Verhalten des Niederschlags kann unter anderem durch die Andauer von Nass- und Trockenperioden beschrieben werden. Sie umfasst die Zeitspanne, in der mehrere Tage hintereinander Niederschlag fällt oder ausbleibt. Dabei gelten für Nass- und Trockenperioden unterschiedliche Zeithorizonte und Maßgaben der Niederschlagsbewertung.

Eine *Nassperiode* ist im Rahmen der Kartenbearbeitung definiert als Abfolge von mindestens acht nassen Tagen. Dabei darf kein einzelner Tag, der nicht den festgelegten Kriterien eines Nasstages entspricht, diese Periode unterbrechen. Ein Nassstag definiert sich allerdings nicht aus dem Niederschlagsverhalten dieses einen Tages heraus, sondern es wird eine gleitende Zeitspanne in die Bewertung miteinbezogen. Ein Tag wird dann als nass bezeichnet, wenn das linear gewichtete Mittel der Niederschlagshöhen der letzten sieben Tage einen definierten Schwellenwert übersteigt. Die Niederschlagshöhe des ersten Tages bekommt das Gewicht 0,1, die des letzten Tages das Gewicht 1,0. Die Gewichte der Tage zwei bis sechs erhält man durch lineare Interpolation. Der Mittelwert ergibt sich als Summe der Produkte aus den Niederschlagshöhen und den entsprechenden Gewichten, geteilt durch die Summe der Gewichte. Der Schwellenwert weist den mittleren Niederschlagshöhen entsprechend einen Jahresgang auf mit einem Maximum von 5 mm am 7. Juli und einem Minimum von 1 mm am 7. Januar. Er hat einen sinusförmigen Verlauf mit einer Periodendauer von 365 Tagen.

Eine *Trockenperiode* beschreibt die Aufeinanderfolge von mindestens elf Tagen, wobei an allen Tagen die Niederschlagshöhe kleiner oder höchstens gleich 1,0 mm ist. Dabei werden alle Tage gleich gewichtet.

Die Berechnung der Nass- und Trockenperioden erfolgt zunächst stationsweise. Die Basis sind nicht korrigierte Tageswerte der Niederschlagshöhen (Atlasafeln 2.2 bis 2.6). Anschließend werden die Punktauswertungen über Regressionsansätze, in die im wesentlichen die mittleren Niederschlagsverhältnisse und eine entfernungsweightete Verteilung der Residuen eingehen, auf ein Gitter mit der Kartenlänge 30·60 Bogensekunden regionalisiert.

Zur Kartendarstellung

Die mittlere Andauer von Nass- und Trockenperioden wird getrennt für die hydrologischen Halbjahre dargestellt, um jahreszeitliche Unterschiede deutlich zu machen.

Mittlere Andauer von Nassperioden

Die mittleren Andauern der Nassperioden unterscheiden sich in den beiden hydrologischen Halbjahren deutlich: im Sommerhalbjahr liegen die maximalen mittleren Nassperioden im Zeitraum 1961–1990 bei knapp 16 Tagen, im Winterhalbjahr kann diese Zeitspanne über 20 Tage andauern.

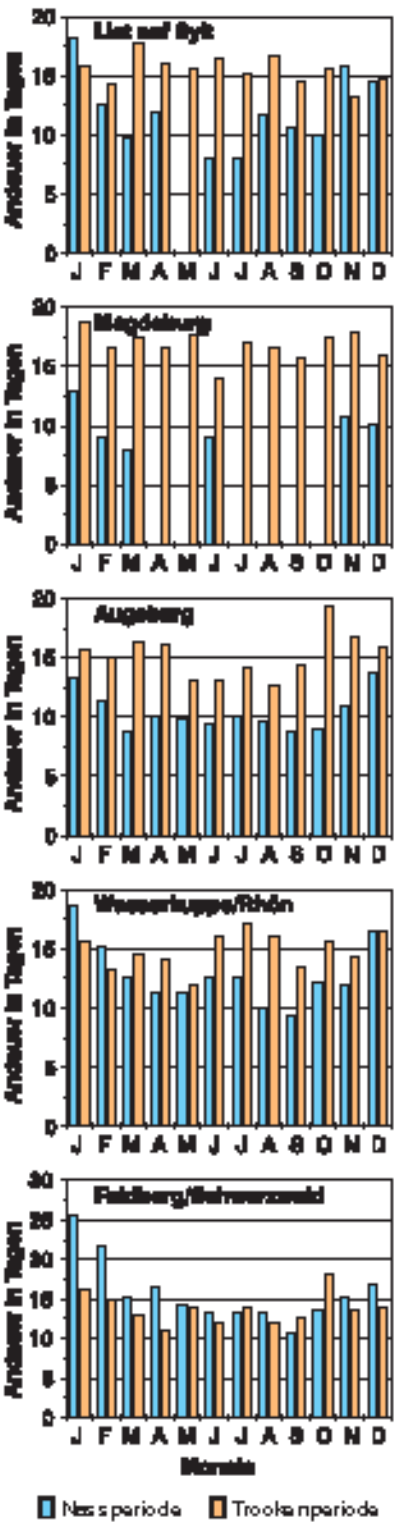


Abb. 2 Jahresgang der mittleren Andauer von Nass- und Trockenperioden im Zeitraum 1961–1990

Die längsten Nassperioden treten im Winterhalbjahr (Karte 2.15B) in den Gipfellagen der Mittelgebirge von Harz, Sauerland und Schwarzwald sowie in den Hochlagen der deutschen Alpen auf. Dies ist gut korreliert mit den mittleren Niederschlagshöhen (Atlasafeln 2.4). Allerdings fällt auf, dass die mittleren Andauern der Nassperioden im Sauerland und im Harz höher und räumlich weiter verbreitet sind als in den Alpen, obwohl dort die größten Niederschlagshöhen im Winterhalbjahr gemessen werden. Dies lässt den Schluss zu, dass bei den Nassperioden im Winterhalbjahr der Feuchtetransport von der Nordsee eine wichtige Rolle spielt. Dieser führt in Küstennähe zu mehr nassen Tagen bei insgesamt nicht besonders hohen absoluten Niederschlagshöhen. Die Folge davon ist, dass im Winterhalbjahr nördlich der Mittelgebirgsschwelle etwa genauso lange Nassperioden auftreten wie beispielsweise im Pfälzer Bergland, obwohl die mittleren Niederschlagshöhen dort etwa doppelt so hoch sind wie in der Norddeutschen Tiefebene. Entsprechend wird die mittlere Andauer der Nassperioden im Winterhalbjahr in Deutschland umso kürzer, je kontinentaler das Klima wird. Im Lee des Harzes trifft man auf die kürzesten Nassperioden mit einer mittleren Dauer von nur wenig über 10 Tagen. Neben den trockenen Gebieten im Lee des Pfälzer Berglandes treten auch im gesamten Alpenvorland Nassperioden mit einer mittleren Andauer von etwa 11 Tagen auf.

Bei der Verteilung der mittleren Andauer von Nassperioden im Sommerhalbjahr (Karte 2.15A) treten die Mittelgebirge weniger deutlich hervor als im Winterhalbjahr. Die längsten mittleren Andauern von Nassperioden mit ca. 15 Tagen werden im Bereich der deutschen Alpen registriert. Die Spannweite liegt in Deutschland zwischen 8 und 15,6 Tagen. Insgesamt ist die räumliche Verteilung der Nassperioden im Sommerhalbjahr wesentlich ausgeglichener als im Winterhalbjahr. Die Gebiete mit den kürzesten Andauern (8 bis 9 Tage) verschieben sich im Sommerhalbjahr in den Nordosten Deutschlands. Da Nassperioden definitionsgemäß mindestens 8 Tage andauern müssen, bedeutet ein Mittelwert von knapp über 8 Tagen, dass in einigen Teilen dieser Gebiete im Sommerhalbjahr keine Nassperioden auftreten. Auch in Bayern verschiebt sich das Zentrum mit geringen mittleren Andauern von Nassperioden nach Nordosten in den Raum von Regensburg. Von den Mittelgebirgen weist im Sommerhalbjahr der südliche Schwarzwald mit knapp 13 Tagen die längsten Nassperioden auf, Harz und Sauer-

land liegen darunter. In Schleswig-Holstein führt der Einfluss der Nordsee zu etwas längeren Nassperioden als im übrigen Norddeutschland.

Mittlere Andauer von Trockenperioden

Die Verteilung der mittleren Andauern von Trockenperioden zeigt in beiden Halbjahren wenig ausgeprägte räumliche Strukturen (Karten 2.15C und 2.15D). Dies ist vor allem in der überregionalen Auswirkung langanhaltender Hochdruckwetterlagen begründet. Die Andauern von Trockenperioden variieren innerhalb Deutschlands nur wenig. Die Mittelgebirge und selbst die Alpen setzen sich von diesem Bild kaum ab. Die beiden hydrologischen Halbjahre unterscheiden sich nur geringfügig in der Länge der mittleren Andauern. Die Spannweite bei den Stationsauswertungen liegt im Sommerhalbjahr nur zwischen 13,4 und 17,4 Tagen, im Winterhalbjahr zwischen 13,4 und 18,7 Tagen. Die mittleren Andauern von Trockenperioden sind im südöstlichen Leebereich des Harzes sowohl im Sommer als auch im Winter am längsten. Im Winterhalbjahr ist mit längeren Trockenperioden im Lee des Pfälzer Waldes, in Rheinhessen und im westlichen Saarland zu rechnen. Im Sommerhalbjahr liegen die Höchstwerte der Andauern von Trockenperioden in den Leegebieten des Harzes, im Raum um Berlin bis zum Oderbruch und im Hinterland der Ostseeküste.

In Abbildung 2 sind fünf Stationen dargestellt, die jeweils unterschiedlich geprägte Regionen des mittleren Andauernverhaltens von Nass- und Trockenperioden repräsentieren. Sie sind nach dem Jahresgang von Nass- und Trockenperioden differenziert. Vieles spiegelt hier die Grundaussagen der Karten wider: In den Andauern der Trockenperioden ist kaum ein ausgeprägter Jahresgang festzustellen. Bei den süddeutschen Stationen Augsburg und Feldberg/Schwarzwald liegt das Maximum der Andauern von Trockenperioden im Monat Oktober. Hier herrscht der sogenannte „Altweibersommer“, auch als „Goldener Oktober“ bekannt, der den Süden Deutschlands regelmäßig wiederkehrend mit längeren niederschlagsfreien und sonnigen Perioden verwöhnt, was insbesondere die Winzer zu schätzen wissen.

Bei den mittleren Andauern der Nassperioden zeigen die meisten Stationen einen ausgeprägteren Jahresgang. An der Station Magdeburg wurden im Zeitraum 1961–1990 zwischen April und Oktober, mit Ausnahme des Monats Juni, keine Nassperioden registriert. Dies schließt jedoch nicht aus, dass auch im Sommer vereinzelt extreme und andauernde Niederschläge auftreten können, wie das Beispiel August 2002 im Elbegebiet zeigt (Abb. 1). Magdeburg ist damit durchaus repräsentativ für das Gebiet nordöstlich des Harzes, in dem im hydrologischen Sommerhalbjahr die kürzesten Nassperioden auftreten (Karte 2.15A). Das Maximum der mittleren Andauer der Nassperioden wird bei den ausgewählten Stationen in den Wintermonaten Januar und Dezember erreicht. Die Mittelgebirgsstation Wasserkuppe/Rhön und bedingt auch die Station Augsburg zeigen ein zweites Maximum im Juli.

auch im Sommer vereinzelt extreme und andauernde Niederschläge auftreten können, wie das Beispiel August 2002 im Elbegebiet zeigt (Abb. 1). Magdeburg ist damit durchaus repräsentativ für das Gebiet nordöstlich des Harzes, in dem im hydrologischen Sommerhalbjahr die kürzesten Nassperioden auftreten (Karte 2.15A). Das Maximum der mittleren Andauer der Nassperioden wird bei den ausgewählten Stationen in den Wintermonaten Januar und Dezember erreicht. Die Mittelgebirgsstation Wasserkuppe/Rhön und bedingt auch die Station Augsburg zeigen ein zweites Maximum im Juli.

Längste Nass- und Trockenperioden

Die vier Atlasarten geben eine vergleichende Übersicht über die mittleren Werte der Andauern von Nass- und Trockenperioden im Zeitraum 1961–1990. Hinter allen Mittelwerten verbirgt sich in der Regel ein breites Spektrum an besonders hohen oder besonders niedrigen absoluten Werten, zum Teil auch an Extremwerten. Gerade sie erwecken immer wieder besonderes Interesse. So hatte die längste Nassperiode, die an 95% aller verwendeten Stationen – also in fast ganz Deutschland – aufgetreten ist, eine Dauer von 13 Tagen (28.12.1986 bis 09.01.1987). Während dieser Zeit sorgte eine nordwestliche bzw. nördliche zyklonale Wetterlage für langanhaltenden Niederschlag in ganz Deutschland.

Die längste Trockenperiode, ebenfalls an 95% der Stationen ermittelt, dauerte insgesamt 21 Tage (15.12.1978 bis 04.01.1979). Wetterbestimmend war in diesem Zeitraum ein ausgedehntes Hochdruckgebiet bzw. eine Hochdruckrinne über Mitteleuropa.

In Tabelle 1 sind die längsten gemessenen Nass- und Trockenperioden für ausgewählte Einzugsgebiete dargestellt. Eine innere Differenzierung erfolgt nach der Höhenlage der Stationen im jeweiligen Einzugsgebiet.

Tab. 1 Längste Nass- und Trockenperiode (NP/TP) in Tagen in ausgewählten Einzugsgebieten in Abhängigkeit von der Höhenlage (o. = oberhalb, u. = unterhalb)

	<75 m		75–150 m		150–300 m		300–450 m		450–800 m		800–900 m		>900 m	
	NP	TP	NP	TP	NP	TP	NP	TP	NP	TP	NP	TP	NP	TP
Maas	50	42	49	44	51	38	63	43	64	35	64	31		
Ussel	54	41	54	37										
Nordseeküste	62	40												
Ostseeküste	49	47	48	42										
Donau o. Schwarzwald							50	58	52	55	67	55	74	40
Donau u. Schwarzwald							49	43	65	50	70	52	68	58
Rhein o. Main			66	55	62	65	68	55	68	46	70	51	74	44
Main			53	50	68	54	70	54	63	47	65	41		
Rhein u. Main	56	40	65	50	66	50	72	53	68	44	67	38		
Erbe	53	41	55	37	53	34								
Weser o. Aller	43	43	56	43	59	55	63	64	65	50	63	38	53	38
Weser u. Aller	50	60	52	57	52	53	74	40	62	32	78	33	86	23
Elbe o. Saale	31	58	39	60	41	58	53	59	69	51	70	43	75	41
Elbe u. Saale	51	61	45	60	35	39	44	39						
Oder	36	58	35	42	35	34			52	36				

Die längsten Nassperioden finden sich in der Regel in den Hochlagen der Einzugsgebiete. Bei den Flusseinzugsgebieten Main, Rhein unterhalb Main und Weser oberhalb Aller treten die maximalen Nassperioden im mittleren Höhenbereich des jeweiligen Einzugsgebietes auf. Dies hängt mit der Ausrichtung der Gebiete zusammen: sie erstrecken sich großräumig betrachtet von Süden nach Norden. Da die Nassperioden nach Süden im allgemeinen kürzer werden, findet man die längsten Nassperioden im Mittellauf der genannten Flüsse. Noch extremer stellt sich dies im Einzugsgebiet der Elbe unterhalb der Saale dar. Hier ist die längste Nassperiode mit 51 Tagen im Unterlauf des Flusses (Höhenbereich <75m) aufgetreten. Bereits die mittleren Andauern (Karten 2.15A und 2.15B) weisen darauf hin, dass die Nassperioden sowohl im Sommer- als auch im Winterhalbjahr in Richtung Nordseeküste länger werden.

Die längste Nassperiode mit 86 Tagen war bis lang auf dem Brocken (Einzugsgebiet der Weser unterhalb Aller) zu verzeichnen. Sie dauerte vom 06.11.1980 bis zum 30.01.1981.

Bei den Trockenperioden treten die längsten Andauern eher in den tiefer gelegenen Landschaftsräumen auf. Dies hängt damit zusammen, dass in der Regel der Niederschlag mit der Höhe zunimmt und damit die Andauer der Trockenperioden abnimmt. In den Gebieten Rhein unterhalb Main und Weser oberhalb Aller sind die längsten Andauern dagegen wieder in mittleren Höhenlagen zu finden. In diesem Höhenintervall liegen die relativ trockenen Gegenden des Main-Dreiecks sowie die Region um Kassel. Im Einzugsgebiet der Donau unterhalb Schwarzwald ist die längste Trockenperiode sogar in der höchsten Höhenklasse (>900 m) festzustellen: hier, im südöstlichen Teil des Bayerischen Waldes, wirkt sich bereits die zunehmende Kontinentalität des Klimas von West nach Ost auf das Andauernverhalten der Trockenperioden mit aus.

Die längste Trockenperiode wurde in Rheinland-Pfalz an der Station Göllheim mit 65 Tagen in der Zeit vom 27.11.1963 bis 30.01.1964 registriert.



2.15 Mean Duration of Wet and Dry Periods

In hydrometeorology, fallen precipitation is examined on the basis of two key aspects. Firstly, the precipitation depths, measured in predefined units of reference such as months, half-years or years, and secondly, the temporal distribution of the precipitation. A few consecutive days of high precipitation can be enough to quickly overstretch storage capacity and drastically worsen the discharge situation. For instance, rather than being caused by individual days with very high precipitation, large-scale floods are usually caused by several consecutive days of high precipitation during which it is quite possible for the intensity of the precipitation to vary from day to day. One example is the Elbe flood in August 2002 (Fig. 1), where a run of high-precipitation days in the catchment areas of the river's upper course triggered a devastating flood disaster. Correspondingly, low water levels in rivers are usually due to a lengthy period of days of negligible precipitation.

One way of describing the temporal behaviour of precipitation is to cite the duration of wet and dry periods. This factor is based on the period in which precipitation falls or does not fall for several consecutive days. However, the time horizons and precipitation-evaluation criteria for wet and dry periods are different.

In meteorology, a *wet period* is defined as a sequence of at least eight wet days. The period must not be interrupted by a single day that does not correspond to the criteria laid down for a "wet day". Having said that, a wet day is not defined on the grounds of the precipitation on that particular day but on a staggered time scale. A day is described as wet if the linear-weighted mean of the precipitation depths of the past seven days exceeds a defined threshold value. The first day's precipitation depth is weighted as 0.1, the last day's as 1.0. The weightings for days two to six are determined by means of linear interpolation. The mean is calculated as the sum total of the products of the precipitation depths and the weightings, divided by the total of weightings. In line with the mean precipitation depths, the threshold value's annual march has a maximum of 5 mm on 7th July and a minimum of 1 mm on 7th January. The annual march is sinusoidal and runs for a period of 365 days.

A *dry period* is a sequence of at least eleven consecutive days on all of which the precipitation depth is lower than or at most equal to 1 mm. The days are all weighted in the same way.

Initially, the wet and dry periods are calculated station by station. Unconnected daily precipitation depths (Maps 2.2 to 2.6) serve as the basis. Once the calculation has been carried out, regression methods, primarily based on the mean precipitation and a distance-weighted residue distribution, are used to regionalise the point evaluations on a grid with a resolution of 30' 60' angular seconds.

Map Structures

The maps show the mean duration of wet and dry periods broken down into the two halves of the hydrological year in order to highlight seasonal differences.

Mean Duration of Wet Periods

The mean duration of wet periods differs significantly in the two halves of the hydrological year. In the period 1961–1990, the maximum mean wet periods in the summer half-year last just under 16 days, in the winter half-year they sometimes last more than 20 days.

In the winter half-year (Map 2.15B), the longest wet periods are in the summit areas of the Harz Mountains, Sauerland and Schwarzwald (Black Forest) as well as in the high locations in the German Alps. This correlates well with the mean precipitation depths (Map 2.4). However, it is striking that the mean durations of the wet periods in Sauerland and the Harz Mountains are longer and more widespread than in the Alps although the highest precipitation depths in the winter half-year are recorded in the Alps. This leads one to conclude that the moisture transport from the North Sea plays an important role in the wet periods in the winter half-year. In coastal areas, that moisture transport results in more wet days with, overall, not particularly high absolute precipitation depths. Consequently, in the winter half-year the wet periods to the north of the Mittelgebirgsschwelle (central upland range) are approximately as long as those in the Pfälzer Bergland (Palatinate Uplands) although the mean precipitation depths at the latter location are roughly twice as high as in the North German Lowlands. Correspondingly, the duration of wet periods in the winter half-year in Germany shortens as the climate becomes more continental. One finds the shortest wet periods, with a mean duration of just a little more than 10 days, leeward of the Harz Mountains. As well as in the dry areas leeward of the Palatinate Uplands, wet periods with a mean duration of around 11 days can also be observed throughout the foothills of the Alps.

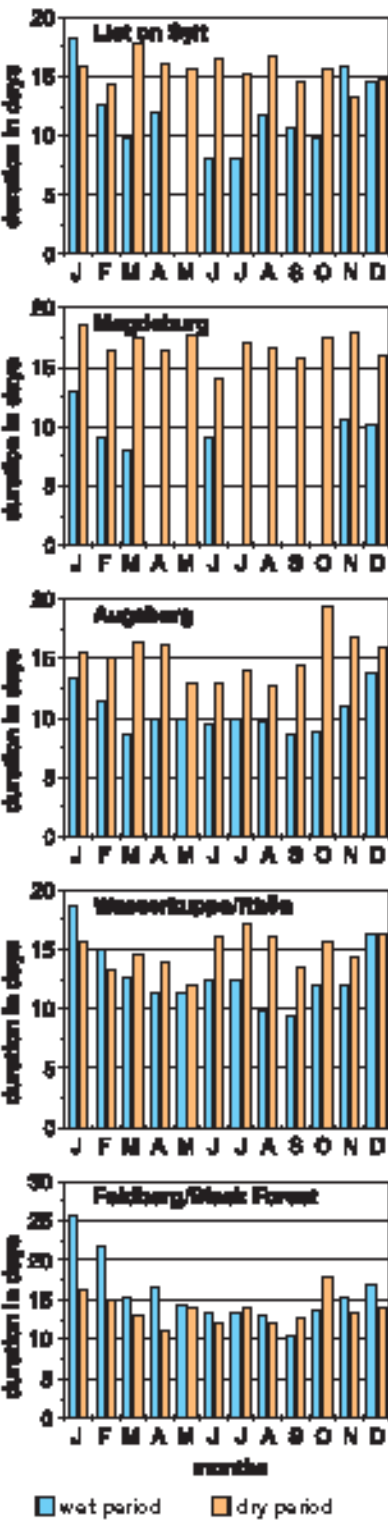


Fig. 2 Annual course of the mean duration of wet and dry periods in the period 1961–1990

In the distribution of the mean duration of wet periods in the summer half-year (Map 2.15A), the upland ranges stand out less than in the winter half-year. The longest mean durations of wet periods, approximately 15 days, are registered in the region of the German Alps. In Germany, the duration range stretches from 8 to 15.6 days. All in all, the spatial distribution of wet periods is more balanced in the summer half of the year than in the winter half. In the summer half-year, the regions with the shortest durations (8 to 9 days) shift to the northeast of Germany. Since, by definition, wet periods have to last a minimum of eight days, a mean of just over eight days means that there are no wet periods in some parts of these regions in the summer half-year. In Bavaria too, the central area with short mean durations of wet periods moves to the northeast to the Regensburg region. Of the upland ranges, the southern part of the Black Forest has the longest wet periods in the summer half-year, at just under 13 days. The Harz Mountains and Sauerland rank below it. In the Federal State of Schleswig-Holstein, the North Sea's influence leads to somewhat longer wet periods than in the remainder of Northern Germany.

Mean Duration of Dry Periods

The distribution of the mean durations of dry periods does not exhibit any particularly distinct structures in either half of the year (Maps 2.15C and 2.15D). Above all, this is due to the nationwide impact of persistent high-pressure weather conditions. The duration of dry periods within Germany only varies slightly. Neither the upland ranges nor even the Alps differ much from the overall picture. The mean durations differ only negligibly in the two halves of the hydrological year. The station-reading range in the summer half is only between 13.4 and 17.4 days and in the winter half between 13.4 and 18.7 days. The mean durations of dry periods are longest in the southeastern leeward region of the Harz Mountains, both in summer and winter. In the winter half-year, lengthy dry periods can be expected leeward of Pfälzer Wald (Palatinate Forest), in Rheinhessen and in western Saarland. In the summer half-year, the longest dry periods are leeward of the Harz Mountains, in the area surrounding Berlin up to Oderbruch and in the hinterland of the Baltic coast.

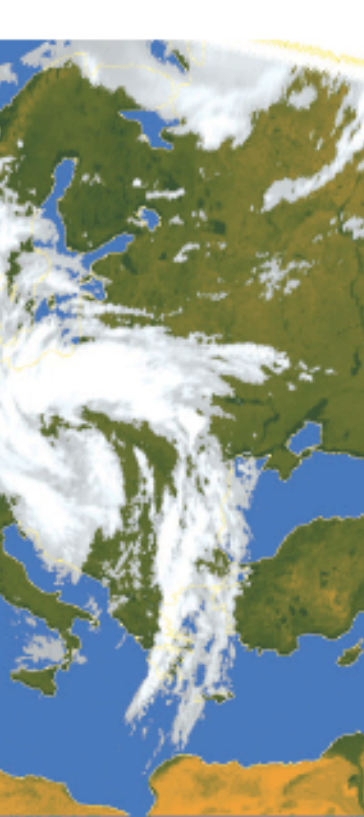


Fig. 1 Satellite image from the 12.08.02 – cloud cover with intensive, enduring precipitation in the Elbe catchment and neighbouring regions

Figure 2 shows five stations which represent regions with different mean durations of wet and dry periods. They are broken down on the basis of the annual marches of the wet and dry periods. Much of what can be seen here reflects the key information given in the maps: there are hardly any pronounced annual marches with regard to the duration of the dry periods. At the South German stations of Augsburg and Feldberg/Schwarzwald the longest dry periods are in October. This is due to the Indian summer, also known as "Golden October", which treats the south of Germany to regular, long sunny periods without precipitation, a fact that wine-growers in particular appreciate.

When it comes to the mean durations of the wet periods, most of the stations exhibit a more pronounced annual march. At the Magdeburg station, no wet periods were registered between April and October, with the exception of June, in the period 1961–1990. Anyway there may still be situations, when intensive and enduring precipitation occurs in summer months as shown in August 2002 in the Elbe catchment area

(Fig. 1). Magdeburg is thus very much representative of the region to the northeast of the Harz Mountains, where, in the summer half of the hydrological year, the shortest wet periods are to be found (Map 2.15A). At the selected stations, the longest mean duration of wet periods is in the winter months of January and December. The Wasserkuppe/Rhön station in the uplands and, to a certain extent, the Augsburg station, exhibit a second maximum in July.

Longest wet and dry periods

The four maps provide a comparison of the mean durations of wet and dry periods in the period 1961–1990. Most of the mean values conceal a broad spectrum of particularly high or particularly low absolute values and even extreme values in some cases. Those are the values which repeatedly arouse particular interest. For instance, the longest wet period, recorded at 95% of all stations used (i.e. practically the whole of Germany), lasted 13 days (28.12.1986 to 09.01.1987). Northwestern/northern cyclonic conditions caused sustained precipitation throughout Germany during this period.

The longest dry period, also recorded at 95% of the stations, lasted a total of 21 days (15.12.1978 to 04.01.1979). During this period, the weather was influenced by an extensive area of high pressure or rather a bridge of high pressure across Central Europe.

Table 1 shows the longest measured wet and dry periods for selected catchment areas. In turn, each catchment area is broken down by station altitude as well.

Table 1 Longest wet and dry period (WP/DP) in days in selected catchment areas by altitude (a. = above, b. = below)

	<75 m		75–150 m		150–300 m		300–450 m		450–600 m		600–900 m		>900 m	
	WP	DP	WP	DP	WP	DP	WP	DP	WP	DP	WP	DP	WP	DP
Main a.	50	42	49	44	51	38	63	43	64	35	64	31		
Upland	54	41	54	37										
North Sea Coast	62	40												
Baltic Sea Coast	49	47	48	42										
Danube a. Schwabellweis							50	58	52	55	67	55	74	40
Danube b. Schwabellweis							49	43	65	50	70	52	68	58
Rhine a. Main			66	55	62	65	68	55	68	46	70	51	74	44
Main			53	50	68	54	70	54	63	47	65	41		
Rhine b. Main	56	40	65	50	66	50	72	53	68	44	67	38		
Erz	53	41	55	37	53	34								
Weser a. Aller	43	43	56	43	59	55	63	64	65	50	63	38	53	38
Weser b. Aller	50	60	52	57	52	53	74	40	62	32	76	33	86	23
Elbe a. Saale	31	58	39	60	41	58	53	59	69	51	70	43	75	41
Elbe b. Saale	51	61	45	60	35	39	44	39						
Oder	36	58	35	42	35	34			52	36				

The longest wet periods are mostly to be observed in the high locations within the catchment areas. In the catchment areas of the River Main, the Rhine downstream from the Main and the Weser upstream from the Aller, the maximum wet periods occur in the medium-altitude areas of the catchment area. This is due to the alignment of the regions: seen on the large scale, they stretch from the south to the north. Since the wet periods tend to become shorter towards the south, the longest wet periods are to be found in the middle course of the rivers mentioned. The situation is even more extreme in the catchment area of the Elbe downstream from the Saale. The longest wet period here, 51 days, occurred in the river's lower course (altitude < 75m). The mean durations themselves (Maps 2.15A and 2.15B) point to the fact that the wet periods become longer the closer one gets to the North Sea coast, both in the summer and the winter halves of the year.

To date, the longest wet period recorded, 86 days, was on the Brocken mountain (the Weser catchment area downstream from the Aller). It lasted from 06.11.1980 until 30.01.1981.

The longest dry periods occur more in the lower-altitude areas. This is due to the fact that precipitation usually increases with altitude and thus that the dry periods become shorter. In the Rhine region downstream from the Main and the Weser region upstream from the Aller, however, the longest durations are to be observed in the medium-altitude locations. The relatively dry areas of the "Main Triangle" and the region surrounding Kassel are located at this altitude. In the Danube's catchment downstream from Schwabellweis, the longest dry period is actually in the highest altitude category (> 900 m). There, in the southeastern part of Bayerischer Wald (Bavarian Forest), the increasingly continental nature of the climate from west to east already influences the duration of dry periods.

The longest dry period, 65 days, was registered at the Göllheim station in the Federal State of Rhineland Palatinate in the period from 27.11.1963 to 30.01.1964.