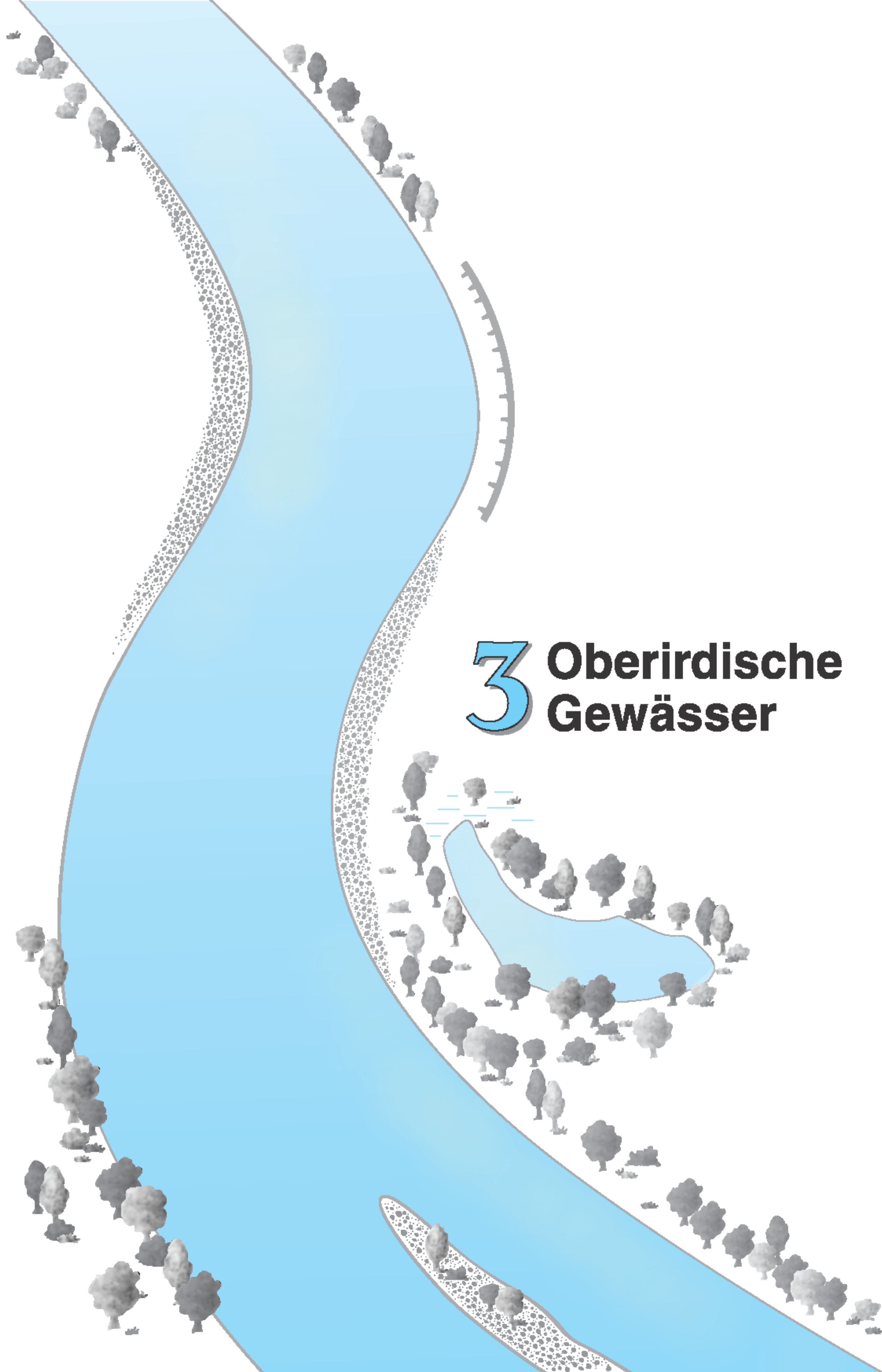


3 Oberirdische Gewässer



3.0 Einführung

Zu den oberirdischen Gewässern zählen die Fließgewässer wie Ströme, Flüsse, Bäche und andere Gerinne, und die stehenden Gewässer. Stehende Gewässer umfassen neben den Meeren und Seen auch Talsperren, Stauseen, Teiche – sie können also natürlichen Ursprungs oder künstlich angelegt sein. Künstlich geschaffene Kanäle können sowohl den Charakter fließender als auch stehender Gewässer haben.

Wasser, das sich als Abfluss in einem oberirdischen Gewässer sammelt, hat seinen Ursprung im Niederschlag. Auf dem Weg dorthin kann es auf der Erdoberfläche in Form von Eis und Schnee, im Boden als Bodenfeuchte oder im Grundwasser gespeichert gewesen sein.

Der Abfluss ist diejenige Komponente des Wasserkreislaufes, die die Entwässerung der Landflächen der Erde und damit die Ableitung des überschüssigen Niederschlagswassers charakterisiert. Unter Abfluss wird all das Wasser verstanden, das sich auf oder unter der Landoberfläche unter dem Einfluss der Schwerkraft lateral bewegt. Der Abflussprozess beruht auf drei Vorgängen:

- (a) dem Prozess der *Abflussbildung* aus dem Niederschlag,
- (b) dem Prozess der *Abflusskonzentration*, d. h. der Konzentration des zum Abfluss gelangenden Niederschlags,
- (c) dem *Gerinneabfluss*, d. h. dem Fließprozess im offenen Gerinne.

Diese Prozesse lassen sich jeweils in zahlreiche Unterprozesse untergliedern. Sie laufen alle gleichzeitig sowie räumlich und zeitlich differenziert ab (Abb. 1). Mit zunehmender zeitlicher Entfernung vom auslösenden Niederschlagsereignis verlagert sich der Schwerpunkt des Prozessgeschehens vom Abflussbildungs- über den Abflusskonzentrations- hin zum Fließprozess im offenen Gerinne.

Prozesse der Abflussbildung und Abflusskonzentration

Bei der *Abflussbildung* werden verschiedene Wasseranteile des Niederschlags an Pflanzenoberflächen (Interzeption), an der Bodenoberfläche (Muldenrückhalt), in Schnee, Eis und Gletschern, in stehenden Gewässern, im Boden (Bodenfeuchte) sowie im Grundwasser gespeichert und teilweise durch den Verdunstungsprozess (2.0 „Einführung“) in die Atmosphäre zurückgeführt. Die Abflussbildungsprozesse entscheiden darüber, ob das Wasser gespeichert oder weitergeleitet wird. Bei dem Prozess der *Abflusskonzentration* wird der flächenhaft verteilte abflusswirksame Niederschlag (Effektivniederschlag) zum nächstgelegenen Vorfluter geleitet: durch laterale Fließvorgänge auf der Landoberfläche als Landoberflächenabfluss, im Bereich der ungesättigten Bodenzone als Zwischenabfluss und im Bereich der gesättigten Bodenzone als Grundwasserabfluss (Abb. 1).

Sobald das aus Infiltrations- bzw. Sättigungsüberschuss auf der Landoberfläche gestaute Niederschlagswasser nicht in kleineren Vertiefungen oder Mulden zurückgehalten wird, fließt es unter dem Einfluss der Schwerkraft als Landoberflächenabfluss (Horton'scher Oberflächenabfluss, Sättigungsflächenabfluss) dem Fließgerinne bzw. Vorfluter zu. Urbane, versiegelte Flächen werden meist durch die städtischen Kanalsysteme oder durch eigens angelegte Grabensysteme entwässert.

Weitere Prozesse können zu einer oberflächennahen, horizontalen Wasserbewegung, dem Zwischenabfluss (Interflow), führen. Der Zwischenabfluss vollzieht sich im Dezimeterbereich unter der Bodenoberfläche, meist in Deckschichten über dem Grundwasserspiegel, und wird daher auch als oberflächennaher Abfluss bezeichnet. Er fließt dem Vorfluter nur mit geringer zeitlicher Verzögerung zu. Besonders schnell und bedeutend ist dieser laterale Abfluss, wenn ein gut ausgebildetes Makroporensystem (Makroporenfluss) und ein grobes Korngerüst bzw. ein sehr skelettreicher Boden oberhalb einer nicht- oder nur gering durchlässigen Bodenschicht vorhanden sind. Die durchlässige Schicht wirkt als Drainage des Hanges. Diese Form der Wasserbewegung wird auch als „Abfluss in bevorzugten Fließwegen“ bezeichnet; findet ein wesentlicher Teil des lateralen Abflusses in Makroporen unter nahezu vollständiger Umgehung der Bodenmatrix statt, so spricht man vom „bypass flow“.

Neben der Abnahme der Makroporosität mit der Tiefe wird häufig auch eine Abnahme der hydraulischen Leitfähigkeit der Bodenmatrix mit der Tiefe beobachtet. In Verbindung mit oft auftretenden anisotropen Böden in Hanglagen kann dies zu einer bedeutenden Fließkomponente in Hangrichtung in der Bodenmatrix führen. Bei starkem Zustrom von Hangwasser wird sich am Hangfuß im Übergang zur Tallage ein zeitlich variabler, gesättigter Bereich ergeben, der sich mit zunehmender Niederschlagsdauer erheblich ausdehnen kann (Sättigungsflächenabfluss). Diese Ausdehnung kann sich bis in Zonen mit stärkeren hydraulischen Gradienten erstrecken. Es kann dann ebenfalls zu einem Austritt von Hangwasser an der Erdoberfläche kommen, also zu einem Übergang von Zwischenabfluss in Landoberflächenabfluss (return flow). Dieser Sättigungsbereich trägt wesentlich zur Abflussbildung bei. Alles diesem Bereich unter- und oberirdisch zuströmende Wasser wird unmittelbar dem Gerinne zugeführt.

Während beim Landoberflächenabfluss ausschließlich Ereigniswasser (Niederschlags- oder Schneeschmelzwasser) in den Vorfluter gelangt, handelt es sich bei den Wasserflüssen im Untergrund wegen der geringen Fließgeschwindigkeiten meist um sogenanntes Vorereigniswasser, das heißt Wasser, das bereits vor dem Ereignis gespeichert war. Die Mobilisierung des „Altwassers“ erfolgt sehr schnell, so dass in der Abflussganglinie die Scheitel von direkter und indirekter Abflusskomponente relativ dicht nebeneinander liegen können. Hier sind Verdrängungsprozesse sowohl in der ungesättigten als auch in der gesättigten Bodenzone vorhanden. Diese treten insbesondere in Zonen mit hoher Vorsättigung auf, wie z. B. in topographischen Senken oder unteren Hangbereichen, denen in der Zeit zwischen einzelnen Niederschlagsereignissen Wasser aus höhergelegenen Teilgebieten zuströmt.

Das Wasser, das durch Versickerungsprozesse dem Grundwasser zugeführt wird, wird längerfristig gespeichert. Als Grundwasserabfluss bewegt es sich dem Gefälle folgend dem Fließgewässer zu und trägt in Form von Quellschüttungen oder flächenhaften Grundwasserzutritten (Exfiltration) zur Bildung des Abflusses im Gerinnebett bei.

In Bereichen eines Einzugsgebietes, in denen der Kapillarsaum bis nahe an die Bodenoberfläche reicht, treten durch Infiltration von Niederschlagswasser schnelle Potenzialänderungen auf und es kann zu einem schnellen und überproportional starken Anstieg des Grundwasserspiegels in diesem Bereich kommen. Es entsteht ein lokaler Potenzialrücken (groundwater ridge), der einen schnellen Ausfluss von Grundwasser in den Vorfluter zur Folge hat.

Fließprozesse in offenen Gerinnen

Der in den Einzugsgebieten flächenhaft gebildete Abfluss konzentriert sich in dem linienhaft ausgebildeten Gewässernetz. In den Vorfluter eintretendes Wasser aus Landoberflächen-, Zwischen- oder Grundwasserabfluss führt zu einer Ansammlung von Wasser oder zu einer Erhöhung der Wasserführung. Zwischen einem Niederschlagsereignis und dem Anstieg des Abflusses im Fließgewässer besteht eine Zeitdifferenz, nämlich die Fließzeit, welche das Wasser benötigt, um zum Vorfluter zu gelangen. Diese Fließzeit hängt von verschiedenen Faktoren ab, z. B. von der Entfernung zum Vorfluter, den ober- und unterirdischen Gefällsverhältnissen, der Bodenrauheit und den Bodendurchlässigkeiten.

Das Wasser im offenen Gerinne bewegt sich ständig dem größten Gefälle folgend zum Meer oder zu einem See. Auf dem Weg dorthin tritt neues Wasser als Landoberflächen-, Zwischen-

oder Grundwasserabfluss hinzu. Der Fließvorgang im offenen Gerinne erfolgt nach den Gesetzmäßigkeiten der Hydraulikmechanik. Das Wasser im Flusslauf steht mit dem Grundwasser in Wechselbeziehung: Flusswasser wird entweder ständig oder zeitweise an das Grundwasser abgegeben und trägt so zur indirekten Grundwasserneubildung bei. In Gebieten mit besonderen Bedingungen, z. B. in stark geklüftetem Untergrund oder in trockenen Gebieten, kann das Wasser eines Flusses vollständig versiegen. Eine im Fließgewässer ablaufende Hochwasserwelle verändert durch die Retentionswirkung des Gerinnes und der Uferländer (Gerinnerückhalt) mit zunehmender Laufzeit ihre Form, d. h. es findet eine Abflachung des Scheitels und eine Verbreiterung der Welle statt.

Die zeitlichen Schwankungen der Wasserführung eines Fließgewässers werden durch die Abflussganglinie charakterisiert. In einer Ganglinie treten abwechselnd Zeiten mit hoher und niedriger Wasserführung auf, je nach Wasserangebot aus Niederschlägen, Eis- und Schneeschmelze in den vorangegangenen Tagen, Wochen und Monaten. Extreme oder langandauernde Niederschläge können zu Hochwasser führen. Auf längere niederschlagsfreie Perioden folgen in den Fließgewässern Zeiten mit nur geringer Wasserführung (Niedrigwasser).

Die Fließgewässer der gemäßigten Breiten münden in die Weltmeere. Auf dem Weg dorthin können sie Seen bilden und diese durchfließen. Seebecken können auch durch Grundwasser gefüllt und durchströmt werden. Seen verfügen über ein großes Rückhaltevermögen. In ihnen kann das Wasser über einen langen Zeitraum gespeichert werden. Deshalb werden häufig künstliche Seen (Talsperren) angelegt. Die Speichervirkung natürlicher und künstlicher Seen dämpft die Durchflussganglinie der durchfließenden Flussläufe. Dabei werden die Scheitelhöhen der Hochwasserwellen vermindert und die Wasserführung in Niedrigwasserzeiten aufgehört.

HAD-Themen zu oberirdischen Gewässern

3.1 Ausgewählte Pegelan oberirdischen Gewässern

Der Abfluss oberirdischer Gewässer ist für die wasserwirtschaftliche Planung, den Betrieb und die Steuerung wasserwirtschaftlicher Systeme, den Gewässerschutz und den Hochwasserschutz von zentraler Bedeutung. Deshalb unterhalten in Deutschland die Fachverwaltungen von Bund und Ländern hydrologische Messnetze, an denen u. a. die Wasserstände kontinuierlich gemessen und daraus die Durchflüsse ermittelt werden. In Karte 3.1 sind von den über 4000 in Deutschland vorhandenen Pegeln etwa 850 ausgewählt. Ergänzend ist eine Tabelle mit den wichtigsten Daten der Pegel (Stammdaten) wie Messstellenname, Gewässer, Beginn der Beobachtung, Höhe des Pegelnullpunktes, Einzugsgebietsgröße und Bundesland beigefügt.

3.2 Flussgebiete

In der Karte 3.2 sind die oberirdischen Flussgebiete Deutschlands mit einer Fläche von mehr als ca. 500 km² dargestellt. Dabei sind die Flussgebiete entsprechend der Ordnungszahl der Flüsse klassifiziert. Die größeren Flussgebiete wie Rhein, Weser und Elbe werden aus flussmorphologischen und hydrologischen Gründen in Flussabschnitte (Ober-, Mittel- und Unterlauf) weiter unterteilt.

3.3 Übersichtskarte Stehende Gewässer

Mit einem quantitativen Ansatz wird die räumliche Verbreitung der stehenden Gewässer in Deutschland (Seeflächen und Seedichte) dargestellt. Sie spiegelt insbesondere die morphologische Entwicklung der Landschaften unter dem Einfluss der Eiszeiten wider.

3.5 – 3.8 Mittlere jährliche und halbjährliche Abflusshöhen

Grundlage für die Berechnung der mittleren jährlichen Abflusshöhe für den Zeitraum 1961–1990 sind die in Karte 2.5 dargestellten mittleren jährlichen korrigierten Niederschlagshöhen und die in Karte 2.13 enthaltenen mittleren jährlichen tatsächlichen Verdunstungshöhen. Im Zusammenhang mit Karte 3.5 ist auch die Karte 6.7 („Abflussbilanz von Deutschland“) zu sehen. Während Karte 3.5 die auf der Gebietsfläche von Deutschland gebildeten Abflüsse darstellt, beinhaltet Karte 6.7 die über die Landesgrenzen ein- und austretenden Wasserflüsse sowie die Abflüsse in die Nord- und Ostsee. Die Differenz zwischen den aus Karte 6.7 ermittelten gesamten Zu- und Abflüssen müsste identisch sein mit den über die Gesamtfläche von Deutschland integrierten Abflusshöhen in Karte 3.5. Zwischen beiden Werten liegt jedoch eine Differenz von etwa 10%, die sowohl auf Messfehler bei der Bestimmung der Abflüsse als auch auf Unsicherheiten bei den Modellannahmen für die Berechnung der Abflusshöhen zurückgeführt werden kann.

Weiterhin besteht ein Zusammenhang der Karte 3.5 mit den Karten 4.5 „Mittlere jährliche Sickerwasserate aus dem Boden“ und 5.5 „Mittlere jährliche Grundwasserneubildung“. Karte 4.5 beinhaltet im Unterschied zu Karte 5.5 neben der Grundwasserneubildung zusätzlich den Zwischenabfluss. Karte 3.5 schließt neben diesen beiden Abflusskomponenten auch den auf den Landoberflächenabfluss entfallenden Abflussanteil mit ein.

Die Karten 3.6 bis 3.8 thematisieren die Abflusshöhen der hydrologischen Halbjahre (3.6 „Mittlere Abflusshöhe Sommerhalbjahr“, 3.7 „Mittlere Abflusshöhe Winterhalbjahr“) bzw. das Verhältnis der Abflusshöhe Sommer-/Winterhalbjahr.

3.9 Mittlerer jährlicher Durchfluss und Durchflussvariabilität

Karte 3.9 enthält die mittleren jährlichen Durchflüsse (MQ) ausgewählter Fließgewässer in Bänderdarstellung. Diese Darstellung zeigt anschaulich die Unterschiede in der Wasserführung der Flüsse und vermittelt einen Eindruck über die regionale Variabilität des Durchflusses durch die farbliche Gestaltung der Bänder aufgrund des Verhältnisses MQ/MNQ.

3.10 Niedrigwasserabflussspende (MN10q)

Als flächenhafte Maßzahl für Niedrigwasserabflüsse wird die mittlere Niedrigwasserabflussspende MN10q (mittlere niedrigste Abflussspende an 10 aufeinanderfolgenden Tagen) in Form einer Rasterfelddarstellung mit der räumlichen Auflösung von 1 km² dargestellt. Aus der räumlichen Verteilung werden die verschiedenen Einflussfaktoren auf den Niedrigwasserabfluss sichtbar. Die großräumige Verteilung wird im Wesentlichen durch die Niederschlagshöhe geprägt. Auch die Lithologie ist in einigen Gebieten als Einflussfaktor erkennbar.

3.11 Abflussregime – Inner- und zwischenjährliche Variation des Abflusses

Das Abflussregime eines Fließgewässers kann durch den jahreszeitlichen Verlauf der Wasserführung, die Häufigkeitsverteilung der charakteristischen hydrologischen Werte und die Dauer von Hoch- und Niedrigwasserzeiten (einschließlich der in einer längeren Beobachtungsperiode auftretenden extremen Hoch- und Niedrigwasser) beschrieben werden. Eine Vielzahl von geographischen, klimatologischen, hydrologischen und anthropogenen Faktoren bestimmt die Abflussregime von Fließgewässern. Regimeklassifikationen sind ein Mittel, die Ähnlichkeit bzw. die Unterschiede von Flüssen bzw. deren Einzugsgebieten hinsichtlich der Gebietsreaktion zu charakterisieren. Die Karte 3.11 zeigt Referenzdiagramme mit den Ergebnissen der Häufigkeitsanalyse von Zeitreihen des Durchflusses ausgewählter, regional typischer Pegel. Sie enthalten in Form von normierten und gleitend 20tägig geglätteten Werten die Abflusshöhe in Form des Medians und Quantilsänder als Variabilitätsmaß. Den Referenzdiagrammen sind Flächen hinterlegt, die etwa den Gültigkeitsräumen der Referenzpegel entsprechen.

3.0 Introduction

Surface waters include flowing bodies of water like rivers, streams, and other watercourses, and standing bodies of water. Aside from oceans, seas, and lakes, standing waters also comprise dammed waters, reservoirs, and ponds: thus, they can be of natural or manmade origins. Manmade channels can have the characteristics of both flowing and standing water.

Water that collects as discharge in a surface water body originated from precipitation. On its way it may have been stored on the earth's surface in the shape of ice and snow, in the soil as soil water, or as groundwater.

Runoff is that component of the water cycle which characterises the drainage of the earth's surfaces and, thus, the drainage of surplus precipitation water. The term runoff refers to all the water moving laterally above or under the earth's surface under the influence of gravity. The runoff process is based on three processes:

- (a) The process of runoff generation from precipitation;
- (b) The process of runoff concentration, that is, concentration of the precipitation adding to the runoff;
- (c) Open channel flow, that is, the flowing process in open channels.

These processes can be further divided into numerous sub-processes. They all occur simultaneously as well as temporally and spatially distinctly (Fig. 1). As the chronological distance from the triggering precipitation event increases, the importance of the process shifts from the runoff generation process through the runoff concentration process to the open channel flow process.

Processes of Runoff Generation and Concentration

In the generation of runoff, varying shares of the water from precipitation are stored on vegetation surfaces (interception), on the land surface (depression storage), in snow, ice and glaciers, in standing water bodies, in the soil (soil water), and in groundwater, and are partly returned to the atmosphere through the process of evapotranspiration (2.0 "Introduction"). The runoff generation processes determine whether the water is stored, or channelled onwards. In the process of runoff concentration, that precipitation, spread over a given area, which contributes to runoff is conducted towards the nearest receiving waters: through lateral flow processes over the land surface as overland flow, in the area of the unsaturated soil zone as interflow or throughflow, and in the area of the saturated zone as groundwater flow (Fig. 1).

Wherever the precipitation that collects on the land surface from surplus infiltration or saturation is not retained in small depressions or basins, it runs towards flow channels or receiving waters under the influence of gravity as overland flow (Hortonian overland flow, saturation overland flow). Urban, sealed surfaces are generally drained either by the city canals or by specially built ditch or trench systems.

Further processes can lead to a movement of water under and near to the surface and parallel to slopes known as interflow. Interflow occurs within decimetres of the soil's surface, usually in layers above groundwater level, and is therefore also termed near-surface flow. It reaches receiving waters after only a brief delay. This lateral flow is particularly swift and copious in the presence of a well-formed macropore system (macropore flow) with coarse particle size or a very skeletal soil (entisol) over an impermeable or only slightly permeable layer. The permeable layer serves as a drain for the slope. This type of water movement may also be termed "runoff along preferred flow paths"; if a substantial part of lateral flow occurs through macropores, to the almost complete exclusion of the ground matrix, we speak of bypass flow.

With increasing depth, aside from a decline in macroporosity, frequently a decline in hydraulic conductivity of the soil matrix is also observed. In combination with the anisotropic soils that often exist in slopes, this can lead to a substantial flow component in the slope's direction within the ground matrix. During a heavy inflow of slope water a temporally variable, saturated zone will appear, at the foot of the slope where this flattens into the valley floor, that can extend over a wide area as the duration of precipitation lengthens (saturation overland flow). This area can spread into zones with greater hydraulic gradients. Then, slope water may also appear at the earth's surface: in other words, there is a shift from interflow to overland flow (return flow). This saturation zone contributes appreciably to the formation of runoff. Any water flowing to this area both overland and subsurface flows directly into the channel.

While it is exclusively event water (from precipitation or snow melt) that flows into the receiving waters during overland flow, in subsurface water flows, because of the slow flow velocities here, pre-event water is mostly involved: that is, water that was already stored prior to the event. Mobilisation of "old" water is rapid, so that, on a runoff hydrograph curve, the crests of the direct and indirect flow components may lie relatively close together. Displacement processes are present both in the saturated and the unsaturated zones. These arise especially in zones with high pre-saturation, such as in topographical depressions or along lower slopes, towards which water from higher areas seeps in the period between two precipitation events.

Water that seeps down to groundwater is stored over a longer term. In the shape of groundwater flow it moves in the direction of flowing water bodies, following the incline, and contributes to the flow in the channel bed as spring discharge or groundwater discharge over a wider area (exfiltration).

In the parts of a catchment area where the capillary fringe approaches the surface, infiltration of precipitation water soon causes changes in potential, and the groundwater table in such a zone can rise quickly and strongly, quite disproportionately. A local groundwater ridge appears, causing a speedy discharge of groundwater into the receiving waters.

Open Channel Flow Processes

The runoff formed over extensive reaches of the catchment areas is concentrated in the linear water network. Water entering the receiving waters from overland flow, interflow, or groundwater flow results in the collection of water or in an increase of discharge. Between a precipitation event and the increase of discharge in a flowing water body there is a time difference: namely, the flow time the water takes to reach the receiving waters. This flow time is dependent on various factors, e.g. the distance to the receiving waters, the surface and subsurface inclines, surface roughness and permeability.

The water in an open channel moves steadily, following the steepest incline, towards the sea or a lake. Along the way it is joined by new amounts of water from overland flow, interflow, or groundwater flow. The open channel flow process obeys the laws of hydromechanics. The water in the riverbed interacts with the groundwater and can release water to the groundwater intermittently or constantly as indirect generation of new groundwater (riverbank storage). In areas with special conditions, such as heavily fissured subsoil or in arid zones, the water of a river can dry up completely. A flood wave moving along a body of flowing water changes shape with time, due to the retentive effects of the channel and floodplain (channel retention), in other words, the crest flattens and the wave widens.

Temporal fluctuations in the discharge of a flowing water body are characterised by the discharge hydrograph curve. On a single hydrograph curve, periods with high and low discharge alternate, depending on the supply of water from precipitation or the melting of ice and snow over the preceding days, weeks, and months. Heavy or extended precipitation can cause floods. Long, precipitation-free periods are followed by phases of low discharge (low-flow) in flowing bodies of water.

The flowing water bodies of the temperate zones flow into the oceans. Along the way, they may form lakes and run through these. Groundwater may also fill lake basins and flow through them. Lakes possess vast retentive capacities. Water can be stored in them for long periods. That is why manmade lakes (reservoirs) are often constructed. The storage effects of natural and manmade lakes dampen the flow hydrograph curves of the watercourses that run through them. The peak heights of flood waves are lowered and discharge during low-flow periods is raised.

HAD Topics Pertaining to Surface Waters

3.1 Gauging Stations at Surface Water Bodies

The runoff of surface waters is of prime importance for water resources planning, operating and managing water resource systems, water conservation, and flood prevention and control. That is why the German Federal and State authorities maintain networks of hydrological observation stations where water levels, among other things, are measured continuously and used to calculate discharges. In Map 3.1, some 850 of the over 4000 gauges in Germany have been selected. The map is supplemented by a table with the most important data (master data) from the gauges, such as station name, name of water body, start of observation, gauge origin elevation, size of catchment area, and Federal State.

3.2 River Basins

Map 3.2 shows the surface river basins of Germany whose areas exceed approx. 500 km². The river basins, in accordance with the ordinal numbers of the rivers, have been classified through the use of different symbols for the watersheds. The major river basins like the Rhine, Weser, and Elbe have been further subdivided into river segments (upper, middle, and lower course) for morphological and hydrological reasons.

3.3 Standing Waters: an Overview

A quantitative approach has been used to represent the spatial distribution of standing waters in Germany (lake surface and density). In particular, it reflects the morphological development of landscapes under the influence of the ice ages.

3.5 – 3.8 Mean Annual and Half-Year Runoff Depths

The foundation for calculating the mean annual runoff depths for the 1961–1990 period was provided by the mean annual corrected precipitation depths represented in Map 2.5 and by the mean annual actual evapotranspiration depth contained in Map 2.13. Map 6.7 "Runoff Balance in Germany" should be viewed in conjunction with Map 3.5. While Map 3.5 shows the runoff that arise on the territory of Germany, Map 6.7 contains the discharge that cross the national borders in both directions as well as those which discharge into the North and Baltic Seas. The difference between the overall flows into and out of the country determined from Map 6.7 should be identical with the runoff depths, integrated for the total surface of Germany, in Map 3.5. However, there is a discrepancy of about 10% between the two, which can be traced to errors of measurement while establishing discharges as well as to uncertainties stemming from the model assumptions for calculating the runoff depths.

Furthermore, Map 3.5 also relates to Map 4.5, "Mean Annual Rate of Percolation from the Soil," and Map 5.5, "Mean Annual Groundwater Recharge". Map 4.5, in contrast to Map 5.5, shows interflow as well as groundwater formation. In addition to those two runoff components, Map 3.5 also shows the share of runoff represented by overland flow.

Maps 3.6 to 3.8 deal with the runoff depths of the hydrological half-years (3.6 "Mean Runoff Depth for the Summer Half-Year," 3.7 "Mean Runoff Depth for the Winter Half-Year") and the ratio of the summer/winter half-year runoff depths, respectively.

3.9 Mean Annual Discharge and Discharge Variability

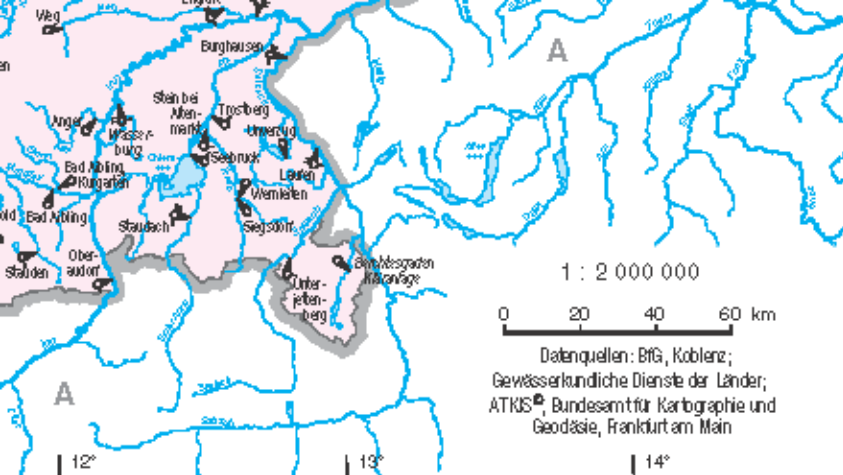
Map 3.9 shows the mean annual discharge (MQ) of selected flowing water bodies, represented in bands. This representation illuminates the differences in the discharges of rivers and gives an impression of the regional variability of flow rates using bands of different colours to indicate the MHQ/MNQ ratio (mean highest discharge/mean lowest discharge).

3.10 Specific Low-Flow (MN10q)

As a measure of low-flow over a given area, the mean low-flow MN10q (mean minimum discharge per unit area on 10 consecutive days) is represented in the shape of a grid with a spatial resolution of 1 km². With this spatial distribution the various factors of low-flows become visible. Extensive distribution is marked largely by the depth of precipitation. In some areas the lithology is a perceptible factor.

3.11 Runoff Regimes – Seasonal and Interannual Variations of Runoff

The runoff regime of a flowing water body can be described in terms of the seasonal course of discharge, the frequency distribution of characteristic hydrological values, and the duration of high and low water periods (including the high and low water extremes that occur during a longer period of observation). A multitude of geographic, climatological, hydrological, and anthropogenic factors determines the runoff regimes of flowing water bodies. Regime classifications are one means of characterising the similarities or differences of rivers or their catchment areas in terms of regional effects. Map 3.11 shows reference diagrams with the frequency-analyses results of the discharge time series at selected, regionally typical gauges. They show, in the shape of standardised values smoothed over a sliding 20-day period, the discharge in the form of the median and quantile bands as variability measurement. The reference diagrams have been superimposed on images representing the approximate area of reference of the reference gauges.



HYDROLOGISCHER ATLAS VON DEUTSCHLAND

Herausgegeben vom Bundesministerium für Umwelt,
Naturschutz und Reaktorsicherheit

3.1 Ausgewählte Pegel an oberirdischen Gewässern

Autoren: R. Busskamp, H.-J. Liebscher, H. Reiche
Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz

Wissenschaftliche Beratung: Ch. Leibundgut (IHF), W. Struckmeier (BGR),
F.-J. Kern (IHF)
unter Mitwirkung der Gewässerkundlichen Dienste der Länder

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

3.1 Pegel an oberirdischen Gewässern – Verzeichnis

Meßstelle	Gewässer	Regelmäßig beobachtet seit	PNP in m ü. NN	A ₀ in km²	Land
Amberg	Vils	1949	371	438	BY
Anger	Altmühl	1951	435	244	BY
Augsburg u.d. Wertachmündung	Lach	1960	457	3800	BY
Aunköfen	Alsenz	1951	358	359	BY
Bachingen	Brenz	1980	435	810	BY
Bad Aibling	Mangfall mit Talbach	1928	477	789	BY
Bad Aibling Kuegelen	Glonn	1928	472	144	BY
Bad Tölz Kraftwerk	Isar	1959	632	1554	BY
Behrings o.d. Salzmündung	Altmühl mit Putzmaße	1988	363	2251	BY
Berchtesgaden Kläranlage	Berchtesgadener Ache	1985	516	267	BY
Berg	Donau	1929	490	4047	BY
Beuerberg	Losbach mit Kanal	1951	578	954	BY
Beuron	Donau	1926	605	1309	BY
Braunsholzen	Wertach	1921	694	450	BY
Burbach	Roll	1931	347	855	BY
Böhmischbrunn	Pfemünd	1931	461	488	BY
Burghausen	Salzach	1901	352	6649	BY
Chamgau	Regen	1931	371	1357	BY
Dasing	Paar	1959	464	246	BY
Deiselberg	Schwarze Laber	1955	372	427	BY
Dillingen	Donau	1924	415	11315	BY
Donauwörth	Breg	1990	678	290	BY
Donauwörth	Donau	1924	395	15037	BY
Draßheim	Schutter	1959	412	480	BY
Eichstätt	Altmühl	1941	382	1400	BY
Engfurt	Isen	1925	385	545	BY
Eschenbach	Inn	1931	356	13254	BY
Eschenlohe	Losbach	1931	635	467	BY
Färstentalsbach	Ampf	1921	514	1235	BY
Garmisch u.d. Parknachmündung	Losbach	1926	687	292	BY
Grafenmühle	Vils	1940	308	1435	BY
Günzburg	Günz	1941	441	707	BY
Hammelsbach	Breg	1927	738	64	BY
Harburg	Wörnitz	1940	401	1578	BY
Heizenhofen	Naab	1921	324	5426	BY
Hofenhausen	Donau	1901	300	47495	BY
Hohenlammer	Glonn	1936	447	292	BY
Hundersingen	Donau	1930	543	2639	BY
Inglstadt	Donau	1924	380	20001	BY
Innichen	Ampf	1926	416	3043	BY
Jekken	Östlich	1960	598	100	BY
Kaltenbach	Ilz	1921	326	762	BY
Kellheim	Donau	1924	337	22560	BY
Kempen	Ilz	1901	656	953	BY
Kirchenhausen	Donau	1922	657	758	BY
Kochel	Losbach	1950	596	684	BY
Költing	Weißer Regen	1948	392	227	BY
Landau	Isar	1926	334	8467	BY
Landsberg	Lach	1954	582	2295	BY
Landschlucht	Isar	1932	389	7908	BY
Lauben	Alzach	1898	624	308	BY
Lauchthal	Lauchert	1932	576	452	BY
Lauren Siegesteller Keller	Salzach	1957	387	6113	BY
Lachbach	Lach	1954	722	1708	BY
Langgries	Isar	1957	671	-	BY
Leutsteden	Wörnitz	1921	583	326	BY
Manching Eisenbahnbrücke	Paar	1926	359	1187	BY
Mitterwald Kammelsberg	Isar	1926	904	400	BY
Mühlrad	Paar	1951	404	690	BY
München	Isar mit Stadtbächen	1959	500	2836	BY
Münchshofen	Naab	1930	344	4014	BY
Neu-Ulm Bad Heid	Donau	1931	465	7578	BY
Niederkrich	Riss	1932	495	409	BY
Nöfing	Ilm	1961	370	469	BY
Oberammergau	Ammer	1921	821	114	BY
Oberndorf	Inn	1901	464	9712	BY
Oberndorf	Donau	1926	321	26446	BY
Ollingen	Mindel	1941	430	951	BY
Passau Rasthof	Donau	1876	285	76597	BY
Passau Ingling	Inn	1921	289	26084	BY
Phellenhofen	Zusam	1932	407	505	BY
Phelling	Donau	1926	308	37687	BY
Phorzenried	Vils	1911	856	110	BY
Philling	Isar mit Mühlentächen	1926	316	8839	BY
Plattling	Roll	1951	535	58	BY
Plattling	Östlich	1933	769	126	BY
Regen	Schwarzer Regen	1951	516	455	BY
Regenau	Regen	1901	331	2658	BY
Reichsdorf	Vils	1940	375	720	BY
Rolz	Schwarzach	1959	441	298	BY
Schlehdorf	Losbach	1926	600	639	BY
Schneid	Mangfall	1928	681	222	BY
Schönach	Große Laber	1954	325	406	BY
Schönberg	Große Ohe	1954	440	83	BY
Schwalbes	Donau	1924	324	35399	BY
Sacklandkapelle	Wertach	1953	884	61	BY
Saibach	Alz	1931	517	1388	BY
Siegsdorf	Weißer Traun	1926	599	183	BY
Sonthofen	Ilz	1901	727	401	BY
Staudach	Troier Achen	1921	532	944	BY
Stauden	Leitzach	1941	748	111	BY
Sten	Traun	1926	494	278	BY
Sylvenstein	Isar	1959	720	1138	BY
Tesnach	Schwarzer Regen	1931	446	627	BY
Teschlingen	Altmühl	1941	407	983	BY
Trostberg	Alz mit Kanal	1951	476	1959	BY
Türkheim	Wertach	1951	591	665	BY
Udingen	Kanzach	1932	527	154	BY
Unterellenberg	Saalach	1901	494	940	BY
Unterelblich	Naab	1941	370	2004	BY
Unterschneien	Schmacha	1925	591	151	BY
Unterzug	Götzinger Achen	1926	439	136	BY
Vißburg	Große Vils	1940	436	218	BY
Waldfellen	Günz	1955	469	586	BY
Wambach	Schwarzach	1941	363	821	BY
Wasserburg	Inn	1965	420	11983	BY
Weg	Isen	1954	474	60	BY
Wienheim	Ammer	1926	550	601	BY
Wienhausen	Rote Traun	1926	598	92	BY
Willingen	Ilz mit Kanal	1921	468	2070	BY
Widenau	Haderhaab	1941	380	712	BY
Windeschenbach	Walchhaab	1957	415	588	BY
Zweisel	Großer Regen	1912	558	177	BY
Altena	Lenne	1950	154	1184	NW
Altenahr	Alz	1920	144	755	RP
Altenbamburg	Alsenz	1955	123	216	RP
Altenberg	Naigold	1929	439	135	BY
Annabich	Sorpe	1934	284	28	NW
Andersbach	Rhein	1818	51	13949	RP
Ansbach	Frankische Pölz	1921	398	119	BY
Appelhofen	Steuer	1973	61	28	NW
Arloff	Elfr	1951	221	114	NW
Arz	Dill	1962	153	692	HE
Bachum	Ruhr	1985	147	1531	NW
Bad Berneck	Weißer Main	1930	381	55	BY
Bad Brückenau	Sinn	1954	309	91	BY
Bad Dürkheim	Isenach	1957	110	66	RP
Bad Ems	Eyach	1926	390	331	BY
Bad Kissingen	Frankische Saale	1930	192	1587	BY
Bad Mergentheim II	Tauber	1921	197	1018	BY
Bad Vösl	Nidda	1956	102	1619	HE
Bameln	Lenne	1972	235	451	NW
Bayreuth	Rote Main	1925	329	233	BY
Bensheim	Lauter	1969	105	27	HE
Berfeld	Lippe	1955	89	1050	NW
Bergheim	Pinz	1924	122	231	BY
Betzdorf	Sieg	1928	176	755	RP
Biedenkopf	Lahn	1950	266	203	HE
Bingen	Rhein	1848	76	59090	RP
Bischofs	Elz	1987	291	156	BY
Bischofs	Elfr	1985	102	604	NW
Bobenfeld	Lauter	1955	173	252	RP
Bodenfeld	Tauber	1954	371	70	BY
Bollendorf	Sauer	1958	162	3226	RP

Meßstelle	Gewässer	Regelmäßig beobachtet seit	PNP in m ü. NN	A ₀ in km²	Land
Bonn	Rhein	1890	43	140901	NW
Boos	Nahe	1945	127	2833	RP
Boppard	Rhein	1833	62	103746	RP
Buchenbach	Wetter	1961	119	513	HE
Büdingen	Seemenbach	1963	129	94	HE
Büren	Alte	1973	211	170	NW
Coburg	Ilz	1926	283	365	BY
Cochern	Mosel	1817	77	27088	RP
Conz	Schwarzbach	1957	226	530	RP
Darßow	Nyl	1956	309	472	RP
Dienburg I	Dill	1951	228	251	HE
Ditzbach	Jagst	1923	238	1029	BY
Dies	Salm	1955	170	192	RP
Düsseldorf	Rhein	1816	24	147680	NW
Eberstadt	Modau	1955	108	91	HE
Ebneth	Diessam	1966	308	273	BY
Eckershausen	Pinz	1972	267	327	RP
Eckhof	Sieg	1968	81	1468	NW
Emmich	Rhein	1804	8	155555	NW
Eppelen	Schwarzbach	1955	175	108	HE
Eschenau	Glan	1965	180	586	RP
Eschershausen	Wiel	1950	153	205	HE
Fahrenbach	Weschnitz	1959	178	45	HE
Feldingen	Lahn	1950	389	25	NW
Friedberg	Uda	1962	125	184	HE
Friedrichshagen	Polach	1924	397	129	BY
Friedrichthal	Wied	1921	85	680	RP
Gaidhof	Kocher	1885	321	726	BY
Geldersheim	Werra	1964	222	88	BY
Gemünden	Werra	1959	241	102	HE
Gerbethaus	Schussen	1919	402	785	BY
Gießen	Algen	1924	420	648	BY
Gladbach	Wupper	1949	82	493	NW
Gravelbaum	Rhein	1981	123	46094	BY
Großheim	Nahe	1919	85	4013	RP
Groß-Bieberau I	Gespens	1961	156	151	HE
Gundelsheim	Nach	1946	137	12332	BY
Hagen-Eckers	Volme	1950	91	420	NW
Hagen-Hohenburg	Lenne	1978	108	1316	NW
Hager	Dill	1957	261	63	HE
Haindorf	Mörling	1959	124	325	HE
Hallen	Lippe	1931	31	4273	NW
Hannau	Kinzig	1956	102	921	HE
Harschhausen	Gespens	1955	117	463	HE
Hattlingen	Ruhr	1941	60	4122	NW
Heidelberg	Nach	1946	100	13783	BY
Hembach	Nahe	1966	210	320	RP
Hembo	Nach	1955	196	218	RP
Hermesdorf	Rodach	1960	260	378	BY
Herten	Ruhr	1959	331	102	RP
Hohenstadt	Pegnitz	1911	346	476	BY
Holldorf	Wesent	1959	376	137	BY
Hob	Nach	1925	281	1115	BY
Hob	Stenach	1954	286	255	BY
Höfendorf	Pegnitz	1954	274	3870	BY
Hörsdorf	Nidda	1958	113	1072	HE
Immel	Alsenz	1957	203	171	RP
Jossa	Jossa	1969	220	129	HE
Junkel	Kyll	1965	417	176	RP
Kaltenfels	Hahnenbach	1970	210	255	RP
Kappel	Rhein	1852	158	37907	BY
Kaub	Rhein	1856	68	10488	RP
Kell-Kronenholz	Rhein	1970	133	28330	BY
Kellenbach	Sommerbach	1957	218	362	RP
Kemmen	Main	1931	230	4251	BY
Kesseler 3	Lippe	1926	64	2003	NW
Kickenbach	Lenne	1951	282	186	NW
Kierpe	Volme	1975	331	23	NW
Kleinbach	Main	1952	120	21508	BY
Kloster-Engelport	Flaumbach	1955	98	113	RP
Koblenz	Rhein	1817	58	109806	RP
Kochershausen	Kocher	1924	224	1281	BY
Köln	Weißer Main	1961	311	213	BY
Köln	Rhein	1816	35	144232	NW
Kordel	Kyll	1951	133	817	RP
Kreuzmühle	Aach	1927	254	954	BY
Lauten	Nach	1948	160	7916	BY
Leutsteden	Baunach	1930	240	383	BY
Leun	Lahn	1880	135	3571	HE
Leven	Lippe	1960	34	3325	NW
Linz	Rhein	1971	48	140673	RP
Lohbach	Elzbach	1965	-	163	RP
Lohr	Agger	1935	58	785	NW
Losch	Weschnitz	1955	90	388	HE
Manz	Rhein	1851	78	98206	RP
Mannheim	Rhein	1801	85	54017	BY
Marg	Lahn	1955	174	1666	HE
Martinsdorf	Nahe	1953	164	1468	RP
Masau	Rhein	1815	58	50196	BY
Menden I	Sieg	1964	49	2825	NW
Meschede	Ruhr	1915	255	426	NW
Mischelstadt	Mörling	1961	198	135	HE
Mörsen	Sinn	1951	193	457	BY
Mörsen-Hoven	Swist	1970	143	109	NW
Monsheim	Pinz	1954	137	196	RP
Mosbach	Elz	1957	141	155	BY
Muggendorf	Wesent	1957	303	664	BY
Münster	Wetter	1966	178	85	HE
Mur	Mur	1925	192	506	BY
Näsch	Alte	1962	293	351	RP
Nieschenheim	Wetter	1973	152	175	HE
Nalbach	Pinz	1959	187	712	SL
Naunheim	Schwarzbach	1964	86	135	HE
Nellgüt	Nahe	1953	-	369	RP
Neubrück	Elz	1949	41	1556	NW
Neuburg-Winler	Rhein	1824	101	49767	BY
Neuenburg	Rhein	1816	206	36724	BY
Neuhaus 1	Lippe	1952	102	107	NW
Neuhaus 2	Alme	1985	101	759	NW
Neukirchen	Hachach	1955	247	139	BY
Neumühle	Rieditz	1911	287	1845	BY
Neustadt	Flens	1922	215	569	BY
Neustadt-Wrankestraße	Speyerbach	1920	136	311	RP
Niedinghausen	Henne	1953	228	37	NW
Niederköln	Nied	1887	183	1337	SL
Nieder-Flörsdorf	Nidda	1961	117	526	HE
Niessen-Oppenheim	Rhein	1818	80	70287	RP
Nürnberg	Pegnitz	1911	289	1192	BY
Oberingelheim	Salz	1974	89	363	RP
Oberkirchen	Lenne	1946	429	37	NW
Oberlauchringen	Wifalch	1912	351	626	BY
Ober-Olfeden	Chen	1955	201	217	HE
Obersten	Nahe	1932	239	558	RP
Odenbach	Glan	1954	148	1088	RP
Ovenkopf	Ruhr	1936	206	760	NW
Ohlen-Fächtersee-Mühle	Stew	1972	40	531	NW
Opfaden	Wupper	1932	45	606	NW
Papiermühle	Elvon	1961	147	170	RP
Parfanten	Loh	1954	171	220	BY
Pari	Mosel	1967	139	11522	RP
Pellstäd	Pegnitz	1923	237	7005	BY
Pitzheim	Enz	1931	241	1479	BY
Philippsburg	Rhein	1921	91	52105	BY
Pfaffen	Leser	1957	126	377	RP
Pfen	Leser	1957	176	275	RP
Pfiffersdorf	Rhein	1818	107	48276	BY
Pförringen	Nach	1879	246	2996	BY
Pinz	Pinz	1975	439	53	RP
Pinz-Aufay	Pinz	1961	80	574	RP
Pisch	Schwarzbach	1921	370	209	BY
Pies	Rhein	1802	9	153000	NW
Pienheim	Bies	1956	202	1798	SL
Pienweiler	Rhein	1819	217	36649	BY
Pöppersdorf	Bache-Elbach	1914	248	279	BY

3.1 Pegel an oberirdischen Gewässern – Verzeichnis (Fortsetzung)

Meßstelle	Gewässer	Regelmäßig beobachtet seit	PNP in m ü. NN	A _z in km²	Land
Halbe	Innere	1882	78	887	NI
Helms	Werra	1950	168	4302	HE
Hellwege-Schlöss	Wümme	1200	10	806	NI
Heimertshausen	Oder	1955	104	1739	TH
Heimertshausen	Oder	1944	237	103	NW
Herkdorf	Werra	1958	86	874	NW
Hermannsplatz	Huene	1958	209	422	HE
Herrnhagen	Leine	1901	44	5304	NI
Herrnhagen	Leine	1971	368	85	HE
Hilms	Niehe	1955	408	35	TH
Hilms	Innere	1950	144	212	NI
Holzump	Delme	1900	10	109	NI
Hoppen OP	Hunte	1984	30	772	NI
Hunten II	Hunte	1982	5	1714	NI
Intschede	Weser	1856	8	37488	HE
Kammerzell	Fulda	1953	232	581	HE
Karlshagen	Weser	1827	94	14784	NI
Lechendorf	Lachze	1960	44	435	NI
Leusenbrück	Wümme	1988	26	248	NI
Lehringen	Lehrze	1954	24	100	NI
Letzter Heller	Werra	1941	117	8487	NI
Liebenau	Weser	1953	20	19331	NI
Lindemannsbrücke	Bega	1955	71	314	NW
Lötze	Löder	1888	232	182	HE
Merkendorf	Alte	1917	23	8983	NI
Methlingen	Werra	1918	282	1170	TH
Metzdorf	Huene	1878	288	106	HE
Mössa	Eder	1970	430	124	NW
Niddertitzhausen	Welthe	1980	167	439	HE
Oberleite	Leine	1872	0	180	NI
Oelkosen	Leine	1981	125	85	NI
Ohm	Oker	1925	78	813	NI
Oker II	Oker	1867	286	84	NI
Odenburg-Oderleite	Hunte	1900	-5	2207	NI
Oderndorf	Ilme	1981	128	149	NI
Oelbergen	Niehe	1908	161	432	NW
Pöppelburg	Leine	1951	68	3483	NI
Porta	Weser	1935	37	18182	NW
Rappelsdorf	Schleuse	1880	386	288	TH
Rathum	Alte	1953	14	14482	NI
Rhumspringe	Rhume	1955	154	8	NI
Rosenburg	Fulda	1872	180	2623	HE
Schneidfeld	Oder	1950	228	154	NI
Schneidfeld-Niederhagen	Emmer	1988	118	287	NW
Schneidfeld-Niederhagen	Eder	1930	246	1202	HE
Schwemmerpöhl	Leine	1944	21	8443	NI
Schwenda	Schwarze	1955	344	161	TH
Siedeln	Siedeln	1873	32	183	NI
Spilke-Neufeld AP	Weser	1951	-5	48232	NI
Suhl	Laufer	1955	410	41	TH
Tourleben	Hörsel	1883	288	106	TH
Uchtdorf	Eder	1980	70	99	NI
Unterhildbach-Röde	Uster	1940	234	389	TH
Utershausen	Schwein	1867	166	888	HE
Vacha	Werra	1980	223	2248	TH
Vogelsdorf	Weser	1878	-6	41588	HE
Vöhr	Weser	1920	42	17818	NW
Wahldorf	Weser	1973	88	12938	HE
Waldenhausen	Alte	1970	84	848	ST
Waldenhausen	Werra	1988	166	433	NW
Waldenhausen	Werra	1977	220	383	NW
Waldenhausen	Werra	1981	31	389	NI
Waldenhausen	Werra	1980	37	-	NI
Waldenhausen	Werra	1982	21	149	NI
Waldenhausen AP	Weser	1924	-6	48037	NI
Waldenhausen	Werra	1883	438	171	ST
Waldenhausen	Werra	1938	50	8049	ST
Waldenhausen	Werra	1988	36	518	BB
Waldenhausen	Werra	1972	36	550	BB
Waldenhausen	Werra	1931	527	49	SN
Waldenhausen	Werra	1941	210	183	TH
Waldenhausen	Werra	1988	628	81	SN
Waldenhausen	Werra	1925	284	175	TH
Waldenhausen	Werra	1910	118	187	ST
Waldenhausen	Werra	1938	348	382	SN
Waldenhausen	Werra	1953	29	1787	BB
Waldenhausen	Werra	1988	0	321	HH
Waldenhausen	Werra	1986	7	189	SH
Waldenhausen	Werra	1988	8	172	SH
Waldenhausen	Werra	1981	88	171	SN
Waldenhausen	Werra	1987	84	3184	BB
Waldenhausen	Werra	1958	37	351	MT
Waldenhausen	Werra	1980	46	94000	SV
Waldenhausen	Werra	1914	661	5	SN
Waldenhausen	Werra	1928	187	278	SN
Waldenhausen	Werra	1810	38	8488	BB
Waldenhausen	Werra	1934	141	902	BT
Waldenhausen	Werra	1946	152	157	BT
Waldenhausen	Werra	1936	28	10001	BT
Waldenhausen	Werra	1938	28	9707	BE
Waldenhausen	Werra	1883	55	19839	ST
Waldenhausen	Werra	1936	377	244	SN
Waldenhausen	Werra	1933	98	1134	BB
Waldenhausen	Werra	1953	14	1434	NI
Waldenhausen	Werra	1988	-6	18888	HH
Waldenhausen	Werra	1982	411	1013	TH
Waldenhausen	Werra	1952	225	104	TH
Waldenhausen	Werra	1961	61	188	BB
Waldenhausen	Werra	1958	121	1959	SN
Waldenhausen	Werra	1858	4	134512	MY
Waldenhausen	Werra	1877	28	3114	BB
Waldenhausen	Werra	1929	358	844	SN
Waldenhausen	Werra	1928	119	839	BN
Waldenhausen	Werra	1928	21	73	SH
Waldenhausen	Werra	1938	27	18525	BB
Waldenhausen	Werra	1982	83	2187	BB
Waldenhausen	Werra	1936	46	1129	BB
Waldenhausen	Werra	1951	46	1129	BB
Waldenhausen	Werra	1887	-5	138384	HH
Waldenhausen	Werra	1931	-6	309	NI
Waldenhausen	Werra	1988	43	23719	BT
Waldenhausen	Werra	1930	52	732	ST
Waldenhausen	Werra	1928	118	3877	TH
Waldenhausen	Werra	1917	68	2289	BB
Waldenhausen	Werra	1843	-5	148130	NI
Waldenhausen	Werra	1886	82	280	ST
Waldenhausen	Werra	1913	340	73	SN
Waldenhausen	Werra	1915	344	73	SN
Waldenhausen	Werra	1903	18	1687	ST
Waldenhausen	Werra	1912	138	198	SN
Waldenhausen	Werra	1808	163	53089	SN
Waldenhausen	Werra	1821	188	227	SN
Waldenhausen	Werra	1951	490	28	BT
Waldenhausen	Werra	1957	12	184	NI
Waldenhausen	Werra	1831	213	843	TH
Waldenhausen	Werra	1981	133	2382	SN
Waldenhausen	Werra	1937	45	348	BB
Waldenhausen	Werra	1878	12	136	SH
Waldenhausen	Werra	1988	50	173	BB
Waldenhausen	Werra	1928	171	265	TH
Waldenhausen	Werra	1983	77	49	BB
Waldenhausen	Werra	1930	-5	-	SH
Waldenhausen	Werra	1984	68	880	BB
Waldenhausen	Werra	1886	16	488	BB
Waldenhausen	Werra	1954	8	735	MT
Waldenhausen	Werra	1986	22	20381	SV
Waldenhausen	Werra	1946	181	2188	TH
Waldenhausen	Werra	1988	-5	141828	SH
Waldenhausen	Werra	1910	118	5442	SN
Waldenhausen	Werra	1910	171	632	SN

Meßstelle	Gewässer	Regelmäßig beobachtet seit	PNP in m ü. NN	A _z in km²	Land
Gebrütz	Plaßta	1823	202	288	TH
Grabow	Ilme	1951	48	147	BT
Gräfnau-Angstedt	Ilm	1823	408	182	TH
Grätz	Weißer Elster	1925	253	1255	TH
Graben Wehr OP	Mulde	1874	32	1814	BB
Grätz	Lösauer Wasser	1826	106	182	SN
Größ Bohrerbach	Wipper	1919	91	544	ST
GrößHimmelsdorf	Große Röder	1921	148	300	BN
Große Tränke Wehr UP	Spree	1881	38	87171	BB
Grünthalde	Lützenitz	1878	32	173	BB
Grütz Schleuse UP	Havel	1932	24	20258	BB
Hochelisch	Wipper	1882	173	824	TH
Hocher Kanal	Hocher Kanal	1921	-5	252	NI
Hedmersleben	Bode	1902	73	2758	BT
Halle Tränke UP	Saale	1816	88	17579	ST
Hamburg-Harburg	Süderröbe	1872	-5	138380	HH
Hamburg-Spandau	Norderöbe	1841	-5	139660	HH
Hammer	Eider	1878	8	187	SH
Hansen	Gardau	1974	39	303	NI
Heideberg-Stadt	Havel	1830	22	24037	BT
Hochhausen	Oste	1888	-5	1838	NI
Hut	Saale	1921	487	521	BY
Hohenbruch Schleuse OP	Reggipper Kanal	1903	34	395	BB
Holzsdorf	Elbe	1840	0	134864	NI
Hopfgarten	Zachowau	1911	357	529	BN
Ilfeld	Bere	1952	304	62	TH
Izernhoe	Söke	1882	-8	1407	SH
Jänkendorf	Schwarzer Schöps	1955	181	125	BN
Jelldorf	Gowwe	1882	5	408	NI
Jübborg-Bürgermühle	Mulde	1877	88	138	BB
Kasenort	Söbe	1944	-5	1578	HH
KalzHütte	Schwarze	1839	415	123	TH
Kaulsdorf	Saale	1840	230	1896	TH
Kaulsdorf-Eldrich	Loxitz	1923	239	382	TH
Kätzin	Havel	1848	28	18175	BB
Kimbachthal	Kimbach	1811	130	164	SN
Kleinatzig	Weißer Elster	1978	120	2851	BN
Kleinmachnow Schleuse OP	Tellow-Kanal	1834	30	205	BB
Königsförde	Pulsnitz	1927	172	62	SN
Köpenick	Dahme	1938	32	2052	BE
Kreischke	Loosdaubach	1838	201	44	SN
Krugkoppelschleuse	Alder	1884	0	456	HH
Lagoda	Unstrut	1940	105	8218	BT
Lauchhammer	Schwarze Elster	1873	82	1513	BB
Lehritz Schleuse UP	Havel (Oder-Havel-Kanal)	1874	29	2517	BB
Leibsch UP	Spree	1945	40	4528	BB
Leipzig-Thelma	Pertthe	1838	116	315	SN
Löffelwiese	Zachowau	1810	253	1876	SN
Luppenwiese Schleuse UP	Havel (Mietzer Kanal)	1974	38	2821	BB
Luske	Spree	1808	136	776	SN
Lüdensa	Schöps	1871	89	77	BB
Lüpa	Ruhlfelder Schwanenwasser	1988	115	195	BB
Lützen	Schwarze Elster	1874	73	4327	ST
Lützenuth	Rödel	1888	481	128	BY
Lützen Zusammenfluß	Spree	1919	45	4492	BB
Lützen	Jeßnitz	1887	12	1300	NI
Magdeburg-Strombrücke	Elbe	1812	40	84842	ST
Mahndorf	Holtharpe	1921	133	188	BT
Märkisch Buchholz	Dahme	1885	37	650	BB
Märkischen Stadtentlaste	Eger	1837	619	114	BY
Melndorf	Bellitz	1814	189	184	BT
Meltingen	Ilm	1883	223	627	TH
Mertsdorf	Wethau	1882	117	205	ST
Mesdorf	Döllnitz	1912	97	210	BN
Möschitz	Wörsche	1885	386	168	TH
Muldenitz	Mulde	1877	87	124	BB
Myrau	Götzsch	1929	307	155	BN
Nägelstedt	Unstrut	1837	167	716	TH
Naherfurth	Alder	1883	21	77	HH
Nella	Bellitz	1958	493	150	BY
Neumburg-Gröbütz	Saale	1883	88	11449	ST
Neu Dornau	Elbe	1874	8	131880	NI
Neue Mühle UP	Dahme	1919	31	1982	BB
Neuenhitz	Rabenbach	1888	379	20	SN
Neu-Togel	Nordgraben	1878	33	25	BE
Neuwerk	Schwarze Elster	1955	110	899	BN
Niederbarnbie 1	Stargitz	1888	181	288	SN
Niederbarnbie	Ilm	1823	133	384	TH
Niesdorf II	Waderkau	1874	88	265	NI
Nordhausen	Zorge	1884	183	304	TH
Nossen 1	Frankberger Mulde	1925	204	885	BN
Nußba	Mulde	1925	55	509	BT
Oberthau	Weißer Elster	1873	87	4859	ST
Ockelaben	Unstrut	1923	124	4174	TH
Ortrand	Pulsnitz	1888	192	244	BB
Oschersleben	Großer Graben	1881	77	838	ST
Ottendorf	Elbe	1938	-6	148851	NI
Plaueninsel	Havel	1981	28	-	BE
Plau OP	Müritzer-Elde-Wasserstraße	1887	80	1230	MY
Plausa	Hammengraben	1878	90	218	BB
Pöckau 1	Fähre	1921	397	395	BN
Pörsdorf 1	Luchebach	1812	127	267	SN
Priestitz Schleuse OP	Dahme	1810	32	731	BB
Priestitz 2	Dahme	1984	54	399	BB
Rädigke Venturi	Plausa	1888	83	73	BB
Rathenow Hauptschleuse UP	Havel	1889	25	19828	BB
Reuschenbach 2	Reuschenfluß	1888	550	7	BN
Regin Serbitz	Plaßta	1884	143	768	SN
Rehau	Schwanitz	1959	512	34	BY
Reinbek	Bille	1878	2	395	SH
Reuzell	Pinnau	1870	7	73	SH
Riese	Elbe	1890	88	54435	BN
Röckstedt	Oste	1840	0	611	NI
Rothemühl	Narzschung	1828	838	78	SN
Rudersdorf	Saale	1890	190	2873	TH
Sachsengrund	Große Pyra	1871	747	7	BN
Sachsenhausen Schleuse	Havel (Oranienburger Kanal)	1884	30	2778	BB
Sachsenhausen	Bille	1950	0	323	HH
Salzwedel	Jestze	1888	17	678	BT
Särchen	Weißer Schöps	1882	188	136	SN
Sarhman	Börsau	1988	0	207	HH
Schörmitz	Köthe Elster	1848	87	697	BB
Schlingewalde	Spree	1818	280	178	SN
Schmargrow Wehr 7 UP	Spree (Hauptspree)	1978	45	2383	BB
Schneidemühl	Elbe	1845	14	125482	NI
Schöna	Elbe	1841	118	81391	SN
Schönewalde Schleuse UP	Havel (Havelkanal)	1952	28	3290	BB
Schwarzbürg	Schwarze	1883	271	341	TH
Schwarzh-Wanderbrücke	Schwarzer See	1889	37	381	MY
Schwinge	Schwinge	1978	0	81	NI
Schwanenflöß	Elbe	1838	-5	138775	HH
Scherhausen 1	Jehna	1828	108	183	SN
Scherhausen 3	Jehna-Umfurt	1888	108	183	SN
Silberhütte	Selle	1840	330	105	BT
Spandau Schleuse UP	Havel	1889	26	3282	BE
Spewitz	Spree	1984	99	3033	BN
Sprenberg	Spree	1927	82	2092	BB
Stadensand	Elbe	1886	-8	140878	NI
Steinig	Thyre	1953	275	32	BT
Streckenwalde	Preßnitz	1821	410	206	SN
Strelitz	Wylra	1830	183	178	SN
Sundhausen	Helma	1959	170	201	TH
Tambach-Dietrich 1	Apfelbühl	1831	474	12	TH
Tangermünde	Elbe	1846	26	87730	ST
Torgau 1	Elbe	1984	75	55211	BN
Trado 1	Schwarze Elster	1818	133	186	SN
Trado 2	Schwarze Elster Umfuit	1818	132	186	SN
Trübenstein	Reggopde	1951	443	38	BT
Tungenhof	Dosenbeck	1863	22	29	SH
Uetersen	Pinnau	1829	-6	326	HH

3.1 Pegel an oberirdischen Gewässern

Die oberirdischen Gewässer wie Flüsse, Kanäle und Seen sind wesentliche Bestandteile mitteleuropäischer Landschaften und Kulturräume. Ihnen kommen elementare Funktionen im natürlichen und vom Menschen geprägten Wasser- und Naturhaushalt zu. Insbesondere die Fließgewässer werden vielfältig genutzt. Sie dienen der Wasserversorgung ebenso wie der Abwasserbeseitigung, der Schifffahrt, der Energieerzeugung, der Fischerei, dem Sport und der Erholung. Die Wasserführung der Fließgewässer unterliegt erheblichen zeitlichen und räumlichen Schwankungen. Für alle wasserwirtschaftlichen Planungen ist es wichtig, das Wasserdargebot nach Volumen und zeitlicher Variabilität ermitteln zu können. Auch für Hochwasservorhersagen und Maßnahmen zum Hochwasserschutz sind Kenntnisse über Wasserstände und Abflüsse eine wesentliche Voraussetzung. Sie haben damit für die Bevölkerung und die Betriebe, die oft dicht an Gewässern siedeln, eine unmittelbare Bedeutung.

Die Wasserstände der oberirdischen Gewässer werden an Pegeln gemessen. Der maßgebende Teil des Pegels ist der Lattenpegel, der aus Pegellatte und Pegelfestpunkten besteht. Registriergeräte, Meßwertansage und Datenfernübertragung stellen ergänzende Einrichtungen zum Pegel dar. Außerdem werden an den Pegeln die Durchflüsse ermittelt. Unter *Durchfluß* versteht man das Wasservolumen, das pro Zeiteinheit einen definierten Querschnitt durchfließt. Wird der Wert des Durchflusses auf das dem Querschnitt zugehörige Einzugsgebiet bezogen, spricht man vom *Abfluß*. Mit Durchflußmessungen bei verschiedenen Wasserständen werden Wasserstand-Durchflußbeziehungen ermittelt. Damit kann für jeden Wasserstand an einem Pegel (bei freifließenden Verhältnissen) das jeweils abfließende Wasservolumen bestimmt werden.

Das Pegelmessnetz an den oberirdischen Gewässern in Deutschland besteht gegenwärtig aus über 4000 gewässerkundlichen Pegeln (Tab. 1). Im Mittel hat damit jeder Pegel eine Einzugsgebietsfläche von 100 km². Abbildung 2 zeigt die tatsächliche Verteilung von ausgewählten, heute noch in Betrieb befindlichen Pegeln in Bezug zur dazugehörigen Einzugsgebietsfläche. Abbildung 3 zeigt die historische Entwicklung der Anzahl dieser Pegel. Für die Kartendarstellung und die ergänzende Übersichtstabelle wurden aus den gewässerkundlichen Meßstellen Pegel mit erheblicher überregionaler gewässerkundlicher Bedeutung ausgewählt.

Pegelwesen früher und heute

Bereits seit dem ausgehenden Mittelalter wurden extreme Hochwasserereignisse in Chroniken festgehalten. An markanten Gebäuden sind höchste Wasserstände durch Hochwassermarken überliefert. Erste regelmäßige Wasserstandsmessungen wurden in Deutschland zu Beginn des

18. Jahrhunderts durchgeführt. An der Elbe bei Magdeburg begann man 1727 den Wasserstand an Lattenpegeln zu messen. Später folgten regelmäßige Beobachtungen an den Pegeln Barby/Elbe (1753), Düsseldorf/Rhein (1766), Köln/Rhein (1770), Stettin/Oder (1771), Meissen/Elbe (1775), Dresden/Elbe (1776), Küstrin/Oder (1778) und Hamburg/Elbe (1786). Auch auf dem Gebiet der Abflußermittlung in Flüssen wurden im 18. Jahrhundert bedeutende Fortschritte erzielt. Zunächst wurde mit Schwimmern, Wasserrädern, hydrometrischen Pendeln oder Waagen gemessen. Mit Beginn des 20. Jahrhunderts kamen vor allem Woltmann-Flügel zur Ermittlung des Durchflusses zum Einsatz. Systematische Fließgeschwindigkeitsmessungen zur Bestimmung des Abflusses wurden am Oberrhein zum Beispiel im Jahre 1809 eingeführt.

Im Jahr 1810 waren mit der preußischen Pegel-Instruktion erste einheitliche Vorschriften zum Pegelbetrieb erlassen worden. Ab der Jahrhundertmitte nahm die Zahl der Meßstellen an den oberirdischen Gewässern mit der wachsenden Bedeutung der Wasserwirtschaft deutlich zu.

Gewässerkundliche Dienststellen wurden eingerichtet, um durch systematische hydrometrische und hydrographische Untersuchungen sichere Grundlagen zur rationalen Behandlung wasserwirtschaftlicher Fragen zu gewinnen. Der Bau und Betrieb von Pegeln und nicht zuletzt die Fortschreibung von wasserwirtschaftlich relevanten Statistiken standen schon damals im Vordergrund (z. B. Baden 1883, Württemberg 1888, Bayern 1898, Preußen 1902).

Heute haben in Deutschland die Bundes- und Länderdienststellen jeweils eigene Meßnetze eingerichtet, um die verschiedenen nationalen und internationalen Aufgaben erfüllen zu können (Tab. 1). Notwendige Koordinierungen werden durch die Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA) gewährleistet. In Zusammenarbeit mit der Wasser- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes werden durch die LAWA Richtlinien erarbeitet und herausgegeben, wie zum Beispiel die Pegelvorschrift. Sie regelt, wie Pegel an oberirdischen Gewässern zu errichten, zu betreiben und zu warten sind. Sie gibt auch an, wie die Pegelbeobachtungen auszuwerten sind. Damit sind die Ergebnisse vergleichbar und können als Grundlage für die Umweltbeobachtung und für wissenschaftliche, wasserwirtschaftliche, wasserbautechnische und verkehrliche Zwecke herangezogen werden.

Der Bund verfügt auf dem Gebiet des Wasserhaushaltes und der Wasserwirtschaft nur über eine Rahmengesetzgebungskompetenz. Der Verwaltungsvollzug aller wasserrechtlichen Vorschriften, die Ausübung der staatlichen Befugnisse in der Wasserwirtschaft, die Gewässerkunde, der Hochwasserschutz und die Überwachung der Gewässergüte liegen im Zuständigkeitsbereich der Länder. Die Wasserwirtschaftsverwaltungen sind in den einzelnen Bundesländern unterschiedlich organisiert.

Für die verkehrswasserwirtschaftlichen Aufgaben an den Bundeswasserstraßen einschließlich deren Unterhaltung und Ausbau ist die Wasser- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes (WSV) zuständig. Das Gewässernetz der WSV umfaßt 7300 Kilometer schiffbare Flüsse und Kanäle, auf denen für die Sicherheit und die Leichtigkeit der Schifffahrt zu sorgen ist.

Die Länder und der Bund teilen ihre Meßnetze nach den jeweiligen Erfordernissen ein. So werden die Pegelnetze in Landesnetz, Regionalnetz und Sondernetz unterteilt.

Zur Kartendarstellung

Karte 3.1 zeigt eine Auswahl der Pegel an oberirdischen Gewässern in Deutschland. Von den über 4000 registrierten Pegeln wurden 857 nach den unten genannten Kriterien für die Kartendarstellung ausgewählt. Alle dargestellten Pegel sind nach Betriebsart und Betriebsdauer/Meßperiode unterschieden.

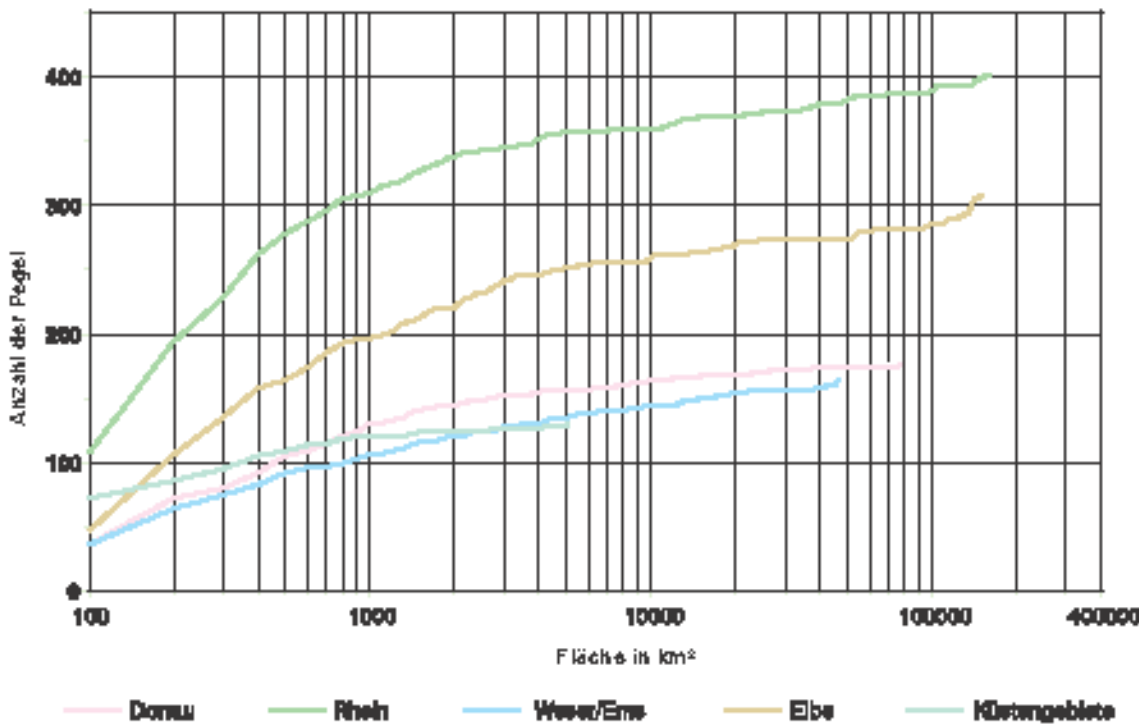


Abb. 2 Summenkurven der Anzahl der Pegel im Verhältnis zur pegelbezogenen Einzugsgebietsfläche (berücksichtigt sind nur Pegel mit erheblicher überregionaler gewässerkundlicher Bedeutung, die 1998 noch in Betrieb waren)

Die Auswahl der Pegelstandorte für die Übersichtskarte richtet sich nach folgenden Kriterien:

- Das ausgedünnte Meßnetz soll die hydrometrischen Gegebenheiten in der Fläche repräsentativ widerspiegeln.
- Es sollen nur Pegel mit erheblicher überregionaler Bedeutung in gewässerkundlicher oder besonderer wasserwirtschaftlicher Sicht berücksichtigt werden.
- Die Beobachtungsdauer (Standardperiode 1961-1990) und die Qualität der Daten (Abflußmeßfreiheit) soll den Grundvorgaben des Atlaswerkes genügen.

Die Darstellung der Meßstellen folgt der Symbolik nach DIN 2425 (Teil 5). Sie zeigt den technischen Standard der Pegel im Zeitraum 1996/97. Von einer Differenzierung der „Registrierpegel ohne Durchflußermittlung“, die sich vornehmlich im Tideeinflußbereich in den Küstenregionen befinden, wurde abgesehen. Der in der Karte ausgewiesene technische Standard kann nur als Momentaufnahme gewertet werden. Durch die Installation von Geräten zur digitalen Datensammlung und Datenfernübertragung werden gegenwärtig viele Meßstationen technisch auf den neuesten Stand gebracht, damit die Pegeldaten zeitnah zur Verfügung stehen. Alle dargestellten Meßstellen sind mit ihrem Namen versehen. Kursiv gesetzte Namen geben einen Hinweis darauf, daß sich der verfügbare Meßzeitraum des Pegels nicht über die gesamte Zeitspanne 1961 bis 1990 erstreckt. Der flächenhafte Farbhintergrund der Karte weist die Zugehörigkeit zum jeweiligen Strom- und Küsteneinzugsgebiet aus.

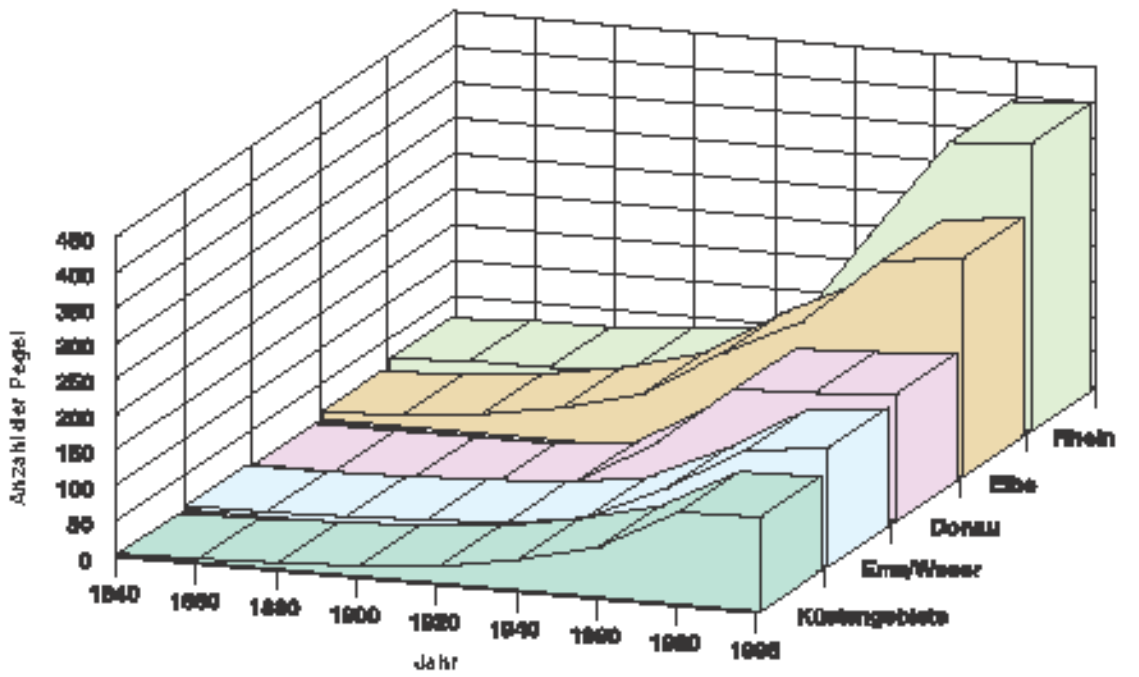


Abb. 3 Entwicklung der Anzahl der Pegel in den Einzugsgebieten (berücksichtigt sind nur Pegel mit erheblicher überregionaler gewässerkundlicher Bedeutung, die 1998 noch in Betrieb waren)

Die tabellarische Übersicht auf den folgenden Seiten zeigt einige Stammdaten der ausgewählten Pegel. Die Pegel in der Tabelle sind durch die Farbsignatur der Textblöcke den entsprechenden Streameinzugsgebieten zugewiesen und gebietsweise alphabetisch geordnet. Ihre Leitfarben entsprechen der Darstellung in der Karte 3.1.

Praktische Hinweise

Die wesentliche Quelle zum Thema Pegeldaten ist das jährlich erscheinende Deutsche Gewässerkundliche Jahrbuch (DGJ), herausgegeben von den gewässerkundlichen Dienststellen der Länder in Zusammenarbeit mit der Bundesanstalt für Gewässerkunde. Hier finden sich, unterteilt in einzelne Teilbände, für ausgewählte Pegel die wichtigsten Pegelstammdaten und in standardisierten Darstellungen Wasserstands- und Abflußwerte. Bis zum Jahrgang 1989 lag dem DGJ das Hydrologische Abflußjahr zugrunde, das vom 1. November des Vorjahres bis zum 31. Oktober reicht. Seitdem werden die Daten für jeweils 14 Monate im DGJ abgedruckt und damit sowohl das Abfluß- als auch das Kalenderjahr berücksichtigt. Eine weitere Quelle hydrologischer Statistiken findet sich in einem Jahrbuch, das von 1965 bis 1974 im Rahmen der Internationalen Hydrologischen Dekade für die Bundesrepublik Deutschland herausgegeben wurde. Seit 1975 erscheint es als IHP-Jahrbuch (Jahrbuch des Internationalen Hydrologischen Programms der UNESCO). Um internationale Vergleichsmöglichkeiten zu gewährleisten, ist diese Veröffentlichung auf das Kalenderjahr abgestimmt. Darüber hinaus werden von den zuständigen Landesministerien in der Regel Pegelverzeichnisse mit Karten im Maßstab 1 : 200 000 bis 1 : 500 000 herausgegeben. Pegeldaten, die nicht im DGJ veröffentlicht werden, stehen bei den zuständigen Landesdienststellen zur Verfügung.

Neben der Atlastauf 3.1 existiert eine digitale Variante der Karte. Diese digitale Karte wird als graphisch-interaktive Internetanwendung bereitgestellt. Die vektorbasierte Präsentation der digitalen Karte des Hydrologischen Atlases (DigHAD) ermöglicht es, eine maßstabsbedingt höhere Informationsdichte als in der analogen Karte anzubieten. Unter anderem sind alle aktuellen Pegel aus dem DGJ erfasst. Die Kartenobjekte „Pegel“ sind mit einer Sachdatenbank verknüpft, die ausgewählte Angaben des Pegelstammblasses sowie ausgewählte Wasserstands- und Abflußwerte (gewässerkundliche Hauptzahlen) enthält – einschließlich der Hinweise zum Pegelbetreiber und Datenhalter. Darüber hinaus können Informationen zu den Einzugsgebieten und Teileinzugsgebieten der Gewässer selektiv abgerufen werden. Der Inhalt der digitalen Version wird im einjährigen Zyklus aktualisiert.

3.1 Gauging Stations at Surface Water Bodies

Bodies of surface water such as rivers, canals and lakes are a major part of Central European landscapes and cultivated areas. They perform elementary functions in the natural and the human-influenced hydrologic balance and nature system. Watercourses particularly are used in a variety of manners: water supply, waste water disposal, shipping, energy production, fishing, sport and recreation. The flow-rate of watercourses is subject to considerable temporal and spatial fluctuations. So it is always important when planning water management to be able to determine both the volume and the temporal variability of the water. Knowledge of water levels and run-off is also essential when it comes to forecasting floods and providing flood protection. Thus, these factors are of direct significance for the population and enterprises, which are often located very close to water.

The water-levels at surface water bodies are measured using gauges. The most important part of such a gauge is the staff gauge, which consists of a staff and water-post reference points. The gauge can be supplemented by registering, value statement and data transfer devices. The gauge is also used to measure discharge, i.e. the volume of water that flows through a defined cross-section per unit of time. If the value of the discharge is calculated in relation to the catchment area belonging to the cross-section, it is referred to as run-off. Discharge measurements at different water levels are used to calculate water level/discharge ratios. This means that (when the water is running freely) a gauge can be used to calculate the volume of run-off for any water level.

The network of gauging stations at surface water bodies in Germany presently consists of more than 4000 hydrographic gauges (Table 1). On the average, each gauging station thus has a catchment area of 100 km². Figure 2 shows the actual distribution of selected gauging stations that are still in use, in relation to their catchment areas. Figure 3 shows how the number of these gauges has increased over the course of time. For the map and the table referring to it, gauging stations of considerable national hydrographic significance were selected from the hydrographic observation stations.

Water-level measurement past and present

As early as the end of the Middle Ages extreme floods were already being recorded in the chronicles. Flood marks on important buildings show us the highest water levels reached. The first regular water-level measurements in Germany were carried out at the beginning of the 18th century. In 1727 the first water-level measurements using staff gauges were taken on the

Elbe near Magdeburg. These were later followed by regular observations of the water levels at Barby/Elbe (1753), Düsseldorf/Rhine (1766), Cologne/Rhine (1770), Stettin/Odra (1771), Meissen/Elbe (1775), Dresden/Elbe (1776), Küstrin/Odra (1778) and Hamburg/Elbe (1786). Significant progress was also made in the field of run-off measurement in rivers in the 18th century. In the beginning, swimmers, water wheels, hydrometric pendulums or balances were used. The beginning of the 20th century saw extensive use of the Woltmann's hydrometric propeller for discharge measurement. Systematic flow speed measurements to determine run-off were introduced in the Upper Rhine region, for example, in the year 1809.

In 1810 the first standardised regulations on the operation of gauging stations were issued, in the form of the "Prussian Gauging Station Instruction". From the middle of the century, the number of observation stations at surface water bodies increased considerably as water management gained in significance. Hydrographic offices were set up in order to establish a secure basis for rational handling of water management issues by means of systematic hydrometric and hydrographic research. Even back then the focus was on the construction and operation of gauges and, equally as important, the recording of statistics of relevance to water management (e.g. Baden 1883, Württemberg 1888, Bavaria 1898, Prussia 1902).

In Germany the national and Federal State offices now have their own networks of observation stations, enabling them to fulfil the various national and international tasks (Table 1). The Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA, Working Group of the Federal States on water issues) is responsible for any coordination necessary. In cooperation with the Wasser- und Schifffahrtsverwaltung (Federal Waterways and Shipping Administration), LAWA draws up and issues rules, such as the gauge regulation, which stipulates how gauges at surface water bodies must be set up, operated and maintained. It also specifies how the gauge measurements are to be evaluated. This ensures that the results can be compared with one another and can be used as a basis for environmental observation and scientific, water management, hydraulic engineering and transport purposes.

In the field of hydrological balance and water management, the federal government is only authorised to issue framework legislation. The administrative enforcement of all regulations concerning water, the exercising of governmental powers in the field of water management, hydrography, flood protection and monitoring of water quality are the responsibility of the Federal States. The expansion and maintenance of the national waterways are regulated and managed by the Federal Waterways and Shipping Administration. These waterways cover around 7300 kilometres of canals and navigable rivers, on which safe and easy shipping must be ensured. The water management offices of the individual Federal States are organised differently. The Federal States and the national government divide up their networks of observation stations in line with the respective requirements. This means that the gauging station networks are sub-divided into a national network, regional network and special network.

Map Structures

Map 3.1 shows a selection of the gauging stations at surface water bodies in Germany. Of the > 4000 registered gauges, 857 were chosen for the map on the basis of the criteria listed below. The mode of operation and duration of operation/measurement period of each of the gauges shown are different.

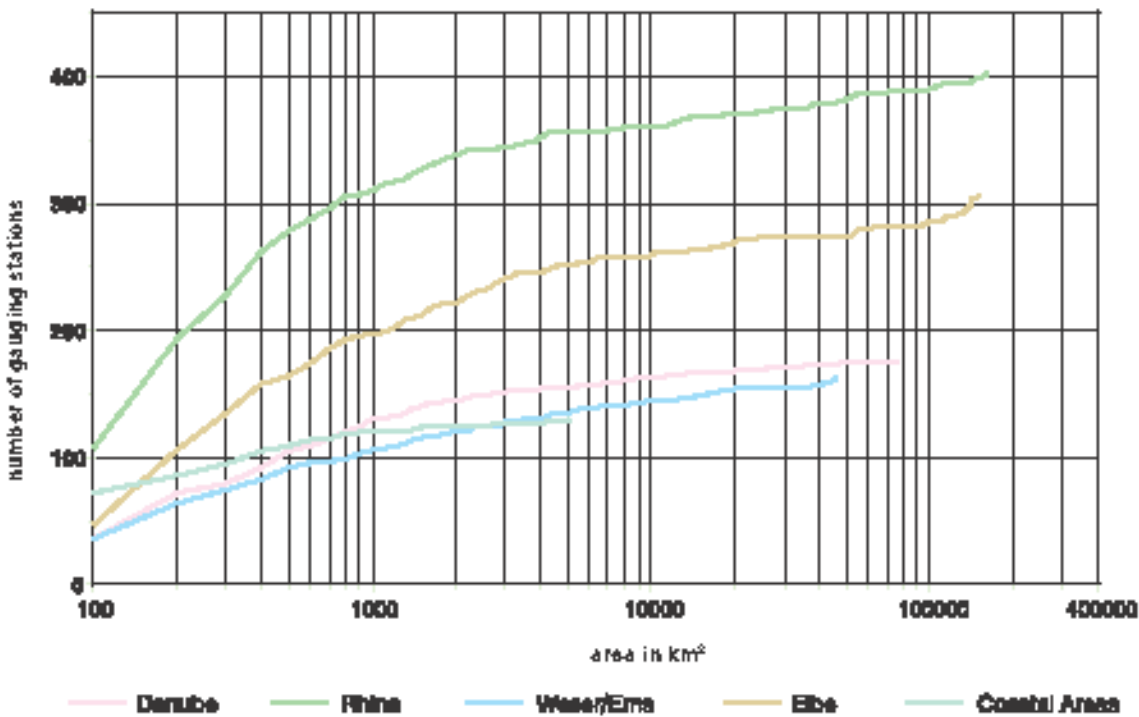


Fig. 2 Number of gauging stations in relation to the catchment area per gauge (only includes gauging stations that are of considerable national hydrographic significance and are 1998 still in operation)

The gauging station locations for the map were selected in accordance with the following criteria:

- the thinned-out network of observation stations is intended to provide a representative presentation of the hydrometric factors in the area;
- only gauges of considerable national significance in terms of hydrography or water management should be included;
- the period of observation (standard period 1961-1990) and the quality of the data (series of observation data on run-off) must correspond to the basic specifications for the atlas.

The representation of the observation stations complies with DIN 2425 (Section 5). It shows the technical standard of the gauges in 1996/97. No differentiation of the "water level recorders without discharge calculation", which are primarily situated in the tidal influence areas of coastal regions, has been carried out. The technical standard illustrated on the map may only be considered to reflect the situation at a certain time. Digital data collection and transfer devices are currently being installed in many observation stations in order to upgrade them to the latest technical standard so that the gauge data can be provided immediately after measurement. The names of all of the stations shown are given. Those names printed in italics indicate that the available observation period for that gauge does not cover the entire time-frame from 1961 to 1990. The coloured background of the map shows which stream or coast catchment area the gauge belongs to.

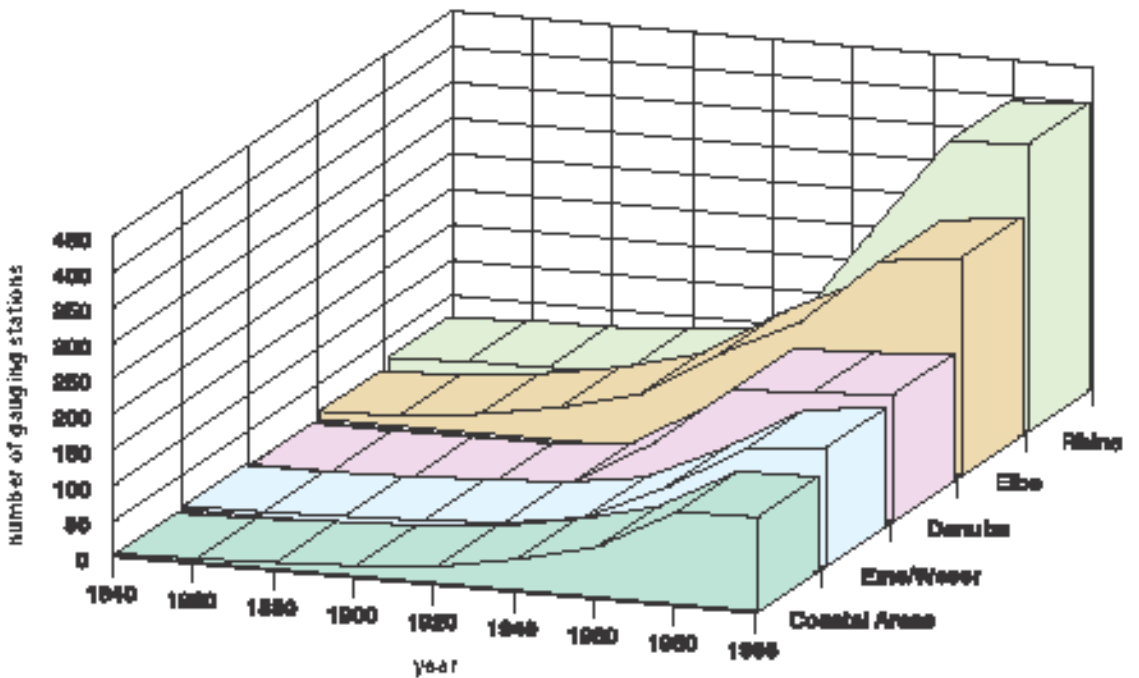


Fig. 3 Development of the number of gauging stations in the catchment areas (only includes gauging stations that are of considerable national hydrographic significance and are 1998 still in operation)

The tabular overview on the following pages shows some key data taken from the gauges selected. The gauges listed in the table are assigned to the corresponding stream catchment areas by means of the colours of the text blocks and are ordered alphabetically (by area). Their colours correspond to those on Map 3.1.

Practical Information

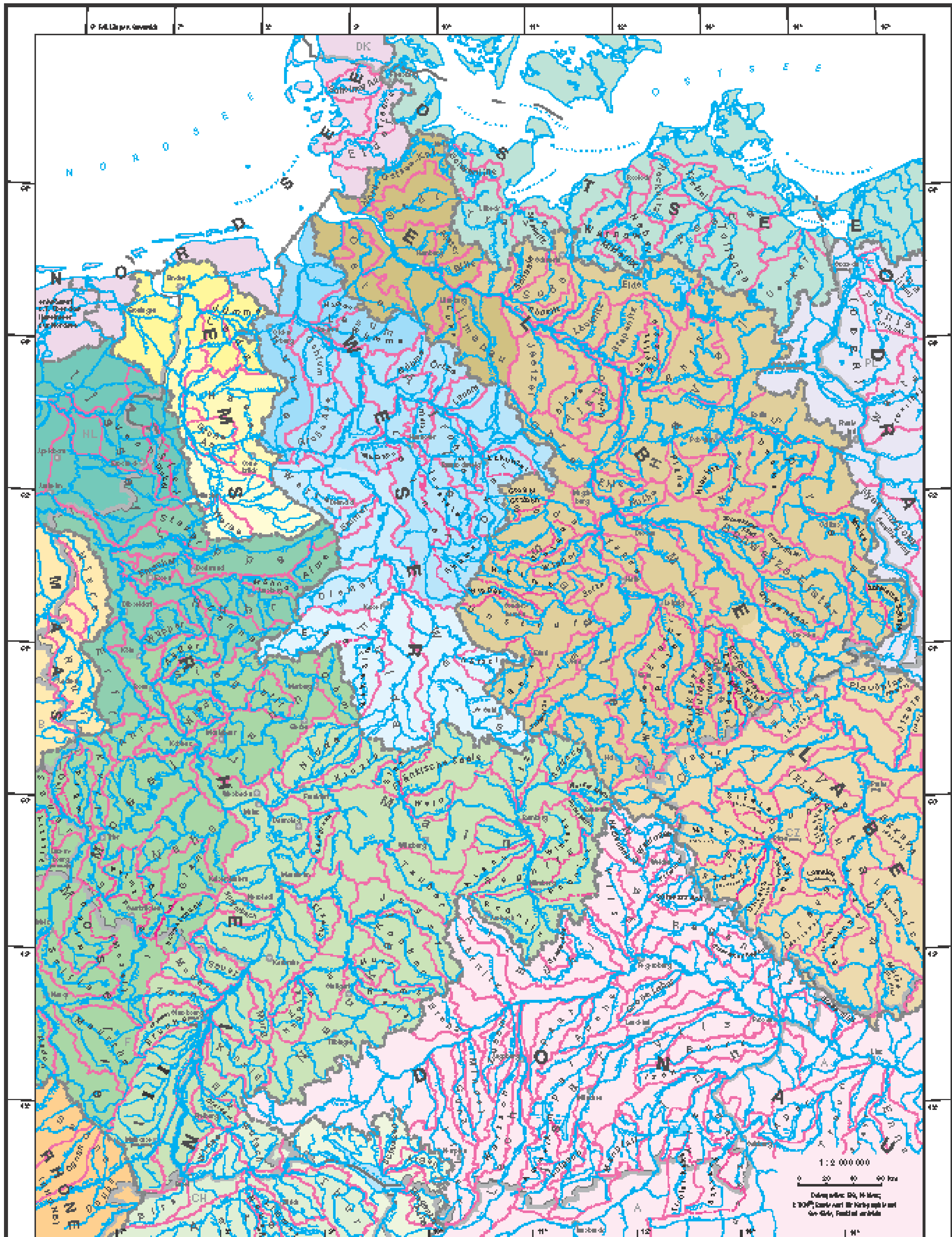
The most important source of information with regard to gauge data in Germany is the Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch (DGJ, German Hydrographic Yearbook), which is published by the Federal States' hydrographic offices in collaboration with the Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG, Federal Institute of Hydrology). This shows, in individual volumes, the most important data for selected gauges and, in standardised images, water-level and run-off values. Up until 1989 the DGJ was based on the hydrological year, which runs from 1st November of the previous year to 31st October. However, since then the DGJ has supplied the data for a 14-month period, thus covering both the hydrological and the calendar year. A further source of hydrological statistics is a yearbook that was published for the Federal Republic of Germany from 1965 to 1974 as part of the International Hydrological Decade. Since 1975 it has been published as the IHP Yearbook (Yearbook of UNESCO's International Hydrological Programme). In order to ensure that international comparisons can be made, this publication is based on the calendar year.

In addition, the Federal State ministries responsible usually publish gauge directories with maps with a scale of 1 : 200,000 to 1 : 500,000. Gauge data that is not published in the DGJ is available from the relevant Federal State offices.

As well as atlas Map 3.1 there is a digital version of the map, which is available on the Internet as a graphic-interactive application. The vector-based presentation of the digital map of the Hydrological Atlas (DigHAD) enables more information to be provided than is possible with an analogue map, for reasons of scale. This information also includes all current gauges specified in the DGJ. The "gauging station" map objects are linked to a database that contains selected information from the gauges' data sheets and selected key values concerning water level and run-off, including information on the gauge operators and the bodies responsible for recording the data. In addition, information on the catchment areas and sections of the catchment areas of the bodies of water can be retrieved. Finally, the content of the digital version is updated once a year.

Table 1 Hydrographic gauging stations in Germany (as at 1995)

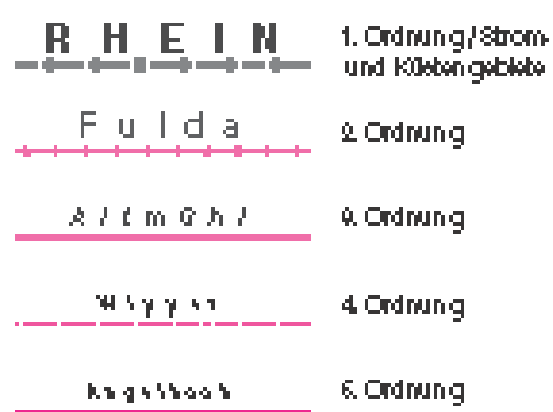
Federal State	number of gauges	
	Federal State	National
Baden-Württemberg	327	28
Bavaria	686	70
Berlin	58	6
Brandenburg	401	68
Bremen	-	9
Hamburg	89	-
Hesse	155	28
Mecklenburg-Western Pomerania	221	55
Lower Saxony	227	122
North Rhine-Westphalia	401	23
Rhineland-Palatinate	155	53
Saarland	38	10
Saxony	260	9
Saxony-Anhalt	158	31
Schleswig-Holstein	240	49
Thuringia	171	-
Germany as a whole		4241



Einflussgebiete der Stromabschnitte und Küstengebiete



Flussgebiete mit einer Fläche über 500 km²



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

3.2 Flussgebiete

Verfasser: R. Kricheldorf, R. B. Kricheldorf, R. B. Kricheldorf, R. B. Kricheldorf

Wissenschaftliche Beratung: H.-J. Löffler (BfG), Ch. Löffler (BfG), W. Löffler (BfG), F.-J. Löffler (BfG), und in Vertretung der Bundesländer: Löffler (BfG), Löffler (BfG), Löffler (BfG), Löffler (BfG)

Kartographie: Institut für Kartographie, Universitäts- und Landesbibliothek Bonn

3.2 Flußgebiete

Jedem Querschnitt eines Fließgewässers kann ein *Einzugsgebiet* zugeordnet werden. Dieses ist ein durch Wasserscheiden begrenztes Gebiet, das bis zu dem betrachteten Flußquerschnitt hin entwässert. Das gesamte, einem Fluß zugehörnde Einzugsgebiet wird als *Flußgebiet* bezeichnet.

Man unterscheidet zwischen ober- und unterirdischen Einzugsgebieten. Die *Wasserscheiden* der oberirdischen Einzugsgebiete sind durch die Orographie festgelegt, während unterirdische Einzugsgebiete durch die hydrogeologische Situation bestimmt werden. Im stark reliefierten Gelände decken sich in der Regel beide Wasserscheiden. Besondere Abweichungen finden sich vor allem in Karstgebieten, wo die hydraulischen Verhältnisse im von Hohlräumen durchsetzten Gesteinsuntergrund eine Gebietsabgrenzung sehr erschweren. Schwierig ist die Festlegung von Wasserscheiden auch in Feuchtgebieten (Moore und Sümpfe) und in Flachlandbereichen, wo sich die Einzugsgebiete in Abhängigkeit vom Wasserstand des Flusses verändern können.

Im Laufe geologischer Zeiträume unterliegen Wasserscheiden einem Wandel. Ein bekanntes Beispiel ist die Flußanzapfung, in deren Folge ein Fluß durch rückschreitende Erosion die bestehenden Wasserscheiden durchbricht und sein Einzugsgebiet auf Kosten des angezapften Gewässers vergrößert.



Abb. 1 Große Flußgebiete in Europa

Fast alle mitteleuropäischen Ströme und Flüsse fließen der Nord- und Ostsee zu und folgen damit der allgemeinen Abdachungsrichtung von den Alpen zu den Randmeeren nach Norden. Nur die Donau bahnt sich den Weg nach Südosten und strebt dem Schwarzen Meer zu. Die Europäische Hauptwasserscheide zwischen dem Mittelmeer und der Nord- und Ostsee durchzieht Süddeutschland als Grenze des Donaubeckens gegen die Einzugsgebiete von Rhein und Elbe. Zwischen den Einzugsgebieten gibt es vielfältige Wasserüberleitungen durch Schifffahrtskanäle sowie durch Fernwasserleitungen für die Wasserversorgung.

Zur Kartendarstellung

In Karte 3.2 sind die oberirdischen Flußgebiete mit einer Fläche von mehr als 500 km² dargestellt. Die Flußgebiete sind entsprechend der Ordnungszahl der Flüsse durch unterschiedliche Signaturen für Wasserscheiden klassifiziert. Nach dem klassischen Flußordnungskonzept erhält der Hauptfluß die Ordnungszahl 1 und die direkt in ihn einmündenden Nebenflüsse die Ordnungszahl 2; die in diese Nebenflüsse mündenden Nebenflüsse die Ordnungszahl 3, usw. In Anlehnung an dieses Prinzip sind die Flußgebiete in Karte 3.2 klassifiziert, wobei den sechs Stromgebieten Deutschlands und den Küstengebieten von Nord- und Ostsee die Ordnungszahl 1 zugewiesen ist.

Flüsse werden nach flußmorphologischen und hydrologischen Gesichtspunkten in Flußabschnitte unterteilt (Ober-, Mittel- und Unterlauf). Die Einzugsgebiete der großen Flußabschnitte von Rhein, Ems, Weser und Elbe sind in der Karte farblich differenziert.

Donau 817 000 km²

Die Donau ist mit einer Länge von 2857 km und einer langjährigen mittleren Wasserführung von ca. 6500 m³/s nach der Wolga der zweitgrößte Strom Europas. Ihre Quellflüsse Breg und Brigach entspringen im südlichen Schwarzwald. Von der Vereinigung der kleinen Quellflüsse in Donaueschingen bis Ulm gilt die Donau als Mittelgebirgsfluß. Durch die rechtsseitig zufließenden Flüsse der nördlichen Ostalpen wandelt sich die Donau unterhalb von Ulm in einen Strom mit alpinem Regime und verläßt nach 625 km Fließstrecke die Bundesrepublik Deutschland bei Passau. Der größte Donauzufluß im nördlichen Alpenvorland ist der 515 km lange Inn. Er führt an der Mündung in die Donau bei Passau mehr Wasser als die Donau selbst. Das obere Donaubecken erstreckt sich von den Quellflüssen im Schwarzwald bis zur Pforte von Devin (Porta Hungarica) östlich von Wien.

Rhein 185 300 km²

Als Quelle des Vorderrheins gilt der in der Schweiz gelegene Tozasee im nördlichen Hochkar des Piz Badus (2928 m). Der Hinterrhein entspringt im Paradiesgletscher am Mascholhorn (Achlagruppe) im Rheinwaldgebiet. Die Quellflüsse vereinigen sich in Reichenau bei Chur. Der *Alpenrhein*, also der Oberlauf bis zum Bodensee, ist ein Hochgebirgsfluß. Unterhalb des Bodensees von Stein am Rhein fließt der *Hochrhein* auf einer Fließstrecke von 142 km in westlicher Richtung bis Basel. Von der Mündung der Aare an wird die Wasserführung des Hochrhains von zahlreichen Gletscher- und Hochgebirgsbächen geprägt, deren ungestümes Abflußverhalten durch drei Alpenrandseen ausgeglichen wird.

Der *Oberrhein* nimmt von Basel bis Mainz seinen Lauf durch den etwa 300 km langen und durchschnittlich 35 km breiten Oberrheingraben. Mit Ausnahme des Neckargebietes kommen nur verhältnismäßig kleine Einzugsgebiete hinzu, die aber niederschlags- und reliefbedingt hohe Abflüsse aufweisen können. In Mainz mündet mit dem 524 km langen Main der flächenmäßig größte Nebenfluß in den Rhein. Bis Bingen fließen dann nur noch kleinere Nebenflüsse dem Rhein zu.

Der Flußabschnitt des Rheins von Bingen bis südlich von Köln wird als *Mittelrhein* bezeichnet. Die größten Nebenflüsse auf dieser Strecke sind Nahe, Mosel, Lahn und Sieg, von denen die 545 km lange Mosel, die auf dem Westabhang der Vogesen entspringt, den bedeutendsten Zufluß darstellt.

Südlich von Köln öffnet sich dem Strom die Niederrheinische Bucht. Am westlichen *Niederrhein* tritt die Wasserscheide der Maas nahe an den Rheinstrom heran. Da der Wasserspiegel der Maas tiefer als der Rheinwasserspiegel liegt, ist die unterirdische Entwässerung zur Maas hin erleichtert.

Unmittelbar nach der deutsch/niederländischen Grenze beginnt das *Rheindelta*, in dem sich Rhein und Maas verzahnen. Aus diesem Grund kann das Flußeinzugsgebiet der Maas auch als Teil des Rheingebiets betrachtet werden.

Auch die IJssel und ihr größter Nebenfluß, die Vechte, beides typische Tieflandflüsse, können dem Rheingebiet zugerechnet werden, da über den Panmerdensch Kanal Rheinwasser dem IJsselmeer zufließt. Sie entwässern das westliche Münsterland, eine durch Sand- und

Sumpflandschaften geprägte Region mit hochstehendem Grundwasser und träge fließenden Flüssen mit häufigen Bifurkationen. Auf Grund des geringen Gefälles wird das Gebiet durch die Flüsse Vechte, Dinkel, Berkel und weitere Zuflüsse des IJssel-Systems nur unzureichend entwässert. Die Wasserscheiden in dieser Landschaft sind im natürlichen Zustand der Gewässer je nach höherem oder niedrigerem Flußwasserstand veränderlich.

Ems 15 600 km²

Die Ems, ein rund 370 km langer Flachlandfluß, entspringt im ausgedehnten Sandgebiet der Senne am südlichen Fuß des Teutoburger Waldes. Sie durchfließt bis zur Tidegrenze bei Papenburg überwiegend Geestlandschaften des nördlichen Münsterlandes und des niedersächsischen Emslandes. Die Wasserscheiden der rechtsseitigen Zuflüsse der Ems sind in mehreren Abschnitten künstlich festgelegt worden, z.B. in der Mastholter Senke in den Emslandmooren. Der Flußabschnitt der Ems gliedert sich bis Bentlage in den Oberlauf, von Bentlage bis Meppen in den Mittellauf und von Meppen bis Emden in den Unterlauf. Die bedeutendsten deutschen Nebenflüsse der Ems sind die Hase, die bei Meppen einmündet, und der Tidefluß Leda mit Einmündung bei Leer. Die Hase teilt sich etwa 10 km unterhalb ihrer Quelle. Hier entsteht die Else, deren Einzugsgebiet jedoch zur Weser entwässert. Die Westerwoldse Aa mündet als größter niederländischer Fluß im Einzugsgebiet der Ems an der Südspitze der Meeresbucht Dollart.

Weser 46 300 km²

Die Weser entsteht durch den Zusammenfluß ihrer Quellflüsse Werra und Fulda bei Münden. Die gesamte Flußlänge von den Werraquellen bis zur Mündung der Weser in die Nordsee nördlich von Bremerhaven beträgt 725 km, der Teil der eigentlichen Weser unterhalb Münden ist 432 km lang. Von Münden bis zur Porta Westfalica fließt die *Oberweser* das nach ihr benannte Mittelgebirge. Unterhalb der Porta Westfalica ist die Weser als *Mittelweser* ein Flachlandfluß. Auf der 128 km langen Fließstrecke bis zur Aller-Mündung gibt es wenige landschaftliche und hydrographische Veränderungen. Sie gewinnt kaum Stromgebietsfläche hinzu, durchfließt zunächst im mäandrierenden Lauf Geestlandschaften, bis sie unterhalb von Verden in das Aller-Urstromtal abgelenkt wird, was einen sprunghaften Anstieg der Abflußmenge bewirkt.

Das Flußgebiet der Aller ist rechtsseitig stärker entwickelt als linksseitig, was geomorphologisch auf die Einbeziehung des ehemaligen Aller-Urstromtales in das Flußgebiet der Weser zurückgeht. Die Aller, die am Rande der Magdeburger Börde ihren Ursprung hat, ist ebenfalls ein Flachlandfluß, dessen Abflußdynamik jedoch durch Berglandflüsse des Harzes geprägt wird. Bei Bremen endet die tidefreie Weser und es beginnt die *Unteresweser*, die den Gezeiten der Nordsee unterworfen ist.

Elbe 148 270 km²

Die Elbe entspringt in der Tschechischen Republik am Südrhang des Riesengebirgskammes in 1383 m über NN und durchfließt in einem weiten Bogen das nordostböhmisches Becken. Dort nimmt sie mit der Moldau (A_{El} 28090 km²), die beim Zusammenfluß mehr Wasser als die Elbe führt, ihren größten Zufluß auf. Oberhalb Pirna erreicht die Elbe die deutsch/tschechische Grenze. Auf dem Weg von der Staatsgrenze bis zur Elstermündung durchfließt die Elbe zunächst das Elbsandsteingebirge. Nach Verlassen der Talweitung des Dresdner Kessels tritt die *Obere Elbe* bei km 96 am Schloß Hirschstein in das Norddeutsche Tiefland ein. Von dort bis zum Wehr Geesthacht, unterhalb von Lauenburg, ist der nun als *Mittlere Elbe* bezeichnete Strom ein Flachlandfluß. Im Bereich des Breslau-Magdeburger Urstromtals münden die Mulde und die Saale in die Mittlere Elbe. Sie können während Hochwassern hohe Abflüsse aufweisen.

Im Glogau-Baruther Urstromtal mündet die Havel (A_{El} 24096 km²) als zweitgrößter Nebenfluß in die Elbe. Sie entspringt im Gebiet der Havelquellseen bei Dambeck in Mecklenburg-Vorpommern, durchfließt zahlreiche Seen im Havelland und mündet bei Havelberg sowie über den Gnevsdorfer Vorfluter mit sehr ausgeglichener Wasserführung in die Elbe. Vom Wehr Geesthacht bis zu Elbmündung in die Nordsee an der Seegrenze bei Cuxhaven-Kugelbake (Elbe-km 727) wird der Flußabschnitt der *Unteren Elbe* (Tideelbe) zugerechnet.

Oder 118 860 km²

Die Oderquelle liegt im Odegebirge in den tschechischen Ostsudeten, nahe Olomouc, in 634 m über NN. Größter Nebenfluß ist die von polnischer Seite einmündende Warthe. Das deutsche Oderneinzugsgebiet hat mit 5 587 km² nur einen vergleichsweise geringen Flächenanteil am Gesamtgebiet von 118 860 km². Bedeutendste Zuflüsse innerhalb dieses Gebietes sind die Lausitzer Neiße und die in die Westoder einmündende Hohensaaten-Friedrichstaler-Wasserstraße. Lausitzer Neiße, Oder und Westoder bilden zusammenhängend auf einer Länge von 376 km die Staatsgrenze zwischen der Republik Polen und der Bundesrepublik Deutschland. Von einer Stelle oberhalb Stettin bis zur Mündung fließt die Oder wieder vollständig auf polnischem Staatsgebiet.

Das Abflußverhalten der Oder wird durch die klimatischen und hydrographischen Verhältnisse auf polnischem und tschechischem Gebiet geprägt. Deutsche Zuflüsse haben nur geringen Einfluß auf das Abflußverhalten der Oder. Das Hochwassergeschehen wird ausschließlich durch Niederschlagsereignisse in den polnisch-tschechischen Gebirgsregionen bestimmt.

Tab. 1 Kennwerte der Strom- und Küstengebiete

Strom- und Küstengebiete	Einzugsgebietsfläche gesamt [km²] ^a	Einzugsgebietsfläche deutscher Anteil [km²] ^a	Flußlänge gesamt [km]	Mittlerer jährlicher Abfluß 1961-1990 [m³/s] am Pegel
Donau	817 000	89 630	2 857	1 426 Aichsen
Rhein	185 300	104 680	1 320	2 382 Rast
Ems	15 600	13 200	370	82 Veen
Weser	46 300	43 800	432	332 Intschede
Elbe	148 270	89 690	1 091	877 Cuxhaven
Oder	118 860	5 580	860	658 Hofmannsdorf
Nordsee		8 640		77
Ostsee		22 290		168

^a gerundete Werte, Küstengebiete mit Inseln (vorläufige Werte)

Praktische Hinweise

Zur Ableitung der dargestellten Einzugsgebietsgrenzen wurden ausgehend von einem digitalen Gewässernetz im Maßstab 1 : 500 000 und einem Digitalen Höhenmodell der Rasterweite 1 km x 1 km unter Nutzung der in der GIS-Software ARC/INFO enthaltenen Algorithmen die Wasserscheiden automatisch generiert. Anschließend wurden die Grenzen manuell unter Berücksichtigung analoger Karten nachgearbeitet.

Bundesweite hydrographische Fluß- und Einzugsgebietsbeschreibungen finden sich im Textband des Hydrologischen Atlases der Bundesrepublik Deutschland von 1978 (KELLER 1979). Einzugsgebietsgrenzen und Flächenangaben, auch für die ausländischen Stromgebietsanteile, sind den hydrologischen Monographien des Rheins (KHR/CHR 1978) und der Donau (REGIONALE ZUSAMMENARBEIT DER DONAULÄNDER 1986) zu entnehmen. Gewässerkundliche Beschreibungen und Kartendarstellungen ausgewählter Einzugsgebiete im Maßstab 1 : 500 000 sind in der Reihe des Deutschen Gewässerkundlichen Jahrbuchs (DGJ) entsprechend der dort vorgenommenen Gebietsunterteilungen enthalten. Angaben zu Gebietsbezeichnungen, Gebietskennziffern und Flächen sämtlicher für das Bundesgebiet ausgewiesener Einzugsgebiete finden sich in den Gewässerkundlichen Flächenverzeichnissen der Bundesländer.

3.2 River Basins

For every cross-section of a river we can determine a catchment area. This zone is separated from adjacent areas by watersheds. The entire catchment area of a single river is called a river basin.

We distinguish between above-ground and subterranean catchment areas. The watersheds of the above-ground catchment areas are determined by orographic features, while subterranean catchment areas are established by hydrogeological circumstances. In topographically structured terrain both watersheds usually coincide. Exceptions arise in karstic terrain, for example, where the hydraulic conditions in the underlying rock, which is interspersed with cavities, make it difficult to distinguish between the various zones. It is also difficult to locate watersheds conclusively in wet areas (moors and swamps) and in plain areas, where the catchment areas can also change with the water level of the river.

During the course of geological periods, watersheds undergo a change. A well-known instance of this is river breaching whereby erosion causes a river to break through the existing watersheds and increase its catchment area by subsuming the breached water.



Fig. 1 Major river basins of Europe

Most Central European streams and rivers flow into the North and Baltic Seas, thus following the general downward incline from the Alps to the outlying seas towards the north. Only the Danube runs towards the southeast into the Black Sea. The main watershed in Europe, between the Mediterranean and the North and Baltic Seas, crosses South Germany as the dividing line between the Danube area and the Rhine and Elbe catchment areas. There are a number of water channels that conduct water across the catchment areas through shipping canals or long-distance water pipelines.

Map Structures

Map 3.2 represents the above-ground river basins with a surface of over 500 km². The river basins have been classified according to the order number of the rivers by variously emphasizing the symbols for the watersheds. According to the conventional approach to river categorisation, the main river is Class 1; those tributaries that drain directly into it are Class 2, while those which drain into the latter are Class 3, etc. Here the river basins have been classified by analogy, whereby the 6 river systems of Germany and the coastal areas of the North and Baltic Seas have been put into Class 1.

A river is divided into sections (upper, middle, and lower course) according to morphological and hydrological aspects. For the river systems represented, the catchment areas of those sections have been given distinct colours.

The Danube 817,000 km²

With a length of 2,857 km and a long-standing average discharge of approx. 6,500 m³/s, the Danube is the second largest river of Europe after the Volga. Its source rivers, the Breg and Brigach, rise in the southern Schwarzwald (Black Forest). From the unification of the small source rivers in Donaueschingen until Ulm, the Danube is regarded as a low mountain river. As the tributaries from the northeast Alps flow in from its right, the Danube below Ulm metamorphoses into a river with alpine regime, and leaves the Federal Republic of Germany at Passau after flowing through the country for 625 km. The largest tributary of the Danube in the northern Alpine foothills is the Inn River, 515 km long. At their junction near Passau, the Inn carries more water than the Danube itself.

The upper Danube region extends from its sources in the Black Forest to the Porta Hungarica, east of Vienna.

The Rhine 185,300 km²

Lake Toma, in the northern high cirque of Piz Badus (2,928 m) in Switzerland is regarded as the source of the Vorderrhein (front Rhine). The Hinterrhein (rear Rhine) rises from the Paradies Glacier at the Maschlochhorn (Adula Range) in the Rhine Forest area. The source rivers join in Reichenau, near Chur. The alpine Rhine, or the course until Bodensee (Lake Constance), is a high mountain river. Below Lake Constance, from Stein am Rhein, the river flows west as the Hochrhein (High Rhine) over a distance of 142 km until Basle. From the mouth of the Aare on, the discharge rate of the Rhine is affected by numerous glacier and high-mountain streams, whose unbridled drainage "patterns" compensate for three alpine fringe lakes.

After Basle, the Oberrhein (Upper Rhine) flows through the approx. 300 km long and, on average, 35 km wide Upper Rhine graben, or rift. With the exception of the Neckar area, only relatively minor catchment areas follow; however, they have high runoff levels due to the high precipitation and the relief. In Mainz the tributary with the largest surface, the Main, joins the Rhine after a distance of 524 km. Until Bingen only small secondary rivers flow into the Rhine.

The section of the Rhine that extends from Bingen to south of Cologne is called the Mittellrhein (Middle Rhine). The largest tributaries along this stretch are the Nahe, Moselle, Lahn, and Sieg Rivers, and of these the Moselle, which is 545 km long and rises on the western slope of the Vosges, represents the main one.

South of Cologne the Middle Rhine discharges into the Niederrheinische Bucht (Lower Rhine Bight). At the western Lower Rhine the watershed of the Maas is close to the Rhine. Since the water level of the Maas is lower than that of the Rhine, subterranean drainage towards the Maas is easy.

Immediately after the German/Dutch border, the Rhine Delta begins, the area where the Rhine and the Maas dovetail; that is why the catchment area of the Maas might also be regarded as belonging to the Rhine.

The IJssel and its main tributary the Vechte, both of which are typical lowland rivers, could also be included in the Rhine area, since Rhine water flows into the IJssel Lake via the Pannerdensch Canal. Both rivers drain the western part of the Münsterland, a region that is characterised by sandy and marshy landscapes, high ground-water levels, and leisurely-flowing rivers with numerous forks. Because of the slight incline this region is only inadequately drained by the unhurried flow of the Vechte, Dinkel, Berkel, and other tributaries of the IJssel system. In the natural state of these waters the watersheds in this landscape are variable depending on the water levels of the rivers.

The Ems 15,600 km²

The Ems, a lowland river of some 370 km in length, rises from the Senne at the southern foot of the Teutoburger Wald, in a spreading, sandy region. Until the tide mark at Papenburg, the Ems flows mainly through geest landscapes of the northern Münsterland and the Lower Saxon Emsland. The watersheds of the tributaries on its right bank have been artificially fixed in a number of areas, e.g. in the Massholt Depression of the Emsland moors. The section of the river as far as Bentlage corresponds to the upper course, from Bentlage to Meppen is the middle course, and the stretch from Meppen to Emden is viewed as the lower course of the Ems. The most important German tributaries of the Ems are the Hase, which joins the Ems at Meppen, and the tidal river Leda, at Leer. The Hase bifurcates some 10 km after its source. This is where the Else rises; its catchment area drains the Weser region, though. The Aa of Westerwold, the largest Dutch river in the catchment area of the Ems, flows into the southern tip of Dollart Bay.

The Weser 46,300 km²

The Weser springs from the junction of its source rivers the Werra and Fulda near Münster. Until the mouth of the river at the North Sea it covers a distance of 432 km; from the Werra Springs at the Thüringer Wald (Thuringian Forest) to the river mouth the distance is 725 km. Below the Porta Westfalica the Weser is a plains river. There is little landscape and hydrographic change along its course to the mouth of the Aller, 128 km away. The river basin barely grows, first meandering through geest landscapes before being deviated into the ice marginal valley (Urstromtal) of the Aller below Verden, which causes a sudden rise in the discharge rate.

The basin of the Aller is more strongly developed on the right bank than on the left, as with the other north German rivers, which has its geomorphological foundation in the inclusion of the Aller Urstromtal in the river basin of the Weser. The Aller itself, which rises at the rim of the Magdeburger Börde (Magdeburg ledge), is also a lowland river; however, its drainage dynamics are influenced by mountain springs of the Harz Range. The nontidal section of the Weser ends at Bremen; the Lower Weser that follows is subject to the tides of the North Sea.

The Elbe 148,270 km²

The River Elbe rises in the Czech Republic, on the southern slope of the Riesengebirge crest, at 1383 m above sea level, and flows through the basin of northeast Bohemia in a wide bend. There it receives its greatest tributary, the Moldau (A_{El} 28,090 km²), which carries a greater volume of water at this point than the Elbe. The Elbe reaches the German/Czech border above Pirna. From the national border to the mouth of the Elster, the Elbe first flows through the Elbsandsteingebirge (Elb Sandstone range). Upon quitting the widening valley of the Dresden Basin, the Upper Elbe reaches the north German lowlands at Castle Hirschstein, 96 km into its course. From there to the Geesthacht Weir, below Lauenburg, the river now called the Middle Elbe is a plains river. In the area of the Breslau-Magdeburg Urstromtal the Mulde and Saale Rivers flow into the Middle Elbe; both tributaries can transport high runoff levels during floods.

In the Glogau-Baruth Urstromtal, the Havel river (A_{El} 24,096 km²) flows into the Elbe as the second largest tributary. It rises from the Havel spring lakes near Dambeck in Mecklenburg-Vorpommern (Mecklenburg Western Pomerania), flows through numerous lakes in the Havel region via the Gnevsdorf draining ditch with a very balanced water flow and then into the Elbe.

The part of the river from the Geesthacht Weir to the location where the Elbe flows into the North Sea near Cuxhaven-Kugelbake (Elbe-km 727) is called the Lower Elbe (Tidal Elbe).

The Odra 118,860 km²

The source of the Odra lies in the Odra Range, in the Czech part of the Eastern Sudeten Mountains near Olomouc, at 634 m above sea level. Its principal tributary is the Warthe, flowing in from Poland. With 5,587 km² the German segment of the Odra catchment area, which amounts to 118,860 km², is a relatively small one. The main tributaries within this area are the Lausitzer or Eastern Neisse and the Hohensaaten-Friedrichstal Waterway.

Over a continuous length of 376 km the Lausitzer Neisse, Odra, and West Odra constitute the national border between the Polish Republic and the Federal Republic of Germany. The Odra flows completely back onto Polish territory slightly above Stettin.

The drainage patterns of the Odra result from climatological and hydrographical conditions on Polish and Czech territory. German tributaries have only minor influence on the Odra's drainage patterns. Flooding is determined exclusively by precipitation events in the Polish and Czech mountain regions.

Table 1 Characteristic values of the river basins

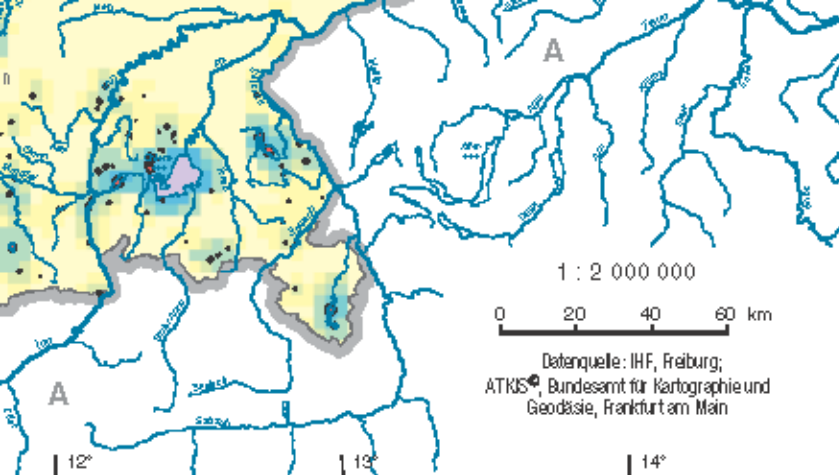
river basins and coastal regions	catchment area surface total [km²]*	catchment area German segment [km²]*	river length total [km]	mean annual discharge 1961-1990 [m³/s] at gauging station
Danube	817 000	59 630	2 857	1 426 Achleiten
Rhine	185 300	104 660	1 320	2 382 Rees
Ems	15 600	13 200	370	82 Versen
Weser	46 300	46 300	432	332 Hintschede
Elbe	148 270	96 930	1 091	877 Cuxhaven
Odra	118 860	5 590	890	558 Hohensaaten Rindw
North Sea		6 540		77
Baltic Sea		22 280		158

* rounded values, coastal regions with islands (preliminary values)

Practical Information

To derive the catchment areas represented, the watershed were calculated automatically based on a digital drainage network (map scale 1 : 500,000) and a digital elevation model with a grid size of 1 x 1 km, using the algorithms contained in the GIS Software ARC/INFO. Subsequently the borders were adjusted manually while taking analogue maps into account.

National hydrographic descriptions of river basins and catchment areas can be found in the text book section of the Hydrological Atlas of 1978 (KELLER 1979). Catchment areas and surface indications, for foreign river courses too, can be found in the hydrological monographs for the Rhine (KHR/CHR, 1978) and the Danube (Regional Co-operation of the Danube Countries, 1986). Hydrographic descriptions and map representations of selected catchment areas, to a scale of 1 : 500,000, are contained in the Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch (DGJ, German Hydrological Yearbook) series in accordance with the regional classification of those publications. Information concerning place names, place codes, and the surface areas of all the catchment areas defined the Federal Republic of Germany can be found in the surface register of the Federal States.



HYDROLOGISCHER ATLAS VON DEUTSCHLAND

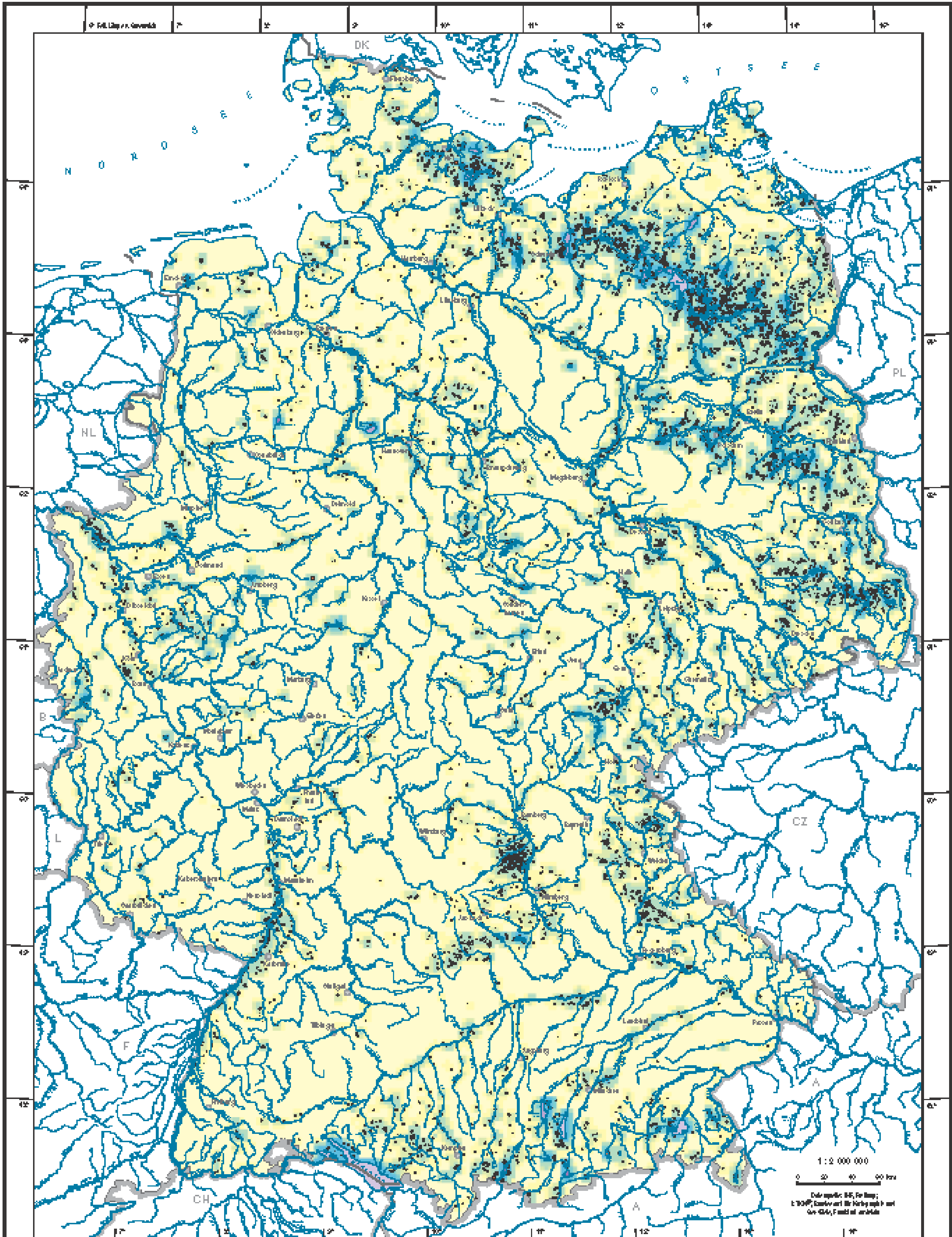
Herausgegeben vom Bundesministerium für Umwelt,
Naturschutz und Reaktorsicherheit

3.3 Übersicht Stehende Gewässer

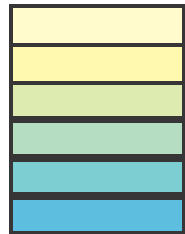
Autoren: F.-J. Kern, J. Strub, Ch. Leibundgut
Institut für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br.

Wissenschaftliche Beratung: W. Struckmeier (BGR), H.-J. Liebscher (BfG)
R. Busskamp (BfG)

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



Seefläche
Anteil der Seefläche an einer 9 km² Flächeneinheit in %



Seegröße
Seefläche in km²



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

3.3 Übersicht Stehende Gewässer

Autoren: P.-J. Kien, J. Hübner, Ch. Lebedevskiy
Herausgeber: Bundesministerium für Umwelt,
Naturschutz und Reaktorsicherheit

Wissenschaftliche Bearbeitung: M. Hübner (2009), M.-J. Lebedevskiy (2010)
P. J. Kien (2009)

Kartographie: Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit

3.3 Übersicht Stehende Gewässer

Stehende Oberflächengewässer spielen eine besondere Rolle in der Hydrologie und in der Umwelt des Menschen. Natürlich entstandene Seen oder künstliche angelegte Speicher, vereinfachend unter dem Begriff *Seen* zusammengefasst, werden vielfach genutzt, beispielsweise zur Trinkwasserversorgung, zur Energiegewinnung, zur Niedrigwasseraufhöhung, zum Hochwasserschutz oder als Gewässer zur Freizeitgestaltung.

Seen beeinflussen die Gebietsverdunstung und sind potentielle Eintragswege von Schadstoffen ins Grundwasser. Seen können der Vorflut dienen, überwiegend kommen ihnen jedoch speichernde Eigenschaften im Wasserhaushalt, Energiehaushalt und in der Abflusssbildung zu.

Nach FOREL (1901) sind Seen allseitig geschlossene, in eine Vertiefung des Bodens eingesenkte, mit dem Meer nicht in direkter Verbindung stehende stagnierende Wassermassen. In Atlaskarte 3.3 wird diese Definition erweitert auf durchflossene, natürlich entstandene oder vom Menschen geschaffene wassergefüllte Hohlformen (Stauseen, Teiche). Seen sind nach geologischen Maßstäben sehr junge und kurzzeitige Erscheinungen – fast alle Seen Deutschlands sind während oder nach der Eiszeit entstanden. Sie unterliegen einem raschen Alterungsprozess durch Sukzession, Vermorung und Verlandung. Die Form von Seebecken verändert sich auf natürliche Weise durch Ablagerungen, die aus dem Einzugsgebiet zugeführt werden oder im See selbst durch Biomassenproduktion entstehen. Künstliche Veränderungen der Beckenform entstehen z. B. durch Auffüllungen oder Rohstoffabbau im Grundwasserbereich.

Abhängig von Genese, Alter, geologischem Untergrund und klimatischen Bedingungen zeigen die Seen individuelle Seebeckenformen und bieten unterschiedliche physikalische und chemische Eigenschaften für die Besiedlung durch Lebewesen oder für die anthropogene Nutzung. Man unterscheidet Seen z. B. über morphologische Kennwerte wie Oberflächengröße, Grundriß/Uferentwicklung und Seetiefe. Hydrologisch lassen sich offene (mit Zu- und/oder Abfluß) und geschlossene Seebecken unterscheiden. Limnologen klassifizieren auch aufgrund der Trophie (organische Primärproduktion, Biomassenaufbau; z. B. oligotroph, eutroph) oder unterschiedlichem thermischen Verhalten bezüglich Schichtung und vertikaler Durchmischung (monomiktisch, dimiktisch, polymiktisch). Alle diese Parameter charakterisieren im wesentlichen Wasser-, Stoff- und Energiehaushalt bzw. -umsätze, die im Zusammenwirken mit den Umgebungsbedingungen verschiedene Nutzungen zulassen.

Zur Kartendarstellung

Die Atlaskarte beschreibt in einem quantitativen Ansatz das Vorkommen und die räumliche Verbreitung Stehender Gewässer in Deutschland. Die flächenhafte Ausweisung der *Seedichte* gibt den prozentualen Anteil der Seefläche bezogen auf eine Rasterfläche von 5 x 5 km² wieder (anschließende Glättung 3 x 3 km²); Einzelseen mit einer *Seegröße* von > 0,05 km² (5 ha) Seefläche sind in flächenrepräsentativen Punktsignaturen oder in vereinfachten Umrissformen erfasst.

Datengrundlage ist das Digitale Landschaftsmodell 1 : 1 000 000 (ATKIS DLM 1000), das durch automatische Vektorisierung aus der Topographischen Übersichtskarte 1 : 500 000 abgeleitet worden ist. Im DLM 1000 sind über 8500 Seen mit einer Spannweite der Flächengrößen von 0,01 bis ca. 476 km² (Bodensee-Obersee) enthalten, wobei über 82 % der Seen in einer Größenklasse unter 0,25 km² liegen. Die Anzahl der Seen einer bestimmten Größenklasse steigt exponentiell mit der Abnahme der Seefläche (Abb. 1). Bei einer Generalisierung für den Maßstab 1 : 2 000 000 könnten über 95 % der Seen Deutschlands nicht dargestellt werden (Untergrenze ca. 1 mm², d.h. 4 km² Seefläche). In der Atlaskarte werden ca. 6500 Seen ab einer Mindestflächengröße von 0,05 km² dargestellt, was bezüglich des Erfassungskriteriums des DLM 1000 (Fläche > 0,25 km²) keine Vollständigkeit garantiert, aber aufgrund der Repräsentativität der räumlichen Verteilung als notwendig und noch tragbar betrachtet wird. Allerdings ist durch die Ableitung aus kleinmaßstäbigen Karten und die dabei erforderliche Generalisierung der Fehler bei der Berechnung der Oberfläche dieser kleineren Seen groß.

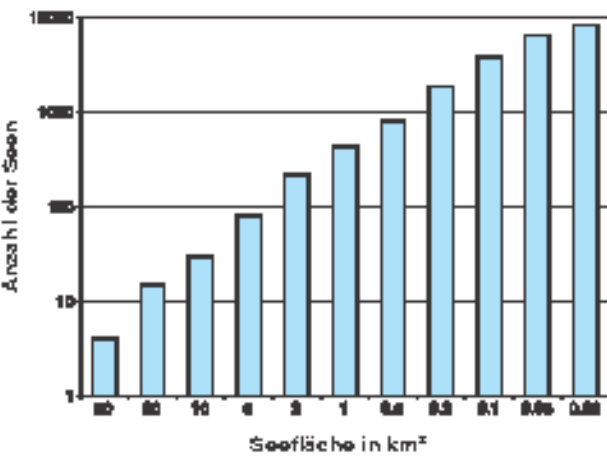


Abb. 1 Kumulierte Verteilung der Seeflächen in Deutschland (logarithmische Achsenteilung, 1 km² entspricht 100 ha)



Abb. 2 Lage der Kartenausschnitte KA 1 bis 6

Die räumliche Verteilung der Seen in Deutschland spiegelt die morphologische Landschaftsentwicklung unter dem Einfluß der Eiszeiten wider. Der größte Teil der heutigen Seen ist während und nach der letzten Eiszeit entstanden. So gibt es Regionen mit hoher Seedichte, in denen Stehende Gewässer über 10 % der Fläche bedecken, und Gebiete, die natürlicherweise eigentlich seefrei wären. Besonders eindrucksvoll kommen die sogenannten *Seenlandschaften* zur Geltung. Das bekannteste Beispiel in Deutschland ist die Mecklenburgische Seenplatte. Seenreiche Gebiete stellen sich morphologisch unterschiedlich dar und können mit unterschiedlichen Formen der Landschaftsentstehung in Zusammenhang stehen. Eine Übersicht über verschiedene seenreiche Gebiete in Deutschland zeigen die Kartenausschnitte KA 1 bis KA 6 im Maßstab 1 : 500 000.



KA 2 Altwasserarme und Baggerseen im Oberrheinischen Tiefland

Wo eine hohe Seedichte angetroffen wird, sind meist auch die größeren Einzelseen gehäuft vertreten. Die Atlaskarte zeigt deutlich ein breites Band mit der höchsten Seedichte in den Jungmoränenlandschaften Schleswig-Holsteins, Mecklenburg-Vorpommerns und Brandenburgs mit ihren Seenplatten aus der Zeit der nordeuropäischen Inlandvereisung. Ein zweites Band mit den größten und tiefsten Seen Deutschlands säumt den nördlichen Alpenrand im Bereich der alpinen Vorlandvergletscherung. In den übrigen Gebieten kommen mehrheitlich nur kleinere Seen mit einer Fläche unter 0,25 km² vor. Ausnahmen sind das Steinhuder Meer, der Dümmer, die künstlichen Stau-



KA 1 Jungmoränenlandschaft der Mecklenburgischen Seenplatte



KA 3 Gewässernetz um Potsdam

seen im Thüringer Wald und im Sauerland sowie Restseen des Braunkohlentagebaues im Mitteldeutschen Revier und in der Lausitz. In großer Zahl vertreten können auch die kleinen Seen die Seedichte einer Region erhöhen.

Ausgewählte Seengebiete in Deutschland

Seenlandschaften des Norddeutschen Tieflandes (KA 1 und KA 3)

In den Seenlandschaften des Norddeutschen Tieflandes gibt es ein breites Spektrum von sehr kleinen bis zu relativ großen Seen wie dem Schweriner See und der Müritz. Die Seen sind teilweise ausgerichtet sowohl was ihre Lage in Bezug auf die großen Urstromtäler (NW-SO) als auch die Ausrichtung ihrer Längsachse (NO-SW) betrifft. Dichte Bereiche mit großen Seen wechseln mit weniger dichten Regionen mit kleineren Gewässern ab. Die Beckenformen sind sehr unterschiedlich.

Zu dieser Jungmoränenlandschaft zählt ebenso der Bereich um Berlin und Potsdam. Hier ist die natürliche Situation noch komplizierter durch vielfältige Verbindungen zwischen

Fließgewässern und Kanälen, die bei flachem Relief teilweise den Charakter Stehender Gewässer annehmen. Die norddeutschen Seen sind trotz ihrer teilweise beachtlichen Oberfläche meist sehr flach (<10 m). Innerhalb Deutschlands ist die hohe Seedichte hier umso erstaunlicher, als daß die Niederschlagshöhe nur unterdurchschnittlich ist. Begünstigend wirken der relativ dichte Untergrund der Grundmoränen, geringe Reliefenergie und hohe Grundwasserstände sowie die noch nicht abgeschlossene Entwicklung der geologisch jungen Jungmoränenlandschaft (Seeverlandung, Gewässernetzentwicklung).

Seenlandschaften des nördlichen Alpenvorlandes (KA 6)

Glaziale Seen finden sich auch im Bereich ehemaliger Vorlandvergletscherung nördlich von und in den Alpen, wo bei gleichzeitig größerer Reliefenergie eher größere und auch tiefere Seen und weniger kleine Seen zu finden sind.



KA 4 Stauseen im Rheinischen Schiefergebirge



KA 5 Fränkisches Seenland

Seengebiete in den Mittelgebirgsregionen (KA 4 und KA 5)

In ehemals vereisten Mittelgebirgsregionen findet man vereinzelt kleine Seen, wie die eher kreisförmigen Karsen. Ein besonderes Phänomen sind die Maarseen in der Eifel. Insbesondere in den norddeutschen Mittelgebirgsregionen beherrschen Stauseen das Landschaftsbild. Sie sind gekennzeichnet durch Verästelungen, die den ehemaligen Talverläufen folgen. In Mittelfranken gibt es eine künstlich geschaffene Seenlandschaft aus vielen kleinen Weihern (Schwell-, Fisch- und Mühlweiher). Diese flachen Gewässer sind im Mittelalter durch lokale Aufstauungen kleiner Fließgewässer entstanden.

Seengebiete in großen Flußtälern (KA 2)

In den Strömälern der großen Flüsse findet man zahlreiche kleinere Gewässer, wie natürlich oder anthropogen entstandenen Altwasserarme, die durch ihre Bogenform charakterisiert sind. Sie sind meist sehr flach und unterliegen rasch der Verlandung. Baggerseen unterschiedlicher Formen und Tiefen infolge Kiesabbaus überwiegen in den flußbegleitenden Schotterbereichen in geringer Entfernung zum Flußlauf.

Praktische Hinweise

Die Seedichte kann in einigen Gebieten eine größere Bedeutung haben als die Flußdichte, da der Flächenanteil der Seen deutlich über dem der Fließgewässer liegen kann. Künstlich angelegte Seen können die natürlichen Verhältnisse stark verfälschen. Die Differenzierung in Fluß und See stellt in manchen reliefarmen Regionen ein schwieriges Unterfangen dar.

Der Vergleich der Datengrundlage DLM 1000 mit dem Inhalt der TÜK 200 auf Vollständigkeit der Daten ergibt unregelmäßige Abweichungen, die teilweise auf den Fortführungsstand der topographischen Grundlage zurückgeführt werden können. Insgesamt sind im vorliegenden digitalen Gewässernetz des DLM 1000 mehr Gewässer enthalten, als aufgrund des Maßstabes zu erwarten wären. Die kürzesten Linienstrecken messen ca. 40 m, was die Genauigkeit der Flächenermittlung bei kleineren Gewässern einschränkt. Hinzu kommt, daß im Zuge der Ableitung des Maßstabes 1 : 500 000 insbesondere kleinere Gewässer teilweise eine Vergrößerung des Umrisses durch Generalisierung erfahren.



KA 6 Glaziale Seen im Bereich der Münchener Schotterebene

3.3 Standing Waters: an Overview

Standing waters play a special role in hydrology and in Man's environment. Natural lakes and man-made reservoirs – these are referred to here together as “lakes” – have many uses, for example to supply drinking water, to generate energy, to maintain river discharges during dry periods, to provide flood protection, or for recreation. Lakes influence the evaporation that occurs in an area, and they can provide ways for contaminants to enter groundwater. Lakes can serve as discharge paths for water, but it is in their storage ability that their greatest significance lies. This storage ability affects the water and energy budgets of an area, and also runoff generation.

According to FOREL (1901), lakes are closed areas of standing water that lie in depressions on the land surface and that are not in direct contact with the ocean. This definition has here been broadened (Map 3.3) to include natural and man-made water bodies of whatever shape, including ones through which there is a net through-flow of water (e.g. reservoirs, ponds). From the geological viewpoint, lakes are very young and short-term phenomena – almost all German lakes were produced during or after the last Ice Age. Lakes age rapidly, through the processes of succession, i.e. infilling with sediment, bog formation and eventual drying out. Natural changes in lake form result from deposition; the material deposited in a lake may have been transported from the lake's catchment area, or it may have been produced biologically within the lake itself. Artificial changes in lake form occur when, for instance, existing lakes are filled in or when new lakes arise as raw materials are excavated in areas below the groundwater table.

The way in which a particular lake arose, its age, the geological nature of its bottom, and the climate of the area in which it lies – all these factors affect lake form; they also affect the physical and chemical nature of the lake, and thereby the life that it can support and the uses to which it can be put. Lakes can be described and differentiated from each other in a variety of ways. Morphological descriptors can be used, for instance, such as surface area, shape, and depth. Hydrologically, it is possible to distinguish lakes as either being in open basins (i.e. with inlets and/or outlets) or in closed ones. Limnologists classify lakes according to the different trophic states (i.e. on the basis of organic primary production and biomass synthesis; e.g. oligotrophic or eutrophic lakes) or to the different thermal conditions, as these affect stratification and vertical mixing (e.g. monomictic, dimictic, polymictic lakes). All of these various parameters essentially characterise the water budget and turnover of a lake, the material budget and turnover, and the energy budget and turnover; it is these budgets and turnovers which, taken in association with the ambient conditions in a lake's surroundings, determine the uses to which a lake can be put.

Map Structures

The map provides a quantitative description of the occurrence and spatial distribution of standing waters in Germany. The colour-coded representation of lake density shows the percentage surface area of the land occupied by lakes; this is based on a 5 km square grid, smoothed to 3 km square. Individual lakes greater than 0.05 km² in size (5 ha) are shown either by their generalised perimeters or as an areally representative signature of points.

The database used for the map is the AKTIS DLM 1000 (Amtliches Topographisch-Kartographisches Informationssystem, Official Topographical Cartographical Information System, Digital Landscape Model 1: 1,000,000), which is derived from the 1: 500,000 topographic overview map by automatic generalisation. Over 8,500 lakes are represented in the DLM 1000, with a range of surface areas from 0.01 km² to approximately 476 km² (Lake Constance and the Obersee together); over 82 % of the lakes are less than 0.25 km² in surface area. The number of lakes having a particular surface area increases exponentially with decreasing surface area (Fig. 1). If the overview map had been generalised to 1: 2,000,000, then over 95 % of Germany's lakes would not have been able to be represented: the lower representation limit would be ca. 1 mm² on the map, i.e. a lake surface area of ca. 4 km². Approximately 6,500 lakes are represented on Map 3.3, with surface areas of 0.05 km² and more; this set of lakes is not comprehensive – it cannot be comprehensive, because of the rules used in DLM 1000 (area > 0.25 km²) – but is instead a spatially representative compromise. In any event, there can be substantial errors made in calculating the areas of the smaller lakes, simply because of the generalisation that is necessary in creating small-scale maps.

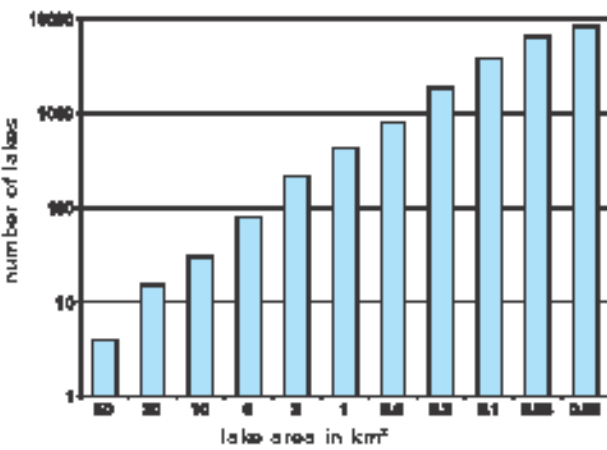


Fig. 1 Cumulated distribution of the lakes' surface areas in Germany (logarithmic scale of the axes)



Fig. 2 Positions of the enlargements in Germany

The spatial distribution of lakes in Germany reflects the way in which the form of the landscape was developed during the Ice Age. The majority of present-day lakes came into being during the last glacial stage. Consequently, there are regions of high lake density, in which over 10 % of the land surface is covered with standing waters, and regions that would really be entirely lake-free if only non-man-made lakes were considered. Of particular note are what are referred to in Germany as Seenlandschaften (lake-rich regions). The most famous example in Germany is the Mecklenburgische Seenplatte.



E 2 Oxbow lakes and gravel pits in the Upper Rhine plain

Lake-rich regions are different from each other in their morphology and their genesis. The 1: 500,000 map enlargements E 1 to E 6 provide an overview of different lake-rich regions in Germany. In places where lake density is high, there are usually also several individually large lakes. The Atlas map clearly shows a broad high-density band in the recently glaciated areas of Schleswig-Holstein, Mecklenburg-Vorpommern and Brandenburg, corresponding to the lake-rich regions formed by the North European inland glaciation. A second high-density band contains the largest and the deepest German lakes, and rims the northern margin of the Alps, in the area affected by the Alpine Foreland Glaciation. In



E 1 Recently glaciated lake-rich region Mecklenburgische Seenplatte



E 3 Drainage network around Potsdam

other areas, there are predominantly only small lakes, with areas of under 0.25 km². Exceptions to this generalisation are the Steinhuder Meer, Lake Dümmer, the man-made reservoirs in the Thüringer Wald and the Sauerland, and the lakes remaining as a result of open-cut lignite mining in the Central German Coalfield and in the Lausitz. It is also possible for small lakes to increase the lake-density of a region, provided they are sufficiently numerous.

Selected lake-rich regions in Germany

Lake-rich regions in the North German Lowlands (E 1 and E 3)

There is a broad spectrum of lake sizes in the lake-rich regions of the North German Lowlands; the lakes there range from the very small to those that are relatively large, such as the Schweriner See and the Lake Müritz. The lakes are in part situated along the large old river valleys (these are oriented NW-SE), and the orientations of the long-axes of the lakes tend to be NE-SW. Areas of high lake-density and large lakes alternate with areas of low lake-density and smaller lakes. The forms of the lake basins are very variable.

The region around Berlin and Potsdam is also a recently glaciated area. Here, however, the natural situation is made more complicated by the multiple connections that exist between rivers and canals, which, on this flat landscape, are somewhat lake-like in their character. The lakes in northern Germany are mostly very shallow (< 10m), even though they are often of considerable size. Seen in the overall German context, the high lake density in northern Germany is all the more amazing in that the precipitation in northern Germany is less than the national average. The factors responsible for the high lake density are (1) the relatively impermeable nature of the ground, i.e. of the ground moraine, (2) the low relief, (3) the high level of the groundwater table, and (4) the still only incomplete development of the landscape, for instance in the filling-in of lakes and the development of drainage systems.



E 4 Reservoirs in northern German uplands



E 5 Fränkische Seenland

Lake-rich regions of the northern Alpine Foreland (E 6)

Glacially developed lakes are also to be found in the region of the former glaciation northward of and within the Alps. The relief is higher in this region than in northern Germany, however, and so the lakes tend to be larger and deeper. There are also fewer small lakes.

Lake-rich regions in the upland regions (E 4 and E 5)

In the parts of the German Uplands that were once glaciated are found isolated small lakes, such as the once-round glacial tarns. Unique are the volcanic maar lakes in the Eifel. Reservoirs are a dominant feature in the landscape of the northern German Uplands. They tend to be finger-like in their outlines, reflecting the paths of the valleys that they fill.

In Mittelfranken, there is an artificial lake-rich region made out of many small ponds (discharge-control ponds, fish-ponds, mill-ponds). These shallow lakes were created in the Middle Ages, by the damming of small rivers.

Lake-rich regions along large rivers (E 2)

In the valleys of large rivers are found numerous small lakes, for instance the oxbow lakes that exist in naturally or artificially abandoned river channels. These small lakes are mostly very shallow, and they are filled in rapidly. Water-filled gravel pits, of variable shape and depth, are located predominantly in the gravel-rich areas close to river channels.

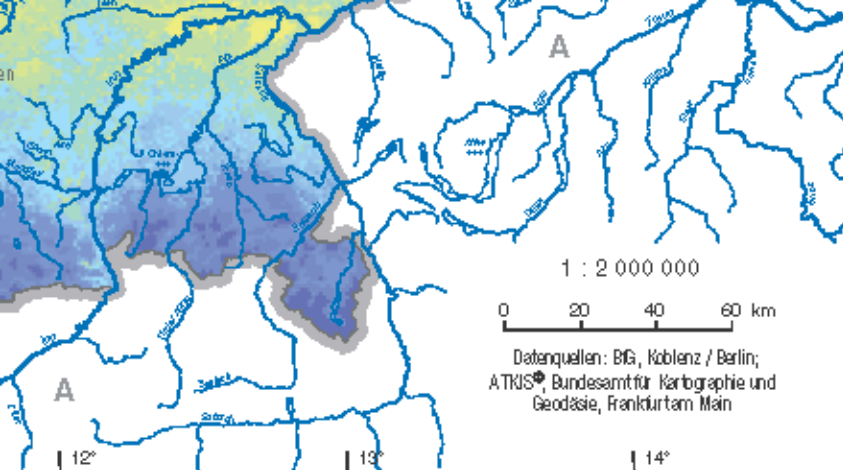
Practical Information

In a few areas the lake density can be a more important parameter than the river density; this is because the proportion of the land surface area that is occupied by lakes can be significantly higher than that occupied by flowing waters. The existence of man-made lakes can distort natural relationships very substantially. In some low-relief areas it can be very difficult to differentiate rivers from lakes.

A comparison of the completeness of the DLM 1000 with the TÜK 200 (Topographic Overview Map 1: 200,000) shows some inconsistencies, some of which can be put down to the state of development of the topographic databases that were used. In general it can be said that there are more surface waters in the digital drainage network of the DLM 1000 than would be expected at that scale. The shortest line segment in the DLM 1000 is ca. 40 m long, which limits the accuracy with which the areas of small lakes can be estimated. In addition, the perimeter of lakes (in particular, small lakes) tends to be increased as a result of the generalisation carried out as the original 1: 500,000 map was compiled.



E 6 Glacial lakes around Munich



HYDROLOGISCHER ATLAS VON DEUTSCHLAND

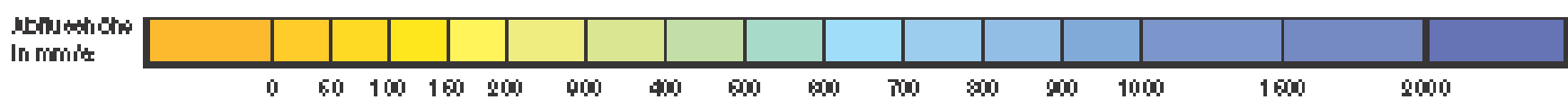
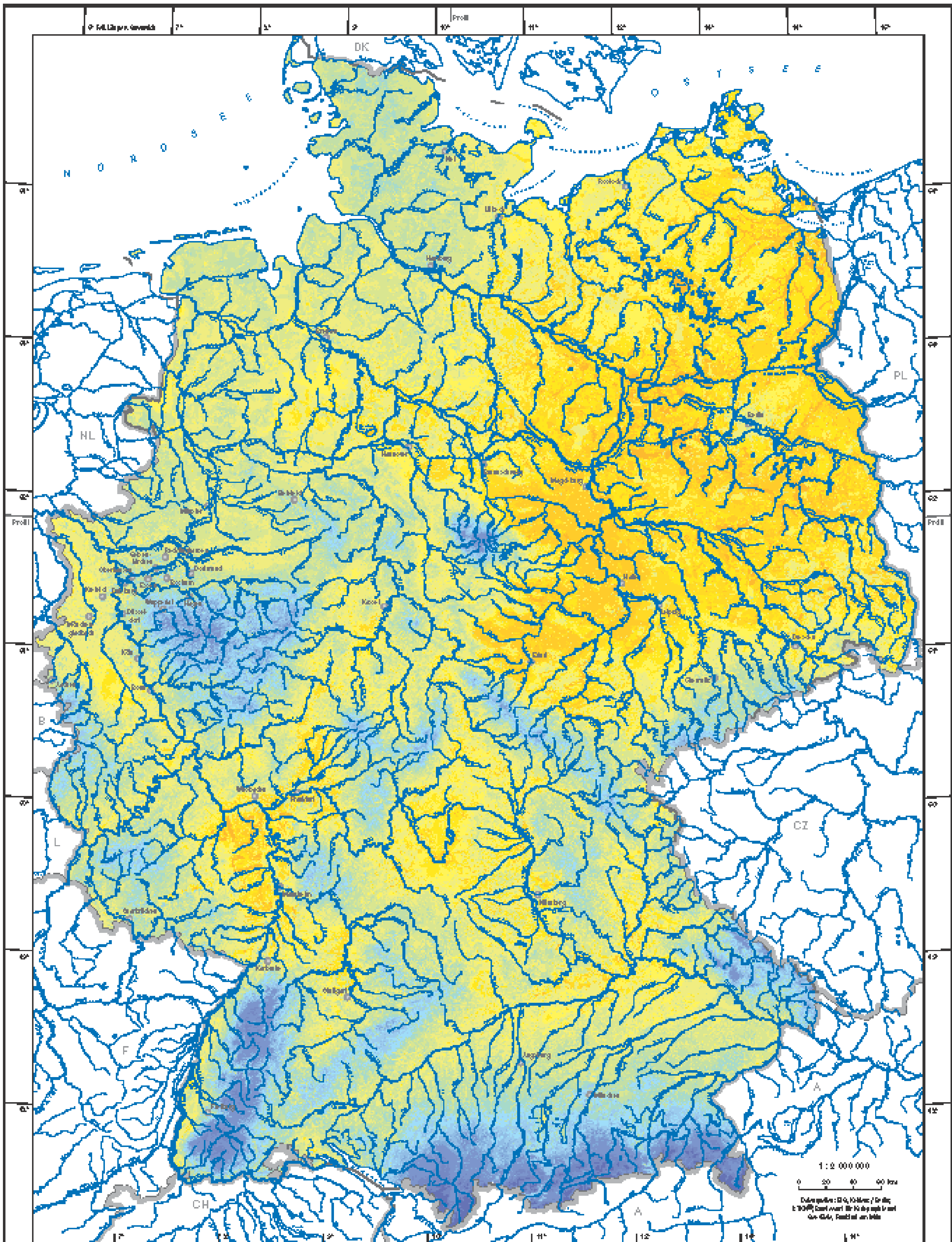
Herausgegeben vom Bundesministerium für Umwelt,
Naturschutz und Reaktorsicherheit

3.5 Mittlere jährliche Abflusshöhe

Autoren: G. Glugla, P. Jankiewicz, C. Rachimow, K. Richter, G. Fürtig
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)



HYDROLOGISCHER ATLAS VON DEUTSCHLAND

Nach Angaben von Bundesminister für Umwelt,
Natur und Landschaft

3.5 Mittlere jährliche Abflusseshöhe

Autoren: G. Guggen, P. Kunkel, G. Kunkel, G. Kunkel, G. Kunkel
P. Kunkel, G. Kunkel, G. Kunkel, G. Kunkel, G. Kunkel
W. Kunkel, J. Kunkel
Daten: Bundesamt für Umwelt, Naturschutz und Landschaft, Bonn

Illustrationen: H. Kunkel, T. Kunkel, G. Kunkel, H. Kunkel, G. Kunkel
G. Kunkel, H. Kunkel, G. Kunkel, H. Kunkel, G. Kunkel

Kartographie: Institut für Hydrologie, Universität Bonn, Bonn

3.5 Mittlere jährliche Abflusshöhe

Das Wasservolumen, das je Zeiteinheit einen bestimmten Gerinnequerschnitt durchfließt, wird als *Durchfluss* bezeichnet. Messeinheit ist üblicherweise m³/s bzw. l/s. Wird der an einem bestimmten Querschnitt beobachtete Durchfluss auf die Fläche des zugehörigen Einzugsgebietes bezogen, bezeichnet man diese Größe als *Abflussspende* in l/s·km² bzw. *Abflusshöhe* in mm/Zeiteinheit.

Abbildung 1 zeigt die Faktoren, die das Abflussgeschehen im Gebiet und damit den Durchfluss im Vorfluter (Atlas Tafel 3.9) bestimmen.

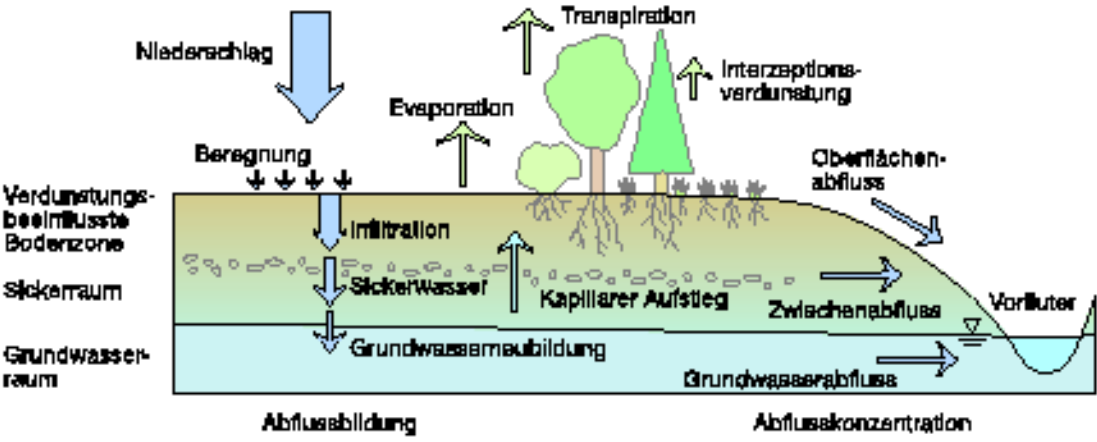


Abb. 1 Abflussbildung und Abflusskonzentration

Der Niederschlag wird durch Benetzung von Pflanzenoberflächen zwischengespeichert (Interzeption), fließt als Oberflächenabfluss in den Vorfluter oder infiltriert direkt in den Untergrund. Ein Teil des infiltrierten bzw. gespeicherten Wassers kann durch Evaporation vom Boden, Transpiration von den Pflanzen bzw. Interzeptionsverdunstung von den Oberflächen in die Atmosphäre zurück gelangen, der Rest versickert. Das Sickerwasser, das an weniger durchlässigen Schichten gestaut wird, tritt abhängig vom Gefälle als Zwischenabfluss an der Oberfläche oder in einem Vorfluter wieder aus. Zur Grundwasserneubildung (Atlas Tafel 5.5) trägt nur der Anteil des Sickerwassers bei, der in den Grundwasserraum eintritt (Atlas Tafel 14.5). Der Grundwasserabfluss speist letztlich den Vorfluter auch in niederschlagsarmen Zeiten. Der kapillare Aufstieg aus dem Grundwasseranraum kann zur verbesserten Wasserversorgung der Vegetation auf grundwasseranreichen Standorten beitragen.

Im mehrjährigen Mittel wird für gewählte Flächeneinheiten die Differenz der hydrometeorologischen Größen „korrigierte Niederschlagshöhe P_{kor} minus tatsächliche Verdunstungshöhe ET_a “ der *Gesamtflusshöhe* R unterhalb des verdunstungsbeeinflussten Bereichs gleichgesetzt (Abflussbildung). Beregnung auf landwirtschaftlichen Bewässerungsflächen wird an den entsprechenden Stellen dem Niederschlag zugeschlagen. Vorratsänderungen im Wasserspeicher werden nicht berücksichtigt.

$$R = P_{\text{kor}} - ET_a \text{ (in mm/a)} \tag{1}$$

Bei Flächeneinheiten von 1 km² Größe kann davon ausgegangen werden, dass Landoberflächenabfluss, Zwischenabfluss und Grundwasserabfluss weitgehend in der Gesamtflusshöhe des Flächenelements enthalten sind. Die mittlere Abflusshöhe an der Messstelle des Vorfluters ergibt sich als arithmetisches Mittel der Werte der Gesamtflusshöhe aller Flächeneinheiten des zugehörigen Einzugsgebietes.

Der Abfluss lässt sich mit Niederschlag-Abfluss-Modellen räumlich und zeitlich (bis zu Tagesintervallen) modellieren. Die variabel simulierte Gesamtflusshöhe mit den Komponenten Landoberflächenabfluss, Zwischenabfluss und Grundwasserabfluss entspricht nach Abflusskonzentration im Einzugsgebiet dem zeitlich variablen Gerinneabfluss des Vorfluters, der an der Messstelle erhoben wird. Das Wasservolumen, das dem einzelnen Gebiet zu- oder abfließt, kann nur näherungsweise geschätzt werden, da der Grundwasserabstrom in den Grundwasserleitern messtechnisch nicht erfassbar ist. Dieser Fehler wird mit zunehmender Größe des Einzugsgebietes vernachlässigbar klein.

In Deutschland stehen gegenwärtig über 4000 Pegel zur Verfügung, an denen der Wasserstand bzw. der Durchfluss ermittelt wird (Atlas Tafel 3.1). Aus diesen lässt sich für das gesamte Einzugsgebiet die Summe aller Einwirkungen auf den Durchfluss erkennen. Hingegen liefert eine differenziertere flächenmäßige Darstellung der Abflusshöhe R , wie sie in Karte 3.5 für Rasterfelder von 1 km² Ausdehnung als mittlere Jahressumme durchgeführt wurde, eine detailliertere Aussage zur *Gesamtflusshöhe*.

Über mehrere Jahre gesehen gibt der Gesamtabfluss das potenzielle Wasserdargebot wieder. Die Nutzbarkeit ist durch viele Faktoren wie Ergiebigkeit, Beschaffenheit, ökologische Aspekte, Speichermöglichkeit eingeschränkt. Die Werte sind u. a. jedoch relevant für die Untersuchung des Wasserdargebots kleiner Räume wie z. B. Einzugsgebiete von Wasserwerken und Talsperren.

Die Gesamtflusshöhe wird durch den korrigierten Niederschlag begrenzt. In niederschlagsarmen Gebieten und in Bereichen flummen Grundwassers kann die Verdunstung den korrigierten Niederschlag übertreffen, so dass negative Abflusswerte auf Zehrgebiete hinweisen.

Zur Methodik

Die Bestimmung mittlerer jährlicher Werte der Abflusshöhe durch Bilanzierung der Größen Niederschlag und Verdunstung setzt die genaue Ermittlung dieser Eingangsgrößen voraus. Für den Niederschlag, der im wesentlichen aus Messwerten regionalisiert wurde, werden die für Karte 2.5 vorliegenden korrigierten Werte genutzt. Die tatsächliche Verdunstung wird nach dem in Atlas Tafel 2.13 dargestellten, auf der Modifikation der Bagrov-Beziehung basierenden Verfahren BAGLUVA bestimmt, wobei am Standort abgeleitete Beziehungen auf das Gebiet übertragen wurden (GLUGLA et al. 2002).

Abbildung 2 zeigt, welche Kartengrundlagen und Informationsebenen des HAD für die Erstellung von Karte 3.5 mit einbezogen wurden. Sie macht auch deutlich, wie eng die maßgeblichen Parameter verknüpft sind und dass mit ihnen die zentralen Einflussgrößen berücksichtigt wurden, die die Verdunstungs- und Abflusshöhen bestimmen.

Zur Verifizierung des Verfahrens wurden die nach Gleichung (1) bestimmten Werte der mittleren jährlichen Abflusshöhe in Einzugsgebieten unterschiedlicher Größe, Landnutzung, Bodeneigenschaften sowie geomorphologischer und klimatischer Bedingungen den am entsprechenden Pegel ermittelten Abflusshöhen gegenübergestellt (Abb. 3).

Bei der Berechnung der Abflusshöhe wird die Differenz zweier in einigen Gebieten annähernd gleich großer Werte gebildet, deren Einzelfehler sich addieren können, was bei entsprechend geringen Abflusswerten zu einem großen relativen Fehler führen kann. Die Streuung der berechneten Abflusshöhen relativ zu den aus Messungen ermittelten Werten ist in Abbildung 4 dargestellt. Die Abweichungen liegen im Mittel unter 5 %, können aber in einigen Gebieten z. B. aufgrund anthropogener Beeinflussung (Ein- und Überleitungen, Entnahmen, Beregnung) und Problemen bei der Einzugsgebietszuordnung bis zu 30 % erreichen (JANKIEWICZ & GLUGLA 2002).

Die Abgrenzung des Landoberflächenabflusses (schnelle Abflusskomponente) wurde in dem vorliegenden Verfahren als kleinräumig auftretendes Phänomen nicht explizit berücksichtigt. Ein großer Teil des vor allem in höheren Lagen relevanten Landoberflächenabflusses kommt in den Talauen wieder zur



Abb. 2 Nutzung von HAD-Daten zur Ermittlung der mittleren jährlichen Abflusshöhe

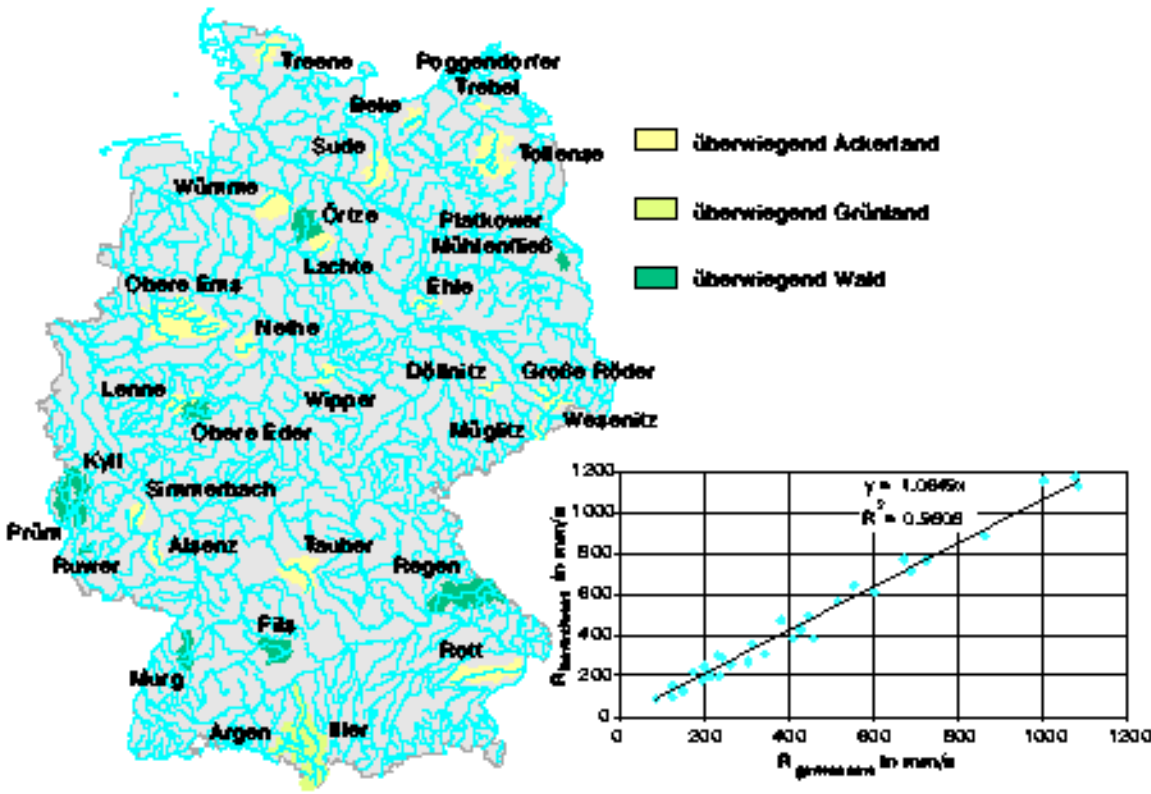


Abb. 3 Ausgewählte Einzugsgebiete

Abb. 4 Berechnete und aus Messungen ermittelte Abflusshöhen von Einzugsgebieten

Versickerung. Nicht berücksichtigt ist der Einfluss der vertikalen als auch lateralen zeitlichen Verzögerung infolge Schnee falls bzw. Schneeschmelze auf das Abflussverhalten.

Bei der angewandten Methodik handelt es sich um ein für Gesamtdeutschland einheitliches Verfahren. Im Hydrologischen Atlas der Bundesrepublik Deutschland (1978) basierte die Karte der Abflusshöhe auf einem Regressionsansatz. In dem für die DDR erstellten N-A-U-Atlas („Niederschlag-Abfluss-Unterschied“ (= Verdunstung) 1958) wurde ebenfalls auf Jahresabflussreihen zurückgegriffen. Der Genauigkeitsanspruch der vorliegenden Neubearbeitung ist wesentlich höher, was in der stärkeren Variation der Abflussbildung von einem Rasterfeld zum nächsten – abhängig von Landnutzung und Boden – deutlich wird. Ein direkter Vergleich der berechneten Abflusshöhenwerte ist jedoch durch die unterschiedliche Methodik einschließlich verbesserter Eingangsdaten nicht möglich.

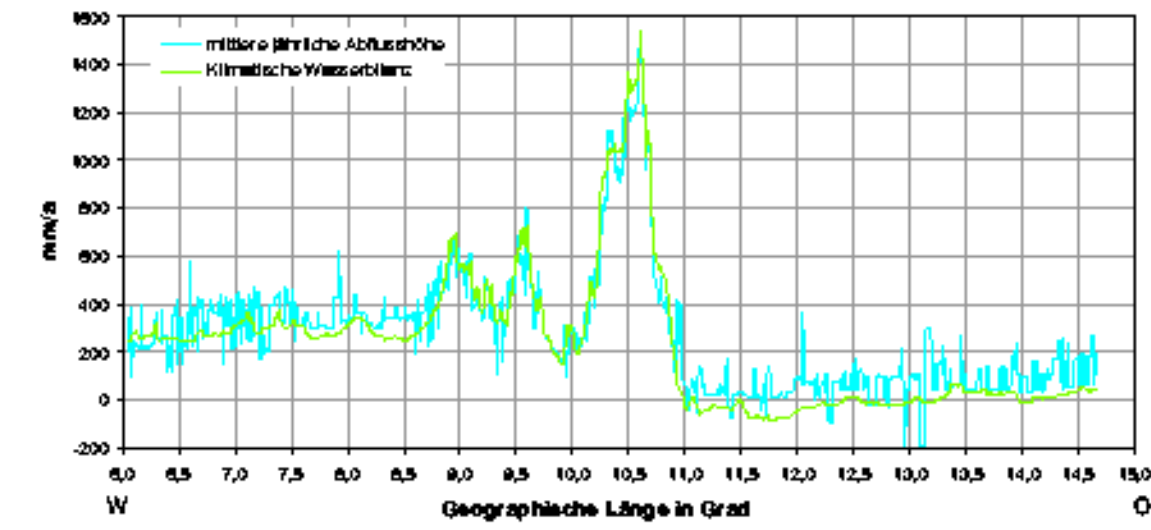


Abb. 5 West-Ost-Schnitt mittlerer jährlicher Werte der Abflusshöhe und der Klimatischen Wasserbilanz des Bezugszeitraums 1961–1990 in 51° 50' nördlicher Breite

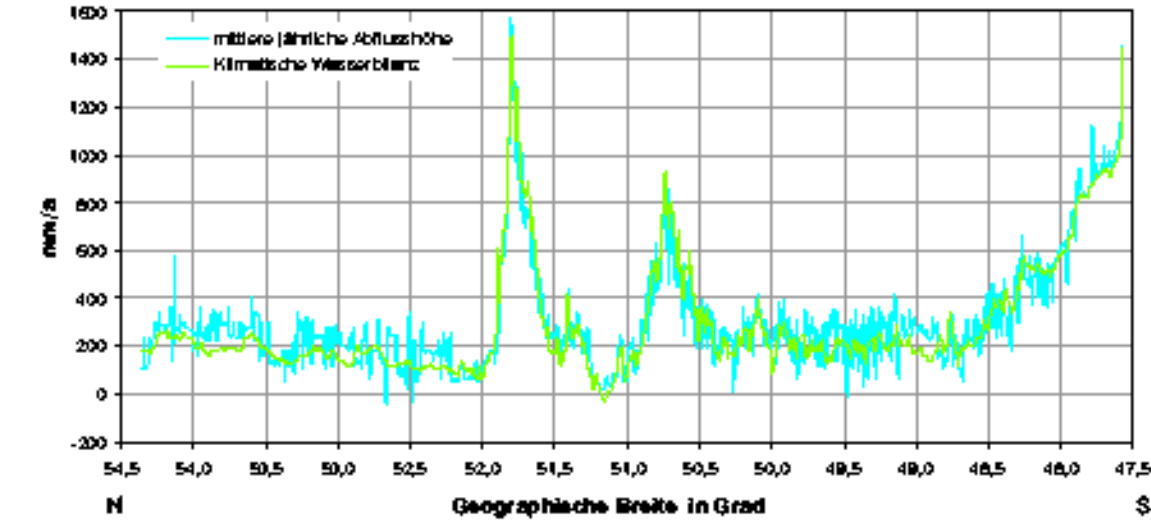


Abb. 6 Nord-Süd-Schnitt mittlerer jährlicher Werte der Abflusshöhe und der Klimatischen Wasserbilanz des Bezugszeitraums 1961–1990 in 10° 10' östlicher Länge

Zur Kartendarstellung

Karte 3.5 zeigt die mittlere jährliche Abflusshöhe als Rasterfelddarstellung in der Auflösung 1 km² bezogen auf den Zeitraum 1961–1990. Die Werte liegen unter 100 mm/a im Nordosten Deutschlands und über 2000 mm/a in den Hochlagen der Alpen. Die dargestellten Klassenbreiten betragen 50 mm/a für die Werte unter 200 mm/a, 100 mm/a für die Werte bis 1000 mm/a und 500 mm/a für die Werte darüber.

Trotz der auf engem Raum stark variierenden Werte der tatsächlichen Verdunstungshöhe ET_a (Karte 2.13) prägen die großräumigen Unterschiede der korrigierten Niederschlagshöhe P_{kor} (Karte 2.5) das Gesamtbild der Abflusshöhe. Deutlich wird dieses vor allem an den hohen Werten in den Kannlagen der Mittelgebirge und des Alpenraums mit seiner besonderen Stellung durch Schneebedeckung und teilweise fehlender Vegetation. Innerhalb der Gebiete geringer Abflusswerte im niederschlagsarmen Nordosten Deutschlands, wo beispielsweise in den Urstromäulen die Grundwasserneubildung im Lockergestein durch die Abflusshöhe begrenzt wird und hier bei flummen Grundwasser häufig Grundwasserzehrung auftritt, zeichnen sich urbane Flächen als „Inseln“ hoher Abflusswerte ab. Im Lee der Mittelgebirge (östlich des Harzes, Thüringer Becken) wird der klimatische Einfluss (geringe Niederschlagshöhen bei hohen Werten der Gras-Referenzverdunstung) auf die Abflussbildung deutlich sichtbar.

Für die Landesfläche Deutschlands ergibt sich folgende Bilanz:

$$R \text{ (327 mm/a)} = P_{\text{kor}} \text{ (859 mm/a)} - ET_a \text{ (532 mm/a)}$$

Die maximale Schwankungsbreite von R reicht von -258 mm/a in den Zehrgebieten im Nordosten Deutschlands bis 3344 mm/a in den Hochlagen der Alpen.

Die Abbildungen 5 und 6 zeigen analog zu den Darstellungen in Atlas Tafel 2.13 West-Ost- bzw. Nord-Süd-Schnitte für Rasterfelder der Abflusshöhe und der Klimatischen Wasserbilanz (Atlas Tafel 2.14); der Schnittpunkt der beiden Profillinien ist der Gipfel des Harzes. Die Abflusshöhen zeichnen insbesondere im Nord-Süd-Schnitt die Klimatische Wasserbilanz $KWB = \text{korrigierter Niederschlag } P_{\text{kor}} - \text{Gras-Referenzverdunstung } ET_a$ nach und schwanken abhängig von Landnutzung und Bodeneigenschaften um diesen Wert. Im West-Ost-Schnitt macht sich der kontinentale Klimaeinfluss im Lee des Harzes in der Klimatischen Wasserbilanz bemerkbar, die zum Teil negativ ist. Auch die Abflusshöhen weisen hier die niedrigsten Werte auf.

3.5 Mean Annual Runoff Depth

The volume of water that flows through a certain channel cross-section per unit of time is referred to as *discharge*. It is usually measured in m³/s or l/s. If the flow observed at a certain cross-section is applied to the surface of the related catchment area, the resulting entity is referred to as *discharge per unit area* in l/s·km² or *runoff depth* in mm/unit of time. Figure 1 shows the factors which determine the runoff in the area and thus the discharge in the receiving water (Map 3.9).

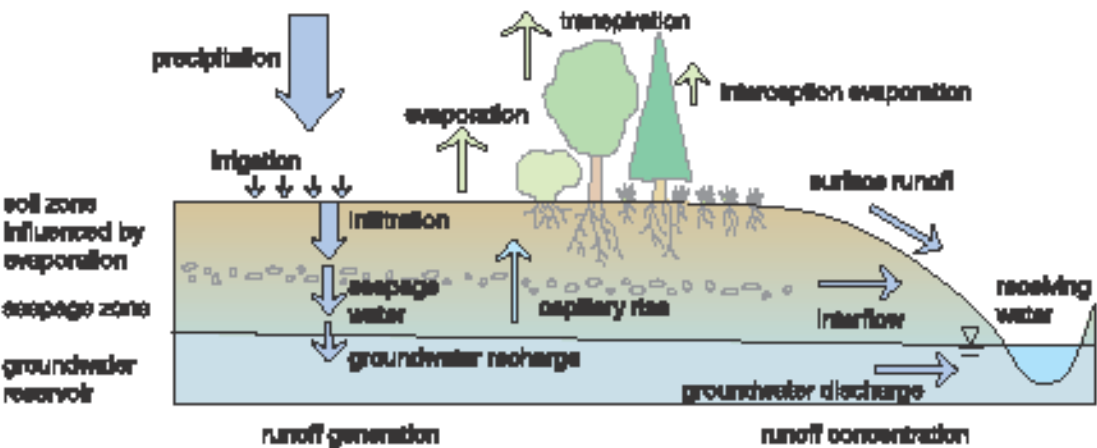


Fig. 1 Runoff generation and runoff concentration

Precipitation is intercepted by plant surfaces, flows into the receiving water in the form of surface runoff or infiltrates the subsoil immediately. Part of the infiltrated or intercepted water can re-enter the atmosphere by evaporating from the soil, transpiring from plants or evaporating from intercepting surfaces, the remainder seeps away.

The seepage water, which accumulates in less permeable layers, emerges again in the form of interflow on the surface or in receiving water depending on the surface gradient. Only the part of the seepage water which enters the groundwater reservoir (Map 4.5) contributes to the groundwater recharge (Map 5.5). The groundwater discharge ultimately feeds into the receiving water even in low-precipitation periods. The capillary rise from the groundwater reservoir can help improve the supply of water to vegetation in areas close to groundwater table.

To calculate the long-term average, the *total runoff depth* R below the evaporation-influenced range is defined as the difference between the hydrometeorological factors “corrected precipitation depth P_{corr} ” minus actual evapotranspiration depth ET_a ” for selected units of area. Sprinkling on agricultural irrigated areas is added to the precipitation at the relevant points. Changes in the water stocks in the reservoir are not taken into account.

$$R = P_{corr} - ET_a \text{ (in mm/a)} \tag{1}$$

With area units of 1 km², it can be assumed that the land-surface runoff, interflow and groundwater discharge are largely contained in the total runoff of the unit. The mean runoff depth at the measuring point in the receiving water results in the arithmetical mean of the values of the total runoff depth of all area units in the related catchment area.

The runoff process can be illustrated in terms of space and time (down to daily intervals) using rainfall-runoff models. After runoff concentration in the catchment area, the variably simulated total runoff depth, consisting of land-surface runoff, interflow and groundwater discharge, corresponds to the temporarily variable channel runoff of the receiving water as recorded at the measuring point. The volume of water which flows into or out of the individual area can only be roughly estimated because it is not possible to measure the groundwater discharge in the aquifers. This error becomes negligible as the catchment area grows in size.

There are currently over 4000 gauging stations in Germany which are used to measure the water level resp. the discharge (Map 3.1). The readings allow the overall effect of all influences on the discharge to be seen for the entire catchment area. A more refined representation of runoff depth R , as carried out in Map 3.5 for grid cells of 1 km² as an average annual total, on the other hand, provides more detailed information on the *total runoff generation*.

Viewed over several years, the total runoff indicates the volume of the potential water resources. Its usability is limited by many factors, such as yield, quality, ecological aspects and storage capacity. But the values are relevant for examining the water resources in small areas such as catchment areas of waterworks and reservoirs, for instance.

The total runoff depth is limited by the corrected precipitation. In areas of low precipitation and in regions with groundwater close to the land surface, the evapotranspiration can exceed the corrected precipitation which means that negative runoff values point to discharge areas.

Methodology

In order to calculate mean annual runoff depths by accounting the precipitation and evapotranspiration values, the latter two values must be precisely determined. For precipitation, which has largely been determined for specific regions based on measured values, the corrected values in Map 2.5 are used. The actual evapotranspiration is calculated using the BAGLIVA method presented in Map 2.13 and based on the modified Bagrov equation, with ratios derived at the site being applied to the overall area (GLUGLA et al. 2002).

Figure 2 shows the HAD Maps and informations used to produce Map 3.5. It also demonstrates the close connection between the key parameters and the fact that they are the primary factors that influence the evapotranspiration and runoff depths.

In order to verify the method, the values for mean annual runoff calculated using Equation (1) for catchment areas of different size, land use, soil properties and geomorphological and climatic conditions were compared with the runoff depths based on measurements at the gauging stations concerned (Fig. 3).

To calculate the runoff depth, two values which are of similar size in some areas are subtracted from one another where the individual errors could accumulate and thus result in a large relative error in the case of low runoff values. Figure 4 shows the dispersion of the calculated runoff depths in relation to the values based on measurements. The average differences are below 5 % but can be as much as 30 % in some areas, e. g. due to anthropogenic influences (discharge and inflow of water, intake, sprinkling) and problems in determining the catchment area to which the water belongs (JANKIEWICZ & GLUGLA 2002).

The land-surface runoff (direct runoff component) was not explicitly considered in this method since it is a phenomenon which occurs on a small scale. A large part of the surface runoff, which is most relevant in higher locations, seeps away again in the valley floors. The influence on the runoff characteristics of the vertical and lateral delay due to snowfall resp. snow thawing has yet to be clarified.

The method used here is the same for the whole of Germany. In the Hydrological Atlas of the Federal Republic of Germany (1978), the runoff depth map was based on a regression method. The N-A-U-Atlas (“Precipitation-Runoff-Difference Evapotranspiration”) published for the GDR in 1958 was also based

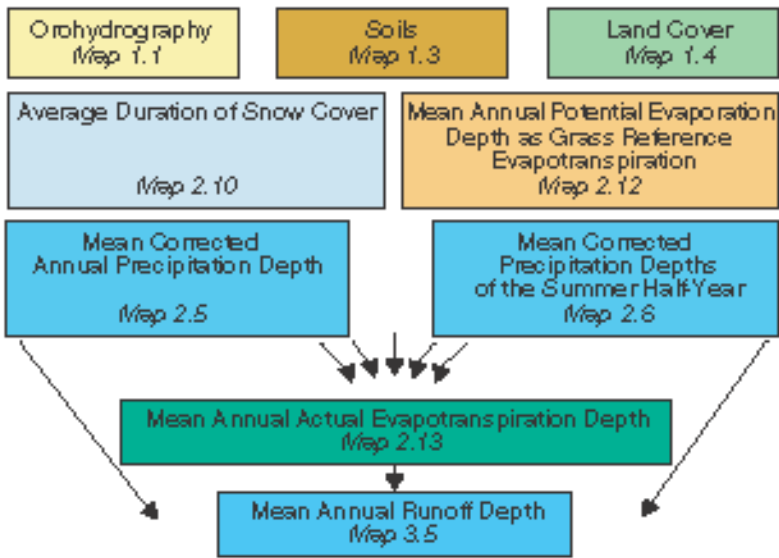


Fig. 2 Use of HAD data to calculate the mean annual runoff depth

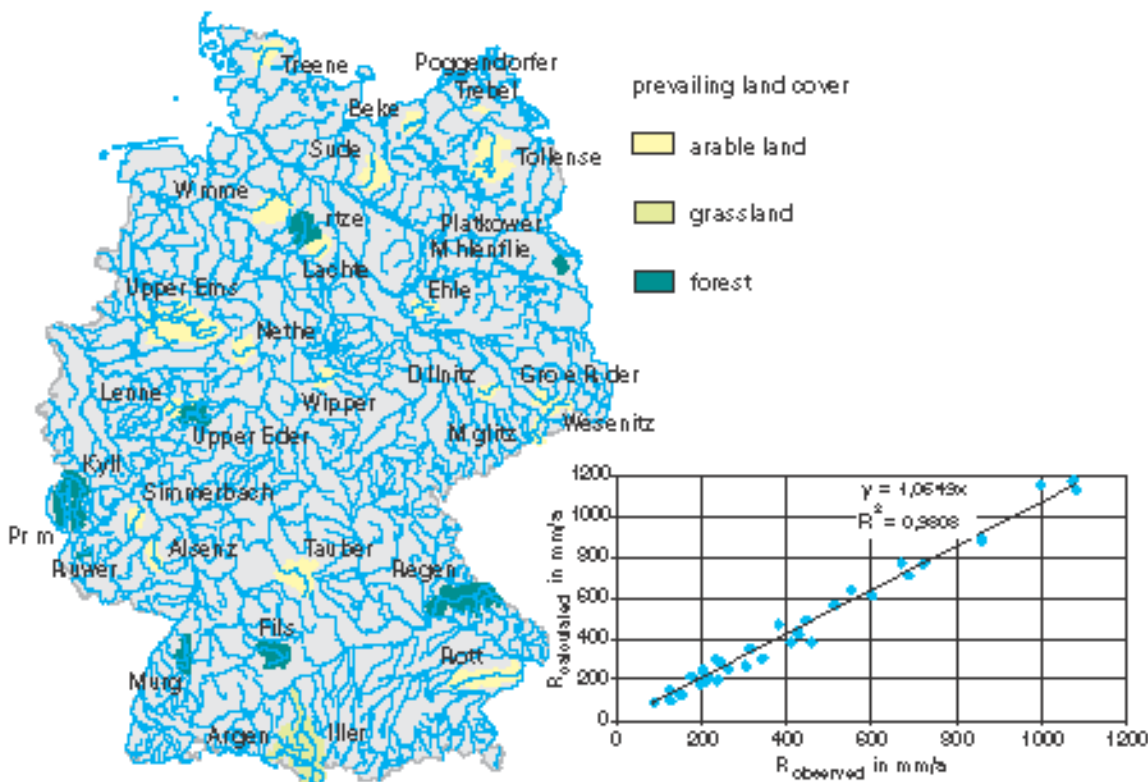


Fig. 3 Selected catchment areas

Fig. 4 Observed and calculated discharges for different catchment areas

on annual runoff time series. This new version aims to be considerably more precise, as made clear by the more extreme variation in runoff formation from one grid field to the next in line with the land cover and soil. However, due to the different methods used and the improved background data, the runoff depths calculated cannot be compared directly.

Map Structures

Map 3.5 shows the mean annual runoff depth in grid cells representing 1 km² each for the period 1961–1990. The values are below 100 mm/a in north-east Germany and over 2000 mm/a in the higher regions of the Alps. The class amplitudes shown are 50 mm/a for the values below 200 mm/a, 100 mm/a for the values up to 1000 mm/a and 500 mm/a for the classes above 1000 mm/a.

Despite the actual evapotranspiration depth ET_a (Map 2.13) varying significantly within a small area, the large-scale differences in the corrected precipitation depth P_{corr} (Map 2.5) determine the overall runoff depth. This is made particularly clear by the high values on the ridges of the upland regions and the Alps with its special status due to its snowpack and a partial absence of vegetation. Within the areas with lower runoff values in the low-precipitation north-east region of Germany, where, for instance, the groundwater recharge in the unconsolidated sediments of the glacial valleys is limited by the runoff depth and where the groundwater is often discharging through evapotranspiration when it is close to the land surface, there are urban “pockets” of high runoff values. Leeward of the upland regions (east of the Harz Mountains, Thüringer Becken), the climatic influence (low precipitation depths with high values of grass reference evapotranspiration) on the runoff generation becomes very evident.

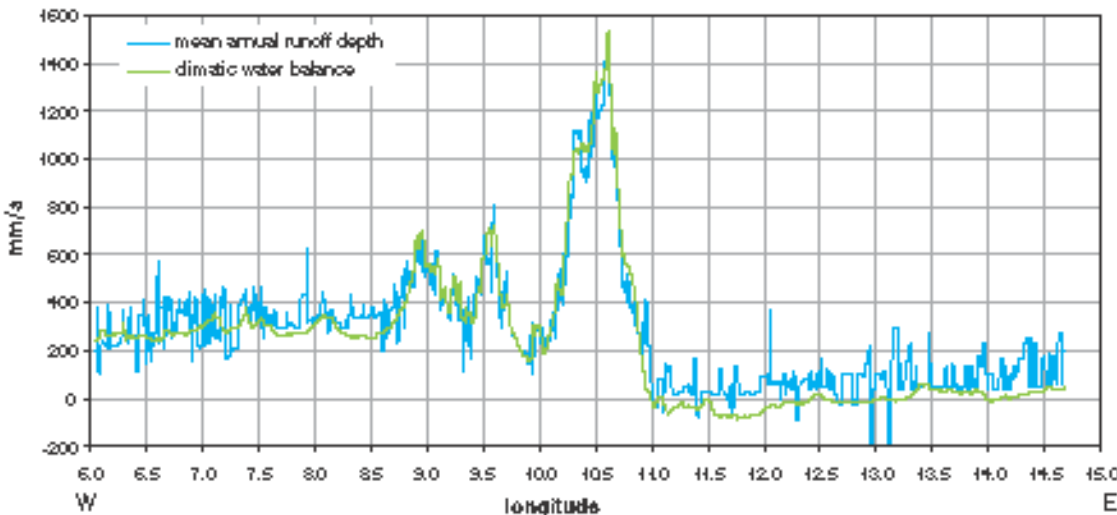


Fig. 5 West/east section of mean annual values of runoff and climatic water balance for the reference period 1961–1990 at latitude 51° 50' north

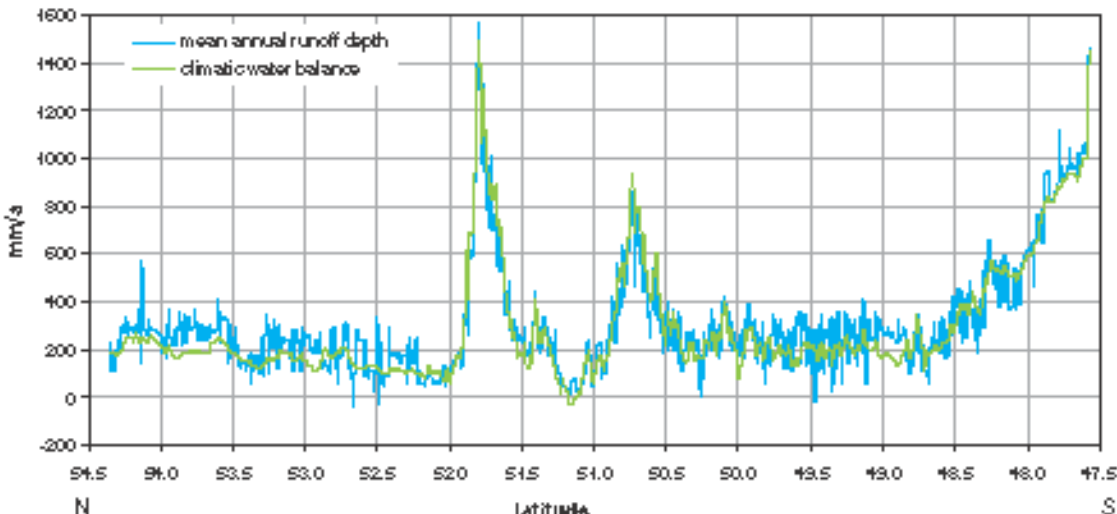


Fig. 6 North/south section of mean annual values of runoff and climatic water balance for the reference period 1961–1990 at longitude 10° 10' east

The resulting values for the territory of Germany are:

$$R \text{ (327 mm/a)} = P_{corr} \text{ (859 mm/a)} - ET_a \text{ (532 mm/a)}$$

R ’s maximum range of fluctuation extends from -258 mm/a in the discharge areas in north-east Germany to 3344 mm/a in the higher regions of the Alps.

As in Map 2.13, Figures 5 and 6 show west/east and north/south sections for grid cells indicating the runoff depth and climatic water balance (Map 2.14); the two lines cross at the summit of the Harz Mountains. The runoff depths reflect the climatic water balance CWB corrected precipitation P_{corr} , grass reference evapotranspiration ET_0 , especially in the north/south section, and hover around this value depending on the type of land cover and the soil properties. In the west/east section, the continental climatic influence leeward of the Harz Mountains affects the climatic water balance, which is sometimes negative. The runoff depths are also lowest here.



HYDROLOGISCHER ATLAS VON DEUTSCHLAND

Herausgegeben vom Bundesministerium für Umwelt,
Naturschutz und Reaktorsicherheit

3.9 Mittlerer jährlicher Durchfluss und Durchflussvariabilität

Autoren: R. Busskamp
Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz
K.-H. Schmidt
Universität Halle-Wittenberg

Wissenschaftliche Beratung: Ch. Leibundgut, F.-J. Kern (IHf), K. Wilke (BfG)
W. Struckmeier (BGR)

Kartographie: Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz (F. Loy)
Institut für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br. (J. Strub)

3.9 Mittlerer jährlicher Durchfluss und Durchflussvariabilität

Der Begriff Durchfluss bezeichnet in Hydrologie und Wasserwirtschaft das Wasservolumen, das je Zeiteinheit einen definierten Querschnitt in einem Fließgewässer durchfließt. Als Maßeinheiten werden je nach Größe der Flüsse und Bäche m³/s oder l/s verwendet. Wird der Durchfluss auf die zugehörige Fläche des Einzugsgebietes bezogen, ergibt sich die Maßeinheit der Abflusspende (l/s · km²) oder der Abflusshöhe (mm/a), die mit den Größen Niederschlag und Verdunstung der Wasserhaushaltsgleichung direkt vergleichbar ist.

Das Abflussgeschehen in den Oberflächengewässern hat sich nachhaltig verändert. Dies betrifft sowohl die räumliche Verteilung als auch den zeitlichen Ablauf von Abflussereignissen. Die Ursachen liegen in den vielfältigen Wassernutzungen und den wasserbaulichen Eingriffen in die natürlichen Fließgewässersysteme begründet; bekannte Beispiele sind Talsperren, Flussbegradigungen, Deichbau, Flächenversiegelungen und der Wassertransfer über natürliche Einzugsgebietsgrenzen hinweg.

Das regionale Verteilungsmuster des mittleren jährlichen Durchflusses (MQ) bietet eine wertvolle Basisinformation über die Verfügbarkeit von Oberflächenwasser für den öffentlichen, industriellen, landwirtschaftlichen und privaten Wasserverbrauch sowie für die Schifffahrt. Allerdings ist das mittlere Durchflussvolumen räumlich und zeitlich ausgesprochen variabel. Im Verlauf von Abflussereignissen hoher Wasserführung und geringer Häufigkeit (Hochwasser) durchströmen große Wasservolumina die Gewässer, ohne dass sie für wasserwirtschaftliche Nutzungen herangezogen werden könnten. Intensiv Wasser nutzende Großanlagen und Siedlungen benötigen des weiteren Informationen darüber, ob die Versorgung mit dem von ihnen benötigten Wasservolumen ohne längere Ausfallsgefährdung gewährleistet ist. Maßzahlen der Durchflussvariabilität, gebildet aus den Quotienten von Durchflusshauptwerten (MHQ/MNQ oder HHQ/NNQ), sind bei diesen Abhängigkeiten wichtige Indikatoren. Um die gewässerkundlichen Hauptwerte für eine Pegelstation (Tab. 1) bestimmen zu können, werden vielfältige Pegelmessungen benötigt.

Tab. 1	Gewässerkundliche Hauptwerte für eine Pegelstation (Entsprechendes gilt für die Abflusspenden NNq, Nq usw.)
NNQ	Niedrigster überhaupt bekannter Durchfluss
NQ	Niedrigster Durchfluss gleichartiger Zeitschnitte (Monat, Halbjahr, Jahr) im Beobachtungszeitraum
MNQ	Mittel der niedrigsten Durchflusswerte gleichartiger Zeitschnitte (Monat, Halbjahr, Jahr) der einzelnen Jahre im Beobachtungszeitraum
MQ	Mittelwert täglicher Durchflusswerte der einzelnen Jahre im Beobachtungszeitraum
MHQ	Mittel der höchsten Durchflusswerte gleichartiger Zeitschnitte (Monat, Halbjahr, Jahr) der einzelnen Jahre im Beobachtungszeitraum
HQ	Höchster Durchfluss gleichartiger Zeitschnitte (Monat, Halbjahr, Jahr) im Beobachtungszeitraum
HHQ	Höchster überhaupt bekannter Durchfluss

Zur Methodik

Als Datenbasis der Kartendarstellung wurden alle verfügbaren Durchflusshauptwerte herangezogen, die an den rund 1 000 Durchflusssmessstellen bzw. Pegelstationen erhoben werden (Atlaf Tafel 3.1). Die Pegelwerte werden regelmäßig im Deutschen Gewässerkundlichen Jahrbuch (DGJ) veröffentlicht. Um eine Bänderdarstellung der mittleren jährlichen Durchflüsse generieren zu können, müssen die an den Pegeln gültigen Hauptwerte entlang des Gewässers regionalisiert werden. Der verwendete Regionalisierungsalgorithmus folgt zwei einfachen Regeln: Zunächst wurden die an den Pegeln bestimmten Werte flussauf und flussab gemäß der halben Strecke zum nächsten Pegel auf den Gewässerlauf übertragen. Daraufhin wurden die regionalen Werte nach hydrologischen Gesichtspunkten überarbeitet. In diesem Kontext wurden insbesondere bei Zusammenflüssen von Gewässern die Durchflusssummen der Bänderdarstellung zugrunde gelegt. In den Tidegebieten ist eine unbeeinflusste Durchflussbestimmung kaum möglich. Hier wird in der Regel nur der Wasserstand erfasst, so dass in diesen Gebieten keine Stützwerke zur Bändergenerierung einbezogen wurden.

Zur Kartendarstellung

In der Karte sind die mittleren jährlichen Durchflüsse (MQ) ausgewählter Fließgewässer in einer Bänderdarstellung wiedergegeben, wobei die Bandbreiten festgelegte Maßeinheiten für die Wasserführung in den Gewässerabschnitten bilden. Durch diese Darstellung kommen Unterschiede in der Wasserführung anschaulich zum Ausdruck. Die farbliche Füllung der Durchflussbänder beschreibt die regionale Variabilität des Durchflussgeschehens. Die Durchflussvariabilität ist für diese Kartendarstellung berechnet als Quotient aus dem mittleren höchsten und mittleren niedrigsten Durchfluss (MHQ/MNQ). Alle thematisch bedeutsamen Durchflusssmessstellen sind durch Pegelsignaturen dargestellt. Die Durchflusshauptwerte der 15 namentlich ausgewiesenen Pegel sind in Tabelle 2 aufgeführt. Hier erscheint zusätzlich die Verhältniszahl der Extremwerte, die sich aus dem Quotienten der höchsten und niedrigsten jemals beobachteten Durchflüsse (HHQ/NNQ) ergibt. Diese ist numerisch höher – zum Teil mehr als eine Größenordnung – als die in der Atlaskarte dargestellte Verhältniszahl der mittleren höchsten und niedrigsten Durchflüsse. Entlang der Nordseeküste sind die tidebeeinflussten Gebiete flächenhaft dargestellt. In einigen Fließgewässern – insbesondere in den großen Strömen – wird die Tidegrenze durch Wehre und Sperrwerke künstlich festgelegt und zur Seeseite hin vorverlegt.

Mittlerer Durchfluss

Bei den im humiden Klimagebiet liegenden Flüssen der Bundesrepublik Deutschland nimmt der Durchfluss mit zunehmender Einzugsgebietsgröße und Lauflänge zu. Diese Zunahme kommt in der Bänderdarstellung der Karte gut zum Ausdruck. In hydrologischen Längsschnitten (Abb. 2) wird dieser Sachverhalt noch verdeutlicht. Diese beinhalten – bezogen auf die Flusslänge – die Darstellung des mittleren Durchflusses (MQ), des mittleren Niedrigwasserdurchflusses (MNQ), des mittleren Hochwasserdurchflusses (MHQ) sowie der mittleren Hochwasserabflusspende (MHq). Die Abflusspenden nehmen meist in Fließrichtung ab, korrespondierend mit der Abnahme der Abflussbildung mit zunehmender Einzugsgebietsgröße und aufgrund meteorologischer und gebietspezifischer Eigenschaften. Stellenweise kann der Durchflusssprunghaft ansteigen, wenn waserreiche Nebenflüsse in den Vorfluter einmünden. Dies zeigt das Diagramm (Abb. 2) für die Einmündungen von Aare und Mosel in den Rhein. Der mittlere Durchfluss der Donau wird durch die Einmündung des Inn mehr als verdoppelt: der mittlere Durchflusswert der Donau beträgt an der Konfluenzstelle etwa 665 m³/s, der des Inn liegt bei etwa 765 m³/s.

Der hydrologische Längsschnitt des Rheins unterhalb des Bodensees beschreibt beispielhaft das Durchflussgeschehen eines Fließgewässers (Abb. 2). Die angegebenen Werte im Abfluss-Längsschnitt basieren auf der Zeitreihe 1931–1990 und wurden dem Deutschen Gewässerkundlichen Jahrbuch (DGJ) entnommen. Das Einzugsgebiet des Rheins beträgt bei Konstanz 10 922 km², der mittlere Durchfluss liegt bei etwa 350 m³/s und die mittlere Abflusspende bei über 30 l/s · km². Bis zur Aare-Mündung steigt der mittlere Durchfluss auf 451 m³/s. Der Durch-

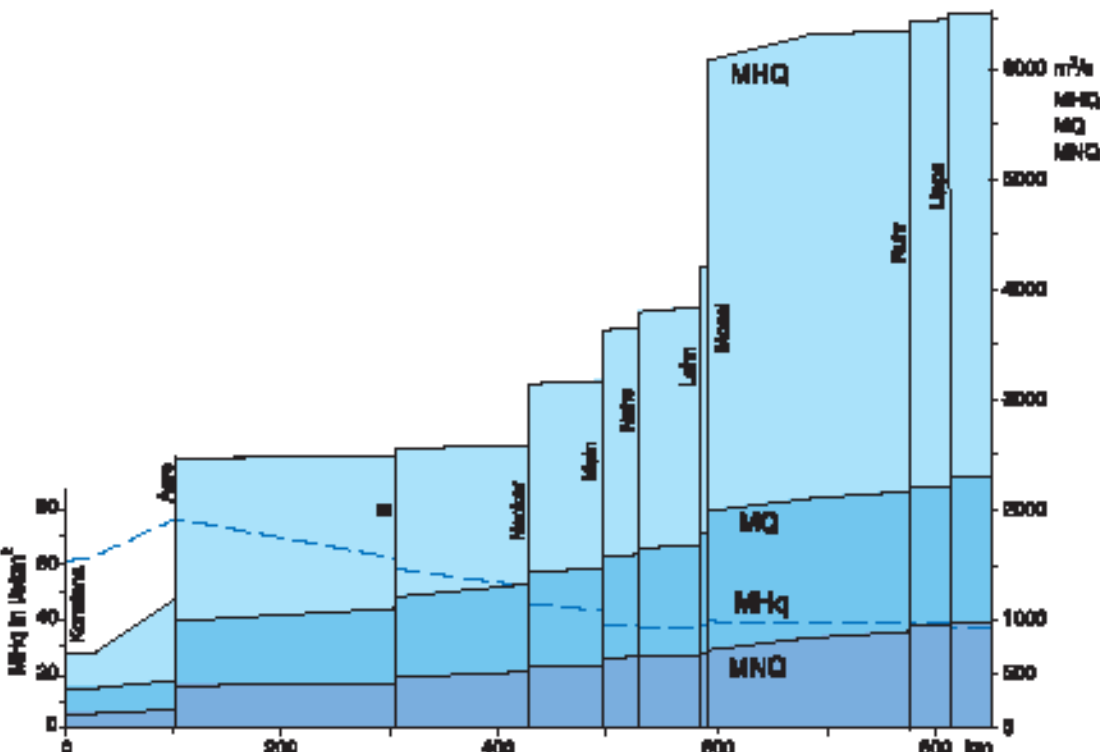


Abb. 2 Abfluss-Längsschnitt des Rheins unterhalb des Bodensees bis zur niederländischen Grenze (Jahresreihe 1931–1990)

fluss (MQ) verdoppelt sich durch den Zufluss der Aare annähernd und erreicht einen Wert von etwa 1000 m³/s. Im südlichen Oberrheinraum zwischen Aare und Neckar sind keine erheblichen Zuwächse des mittleren Durchflusses zu verzeichnen. Auf der ca. 325 km langen Strecke steigt der Durchfluss auf etwa 1220 m³/s an, die mittlere Abflusspende erreicht an der Neckarmündung den Betrag von 22,5 l/s · km². Zwischen der Neckar- und Mainmündung findet ebenfalls nur eine geringfügige Erhöhung des Durchflusses statt. Mit seiner mittleren Wasserführung von etwa 160 m³/s erhöht der Main den mittleren Durchfluss des Rheins auf 1550 m³/s.

Während an der Moselmündung der mittlere Durchfluss in Relation zur Größe des Mosel-einzugsgebietes wächst, erfolgt ein unverhältnismäßig großer Anstieg des mittleren Hochwasserdurchflusses: er steigt von etwa 4250 m³/s auf etwa 6000 m³/s. Dieser Wert weist auf das hohe Hochwasser-Gefährdungspotenzial hin, das vom Moseleinzugsgebiet für den Rheinunterlauf ausgeht. Die Hochwasseranfälligkeit der Mosel ist wesentlich durch das starke Relief und die geringe Durchlässigkeit der Gesteine im Mittelgebiets teil ihres Einzugsgebietes begründet. Unterhalb der Moselmündung findet nur noch ein geringfügiger Zuwachs des Durchflusses statt. Bei Emmerich nahe der deutsch-niederländischen Grenze hat das Einzugsgebiet des Rheins eine Größe von 159 784 km² und einen mittleren Durchfluss von etwa 2300 m³/s erreicht, was einer mittleren Abflusspende von ca. 14 l/s · km² entspricht.

Tab. 2 Ausgewählte Hauptwerte einiger Pegel und Variabilität des Durchflusses (Werte gerundet)

Einzugsgebiet (Pegelstation)	Fläche (km²)	Reihe (Jahre)	MQ (m³/s)	HHQ (m³/s)	NNQ (m³/s)	Verhältnis HHQ/NNQ	MHQ (m³/s)	MNQ (m³/s)	Verhältnis MHQ/MNQ
Mulde (Gobert)	5442	87	61	1740	1	1243	497	13	38
Mosel (Coochem)	27 088	65	315	4 170	10	417	2080	60	34
Neckar (Bocksand)	12 710	46	135	2 690	18	148	1200	36	33
Ruhr (Hattingen)	4 118	54	71	1 950	2	1189	524	18	29
Main (Kleinheubach)	21 505	38	158	1 800	11	164	790	48	16
Inn (Eschelbach)	13 354	66	368	2 900	82	35	1480	127	11
Weser (Rintshede)	37 720	57	324	3 900	59	59	1250	125	10
Unstrut (Leucha)	6 218	53	31	363	5	79	105	11	10
Saale (Celle-Griesbra)	23 719	66	115	680	12	59	379	44	9
Elbe (Neu Darchau)	131 950	72	712	3 840	128	30	1870	274	7
Havel (Rathenow)	19 288	44	92	295	3	98	185	25	7
Rhein (Rheinfelden)	34 550	66	1030	4 270	267	16	2760	463	6
Rhein (Ries)	159 300	65	2280	12 200	590	21	6620	1040	6
Donau (Hofsdorf)	47 498	96	635	4 470	165	27	1870	302	6
Oder (Hohnsdorf-Finow)	109 584	54	521	3 480	111	31	1220	259	5

Durchflussvariabilität

Die großen Ströme in Deutschland zeichnen sich in der Regel durch eine recht ausgeglichene Wasserführung aus. In den Oberläufen der kleineren Nebengewässer treten hingegen höhere Durchflussvariabilitäten auf, was auf der Karte an dem häufigeren Auftreten der blauen und roten Farbsignaturen zu erkennen ist. Besonders hoch sind die Variabilitäten in den Quellregionen der Mittelgebirge, wie z. B. dem Rheinischen Schiefergebirge, dem Schwarzwald und dem östlichen Teil des Erzgebirges. Das entspricht der generellen Tendenz, dass die Durchflussvariabilität mit zunehmender Einzugsgebietsgröße abnimmt, denn je größer das Einzugsgebiet, um so stärker der Ausgleich von lokalen Sonderbedingungen. Der genannte Trend ist auch aus den Verhältniszahlen der Extremwerte (HHQ/NNQ) abzulesen (Tab. 2): Die großen Flusssysteme Rhein, Elbe, Donau und Oder haben niedrige Durchflussvariabilitäten, während die kleinflächigeren Mittelgebirgseinzugsgebiete (z. B. Ruhr, Mulde) sehr hohe Durchflussvariabilitäten aufweisen.

Die Karte und die Hauptwerte aus Tabelle 2 zeigen weitere regionale Besonderheiten der hydrologischen Struktur Deutschlands. Obwohl die Pegelstationen Eschelbach (Inn), Kleinheubach (Main), Coochem (Mosel) und Rathenow (Havel) mit Flächenweit über 10 000 km² vergleichbar große Einzugsgebiete haben, unterscheiden sich ihre Durchflussvariabilitäten erheblich. Der Inn zeigt eine recht geringe Variabilität; hier macht sich der Einfluss des Alpenvorlandes mit den mächtigen glazifluvialen Schotterdecken bemerkbar, die den Durchflusssgang mittels reicher Grundwasservorräte ausgleichen. Ähnlich reagiert die Havel mit ihrem in glazialen und glazifluvialen Lockersedimenten entwickelten Einzugsgebiet. Die Rolle der großen Grundwasserspeicher des Alpenvorlandes spiegelt sich auch im Variabilitätsverhalten der Donau wider. Ihr Oberlauf und die nördlichen Zuflüsse tragen Mittelgebirgscharakter mit relativ hohen Durchflussvariabilitäten, während die südlichen Zuflüsse aus dem Alpenvorland einen zunehmenden Ausgleich des Durchflussgeschehens bedingen.

Die Mittelgebirgsflüsse (Main, Mosel) weisen wesentlich höhere Durchflussvariabilitäten auf als die grundwasserbestimmten Flachlandflüsse. Die Mittelgebirgseinzugsgebiete werden von unterschiedlich stark verfestigten Gesteinen mit vielfach niedrigen Speicherkapazitäten unterlagert. Die Mosel zeigt bei den größeren Mittelgebirgseinzugsgebieten eine besonders hohe Durchflussvariabilität, da der Untergrund des Rheinischen Schiefergebirges im wesentlichen aus undurchlässigen, für die Grundneuerbildung ungünstigen Schiefern besteht. Ähnliches Verhalten zeigen die meisten Gewässer in den variskischen und kristallinen Gebirgskomplexen, was im Maßstab kleinerer Einzugsgebiete durch die Beispiele von Ruhr und Mulde verdeutlicht wird. Gerade in diesen Gebieten mit hoher Durchflussvariabilität musste in den natürlichen Wasserhaushalt durch Talsperrenbau eingegriffen werden, um die Hochwassergefahr der Unterdiege zu reduzieren und um die Wasserstände bei Niedrigwasser zu erhöhen (Atlaf Tafel 7.4 „Hochwasserschutz“).



Abb. 1 Ruhr bei Hoch- und Niedrigwasser

3.9 Mean Annual Discharge and Discharge Variability

In hydrology and water management, the term discharge refers to the volume of water which flows through a defined cross-section of a watercourse per unit of time. Depending on the size of the river or stream, the discharge is measured either in m³/s or l/s. If the discharge is applied to the related section of the catchment area, the resulting measurement is the discharge per unit area (l/s·km²) or depth of runoff (mm/a). The latter one can be directly compared with the precipitation and evaporation parameters in the water balance equation.

The discharge in surface waters has been changing continuously. This is true both of the geographical distribution and the time and duration of discharge events. The changes have been caused by the variety of ways in which water is used and hydraulic intervention in the natural watercourse systems; well-known examples are dams, river-regulation, surface-sealing and water transfer beyond the natural boundaries of the catchment area.

The regional distribution pattern of the mean annual discharge (MQ) offers valuable basic information on the availability of surface water for public, industrial, agricultural and private water consumption as well as for shipping. However, the mean volume of discharge varies considerably depending on the region as well as time and duration. During low-frequency, high-volume discharge events (floods), large volumes of water flow through the watercourses without being able to be used for water management purposes. Furthermore, major installations and housing estates which use large amounts of water also need information on whether the water volume they require can be guaranteed without any risk of long interruptions in supply. Because of these dependencies, measurements of flow variability, based on the quotients of main discharge values (MHQ/MNQ or HHQ/NNQ), are important indicators. Multi-year discharge measurements are required in order to calculate the main values for a gauging station (Table 1).

Table 1	Main discharge values for gauging stations (correspondingly discharge values per unit area NNQ, Nq etc.)
NNQ	lowest discharge ever observed
NQ	lowest discharge value during equal intervals (e.g. month, half-year, year) in defined period
MNQ	mean of the lowest discharge values of equal intervals (e.g. month, half-year, year) in the single years during defined period
MQ	mean of daily discharge values of equal intervals (e.g. month, half-year, year) in the defined period
MHQ	mean of the highest discharge values of equal intervals (e.g. month, half-year, year) in the single years during defined period
HQ	highest discharge value during equal intervals (e.g. month, half-year, year) in defined period
HHQ	highest discharge ever observed

Methodology

The map is based on all the available main discharge values measured at the approximately 1 000 gauging stations for discharge rate and water level (Map 3.1). The water-level and discharge values are published regularly in the Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch (DGJ). In order to generate a long-term view of the mean annual discharge values represented in bands, the main discharge values for gauges along the watercourse have to be regionalised. The regionalisation algorithm used follows two simple rules. Firstly, the gauge related values were applied to the watercourse downstream and upstream of the gauge half-way to the next gauge. Using this as the basis, the regional values were revised in line with hydrological aspects. In this context, the total discharge values were used as the basis for the long-term characterisation particularly where watercourses join (confluence). In tidal areas it is almost impossible to determine the rate of discharge without any outside influences. In these cases, it is usually only the water level that is measured, which means that there were no base values to use for the long-term view in those areas.

Map Structures

In the map, the mean annual discharge values (MQ) of selected watercourses are presented in a long-term view with the bandwidths corresponding to defined units of measurement for the channel flow in the river reaches. This manner of presentation makes differences in channel flow very easy to see. The shading of the discharge bands indicates the regional variability of the discharge. For this map, the discharge variability is calculated as the quotient based on the mean highest and lowest discharge values (MHQ/MNQ). All relevant gauges are shown, too. The main discharge values of the 15 named gauges are listed in Table 2, which also shows the ratio of the extreme values based on the quotient of the highest and lowest discharges ever observed (HHQ/NNQ). This ratio is numerically higher – sometimes by more than one order of magnitude – than the ratio of mean highest and lowest discharge values presented in the map. Along the North Sea coast the tidal areas are shown in their entirety. In some watercourses – particularly in the large rivers – the tide head is defined artificially by weirs and barrages and shifted forward towards the sea.

Mean discharge values

The discharge in the rivers situated in the humid area of the Federal Republic of Germany increases as the catchment area and length of the water course increase. This increase can be clearly seen in the long-term view of the map. It is illustrated even better by hydrological longitudinal sections (Fig. 2). These longitudinal sections show the mean discharge (MQ), the mean lowest discharge (MNQ), the mean highest discharge (MHQ) and the mean highest discharge per unit area (MHq). The specific discharges usually decrease in the direction of the flow, corresponding with the decrease of the runoff generation with increasing catchment area and due to meteorological and catchment related characteristics. Occasionally, the discharge can jump if high-volume tributaries flow into the receiving waters. Such a situation is shown in Fig. 2 for the points at which the Aare and the Moselle flow into the Rhine. The Danube's mean discharge is more than doubled when the Inn flows into it. At the confluence the Danube's mean discharge is around 665 m³/s, the Inn's is roughly 765 m³/s.

The hydrological longitudinal section of the Rhine downstream from Lake Constance is a prime example of the flow in a watercourse (Fig. 2). The values given in the hydrological longitudinal section are based on the 1931–1990 time series and were taken from the Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch (DGJ). At Constance, the Rhine's catchment area is 10 922 km², the mean discharge is approximately 350 m³/s and the mean highest discharge per unit area exceeds 30 l/s·km². By the mouth of the Aare, the mean discharge has reached 451 m³/s. The Rhine's mean discharge (MQ) almost doubles due to the Aare joining it and reaches around 1 000 m³/s. There are no significant rises in the mean discharge in the Upper Rhine Valley between the Aare and the Neckar. During this approximately 325 km-long stretch the discharge increases to around 1 220 m³/s and the mean highest discharge per unit area reaches 22.5 l/s·km²



Fig.1 Flood and low flow situation at Ruhr

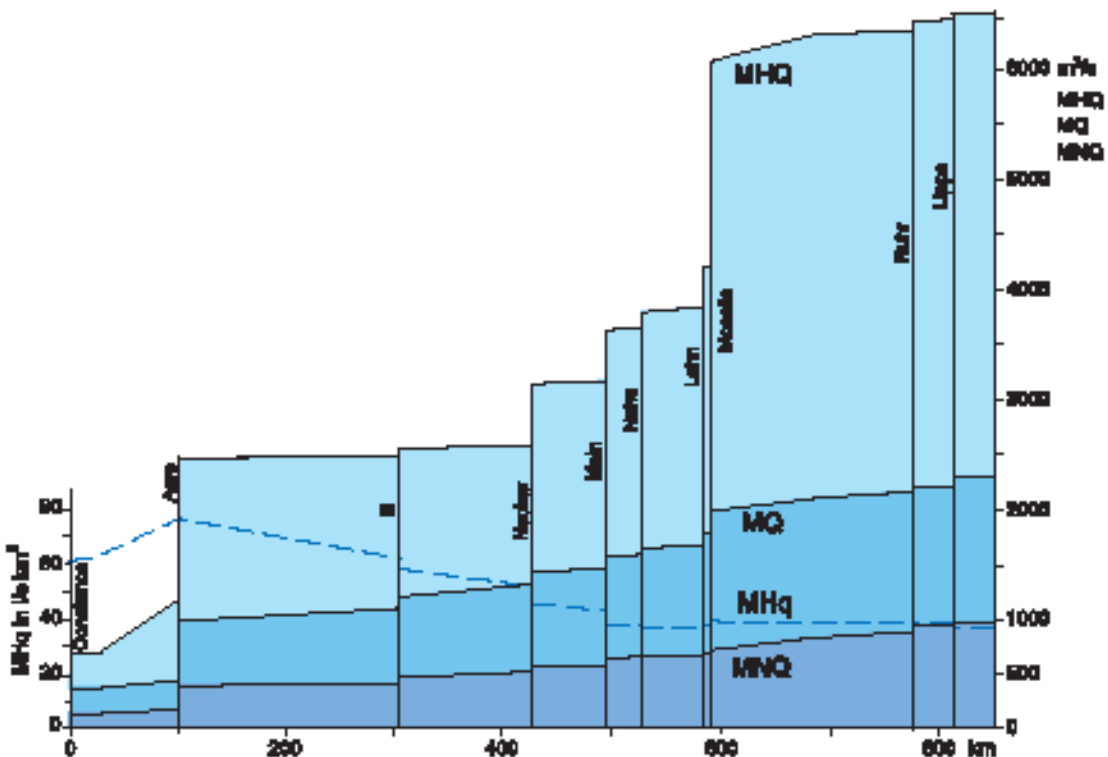


Fig. 2 Longitudinal section of the discharge along the Rhine downstream of Lake Constance up to the Dutch border (time series 1931-1990)

at the mouth of the Neckar. Again, the discharge only increases slightly between the mouths of the Neckar and the Main. With its mean discharge of approximately 160 m³/s, the Main raises the Rhine's mean discharge to around 1 550 m³/s.

Whereas the mean discharge grows at the mouth of the Moselle in relation to the size of the Moselle catchment area, the mean highest discharge increases disproportionately from around 4 250 m³/s to 6 000 m³/s. This value indicates the high flood-risk potential which the Moselle catchment area poses for the lower course of the Rhine. The Moselle's susceptibility to flooding is chiefly due to the pronounced relief and the low permeability of the bedrock in the upland section of its catchment area. Downstream from the mouth of the Moselle, the discharge only increases slightly. At Emmerich, near the German-Dutch border, the Rhine's catchment area takes in 159 784 km² and the mean discharge is approximately 2 300 m³/s, corresponding to a mean specific discharge of around 14 l/s·km².

Table 2 Selected main discharge values for some gauging stations and discharge variability (rounded values)

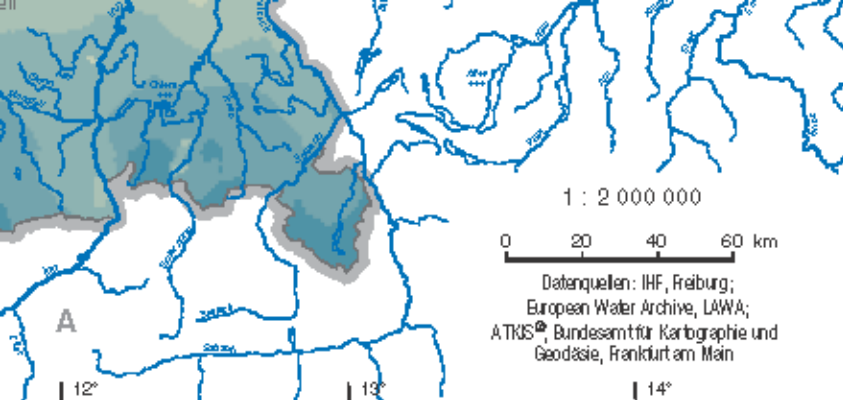
river basin (gauging station)	area (km²)	period (years)	MQ (m³/s)	HHQ (m³/s)	NNQ (m³/s)	ratio HHQ/NNQ	MHQ (m³/s)	MNQ (m³/s)	ratio MHQ/MNQ
Mulde (Gobbern)	5442	87	61	1740	1	1243	497	13	38
Moselle (Cochem)	27088	65	315	4170	10	417	2060	60	34
Neckar (Rochtersul)	12710	46	135	2690	18	146	1200	36	33
Ruhr (Hettinger)	4118	54	71	1950	2	1189	524	18	29
Main (Kleinheubach)	21505	38	158	1800	11	164	790	48	18
Inn (Eschelbach)	13354	66	368	2900	82	35	1460	127	11
Weiser (Imhofen)	37720	57	324	3500	59	59	1250	125	10
Unstrut (Leuna)	6218	63	31	363	5	79	105	11	10
Saale (Celle-Gröden)	23719	66	115	680	12	59	379	44	9
Elbe (Neu-Dessau)	131950	72	712	3840	128	30	1870	274	7
Havel (Rathenow)	19288	44	92	295	3	98	165	25	7
Rhine (Rheinfallen)	34550	66	1030	4270	267	16	2760	453	6
Rhine (Rees)	159300	65	2260	12200	590	21	6620	1040	6
Danube (Hofkirchen)	47496	96	636	4470	165	27	1870	302	6
Odra (Hohenstein-Finow)	109564	54	521	3480	111	31	1220	259	5

Discharge variability

The discharge of Germany's major rivers usually remains quite balanced. In the upper courses of the smaller tributaries, however, the flow variability is higher, as shown by the increase in blue and red areas on the map. The variability is particularly high in the source regions of the uplands, e.g. the Rheinisches Schiefergebirge (Rhenish Slate Mountains), the Schwarzwald (Black Forest) and the eastern part of the Erzgebirge Mountains. This corresponds to the general tendency for the discharge variability to drop as the catchment area increases because the larger the catchment area, the more local conditions are compensated. This trend can also be seen in the ratio of the extreme values (HHQ/NNQ) in Table 2. The major river systems of the Rhine, Elbe, Danube and Odra have low discharge variabilities whereas the smaller-scale catchment areas of the upland ranges (e.g. Ruhr or Mulde) have very high discharge variabilities.

The map and the main values in Table 2 show further specific regional features in Germany's hydrological structure. Although the Eschelbach (Inn), Kleinheubach (Main), Cochem (Moselle) and Rathenow (Havel) gauging stations each cover areas of over 10 000 km² and thus have relatively large catchment areas, their discharge variabilities differ considerably. The Inn's variability is quite low with the influence of the Alpine foothills and their huge glaciofluvial gravel surfaces compensating for the flow with rich groundwater reservoirs. The Havel, with a catchment area which developed in loose glacial and glaciofluvial sediment, reacts similarly. The role of the Alpine foothills' large groundwater aquifer is also reflected in the Danube's variability pattern. Its upper course and northern inflows have an upland character with relatively high variability whereas the southern inflows from the Alpine foothills increasingly balance out the flow.

The rivers in the upland ranges (Main and Moselle) have significantly higher discharge variabilities than the lowland rivers which are mainly controlled by groundwater input. Beneath the catchment areas in the upland ranges there is bedrock of differing solidity and often with low storage capacity. Of the larger catchment areas in the uplands, the Moselle has a particularly high discharge variability because the Rhenish Slate Mountains mainly consists of impermeable slate which is not very conducive to groundwater recharge. The pattern is similar for most waters in the Hercynian and crystalline mountain complexes, as can be seen in the examples of the Ruhr and Mulde for smaller-scale catchment areas. It was in those very areas with their high flow variability that dams had to be built to intervene in the natural water balance in order to reduce the flood risk downstream and to increase the water levels when the water is low (Map 7.4 "Flood Protection").



HYDROLOGISCHER ATLAS VON DEUTSCHLAND

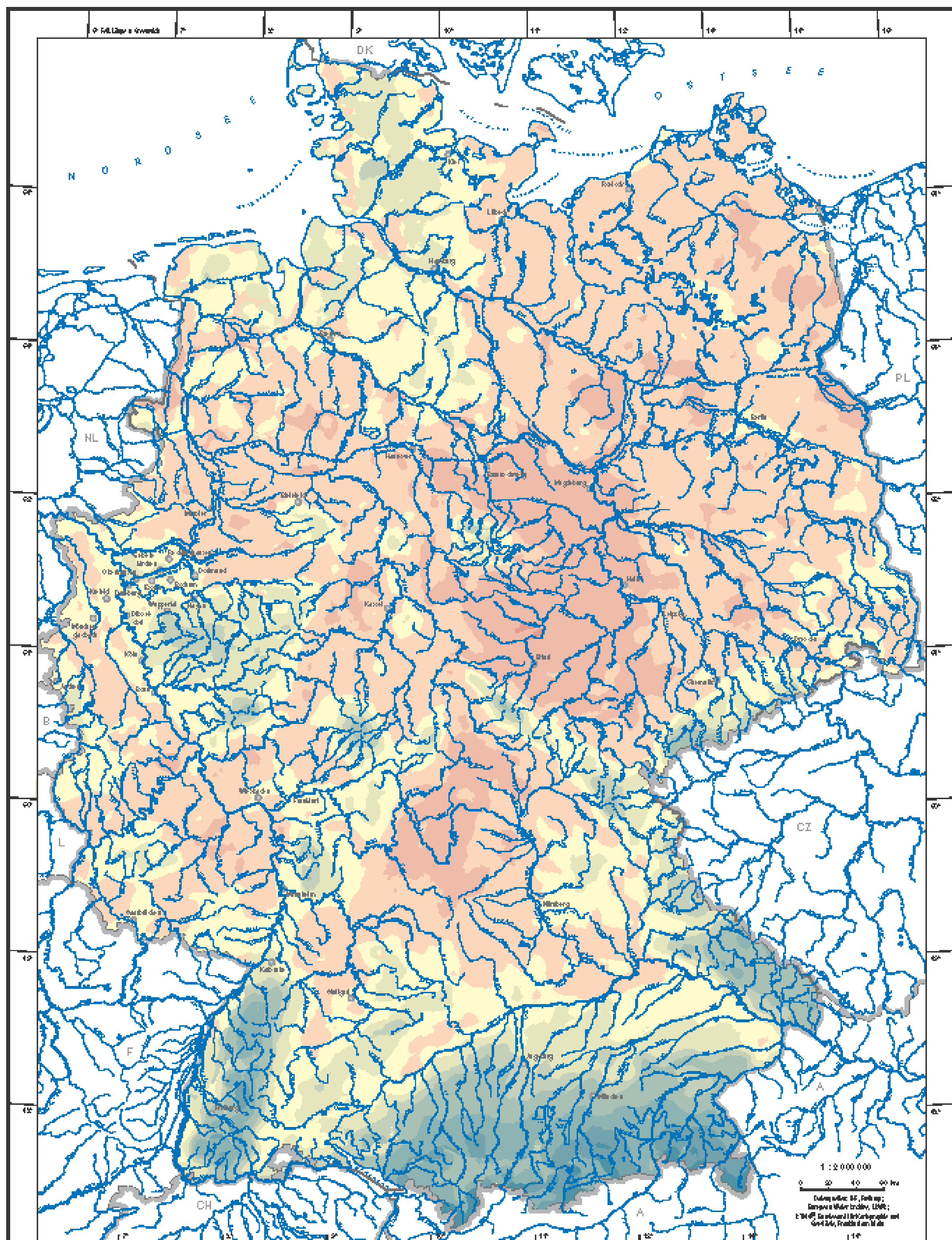
Herausgegeben vom Bundesministerium für Umwelt,
Naturschutz und Reaktorsicherheit

3.10 Niedrigwasserabflusssspende (MN10q)

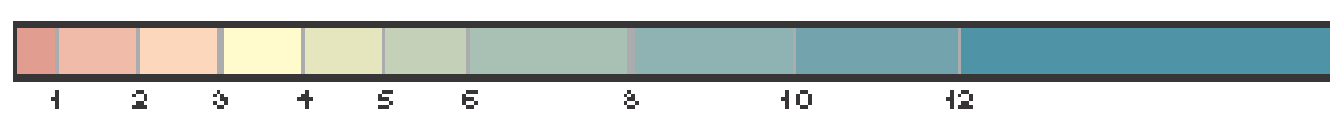
Autoren: S. Demuth, F.-J. Kem, A. Dellenbach
Institut für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br.

Wissenschaftliche Beratung: Ch. Leibundgut (IHF), T. Günther (DWD)
K. Wille, R. Busskamp (BIG), W. Struckmeier (BGR)

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



Niedrigwasserabflussspende
MN10q in l/s·km²:



Regelungsgleichung: $MN10q = f$

(Median der Sommerniederschläge
Lithologie (Anteil des Sediment-/Festgesteine)
Bodenbedeckung (Anteil der versiegelten Fläche)
Bodenbedeckung (Anteil der Ackerflächen)
Minimale Gewässermetzschle)



HYDROLOGISCHER ATLAS
VON DEUTSCHLAND

Herausgegeben vom Bundesinstitut für Umwelt,
Hochschule und Statistik

3.10 Niedrigwasserabflussspende
(MN10q)

© 2008 by Dierckx, P.-J. Korn, A. Dellmeich
Institut für Hydrologie, Universität Potsdam, L. 10

Wissenschaftliche Bearbeitung: Ch. Leibundgut (Hf), T. Gollner (Hf),
K. W. He, R. Bockhorst (Hf), M. Wiedemann (Hf)

Kartographie: Institut für Hydrologie, Universität Potsdam, L. 10

3.10 Niedrigwasserabflussspende (MN10q)

Das Auftreten von Niedrigwassersituationen hat nachhaltige Folgen für die intensiver gewordene Nutzung von Oberflächenwasser und Grundwasser. So ist es konsequent, dass die Erforschung des Niedrigwassers zunehmend an Bedeutung gewinnt. Eine umfassende Definition des Begriffes Niedrigwasser besteht gegenwärtig nicht, vielmehr stellt er einen Sammelbegriff für unterschiedliche Kenngrößen dar, die zur Charakterisierung unterdurchschnittlicher Abflüsse herangezogen werden können. Der Niedrigwasserabfluss während niederschlagsfreier oder -armer Zeiträume wird im wesentlichen aus dem Grundwasser gespeist (langsame Abflusskomponenten). Niedrigwassersituationen stellen einen natürlichen Vorgang in der jahreszeitlichen Abflussdynamik von Fließgewässern dar, an den die Biozözen des aquatischen Lebensraumes angepasst sind. Für Anwälder beispielsweise ist der dynamische Wechsel zwischen Hoch- und Niedrigwasserphasen lebensnotwendig.

Unsere Gewässer werden in immer stärkerem Maße auch in Niedrigwasserzeiten genutzt, woraus sich Gefährdungen für Ökologie und Ökonomie ergeben können. Genauere Kenntnisse über die Niedrigwasserabflüsse sind vor allem dort von Bedeutung, wo es um die Entnahme von Brauchwasser, die Einleitung von verschmutztem oder erwärmtem Wasser, die Ausleitung von Wasser für die Kraftwerksnutzung, die Durchgängigkeit der Schifffahrt sowie die Überleitung in andere Einzugsgebiete geht. Als Grundlage für die Planung und Beurteilung von weiteren Eingriffen in Gewässer dienen Kenngrößen, die sich direkt aus Abflussmessungen ableiten lassen. Für Gebiete ohne Abflussmessungen können Kenngrößen mittels Regionalisierungsverfahren unter Nutzung von Gebieteigenschaften und klimatischen Parametern ermittelt werden.

Welche Niedrigwasserkenngößen benötigt werden, hängt von der jeweiligen wasserwirtschaftlichen Fragestellung ab. Bei Wasserentnahme oder Wassereinleitung sind vor allem die Höhe und das zeitlich gehäufte Auftreten des Niedrigwasserabflusses von Interesse. Die Dauer von Niedrigwasserabflüssen gilt es zu ermitteln, um Planungen über zusätzliche Versorgungsquellen, über die Zwischenspeicherung von verschmutztem Wasser oder das Umschalten von Durchlaufkühlung auf Kühltumbetrieb bei Kraftwerken stellen zu können. Soll ein Abflussausgleich durch Speicherbewirtschaftung geschaffen werden, sind Abflussdefizite zu analysieren (DVWK 1992 und 1983).

An eine Übersichtskarte stellen sich weitere Anforderungen. Da in der Karte nur mittlere Verhältnisse dargestellt werden, ist besonders auf die zeitliche Stabilität der Kenngröße zu achten. Um verschiedene Gebiete vergleichen zu können, wird eine Normierung auf die (Einzugsgebiets-) Fläche erforderlich.

Als Niedrigwasserkenngöße für die Atlaskarte wird der MN10Q gewählt, der sich in der englischsprachigen Literatur durchgesetzt hat. Dieser Wert wird aus der Abflussganglinie ermittelt und entspricht dem niedrigsten arithmetischen Mittel an 10 aufeinanderfolgenden Tagen innerhalb eines Jahres (Abb. 1). Im Vergleich mit Q347-Werten, wie sie z. B. in der Schweiz angewandt werden, zeigen beide Kennwerte ein ähnliches zeitliches Verhalten. Im Gegensatz zum MN10Q wird der Q347-Wert aus der Abflussdauerlinie als Quantil ermittelt (Abb. 1, entspricht 95-Perzentil). Beide Kenngrößen sind unabhängig von vorgegebenen Schwellenwerten, wie sie beispielsweise bei den Größen Niedrigwasserdauer oder Abflussdefizit erforderlich sind. In der wasserwirtschaftlichen Praxis Deutschlands sind für den MNxQ Zeitspannen von x = 7, 14 oder 21 Tagen gebräuchlich.

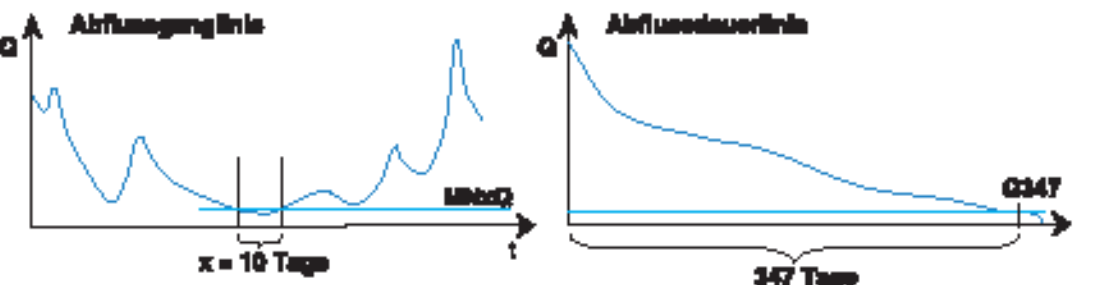


Abb. 1 Beispiel für die Ermittlung von Niedrigwasserkenngößen aus der Abflussganglinie (z. B. MN10Q) und aus der Abflussdauerlinie (z. B. Q347). (Nicht dargestellt sind Schwellenwertansätze, die sich sowohl auf Dauerlinie als auch auf Ganglinie beziehen können)

Zur Methodik

Tägliche Pegeldata des FRIEND European Water Archive (Flow Regimes from International Experimental and Network Data; REES & DEMUTH 2000), des Bundes und der Länder bilden die Grundlage zur Berechnung der Niedrigwasserparameter für die vorliegenden Pegel-einzugsgebiete. Zur Bestimmung des MN10Q wird die 14-jährige Datereihe 1976 bis 1989 gewählt, da hier ein großes Datenkollektiv mit einer guten räumlichen Verteilung vorliegt. Untersuchungen in Baden-Württemberg und in der Schweiz zeigen, dass der MN10Q (bzw. Q347) durch eine Zeitreihe von zehn Jahren gut und relativ stabil beschrieben wird (SCHREIBER & DEMUTH 1996, ASCHWANDEN 1992). Für die statistische Untersuchung werden aus dem Datenkollektiv 330 ungeschachtelte Einzugsgebiete mit Flächengrößen zwischen 22 km² und 675 km² ausgewertet. Zur besseren Vergleichbarkeit zwischen den einzelnen Einzugsgebieten erfolgt die Berechnung als *Niedrigwasserabflussspende* (MN10q in l/s·km²) unter Nutzung der Pegel-einzugsgebietsflächen der Hydrologischen Jahrbücher.

Mit Hilfe eines multiplen linearen Regressionsmodells werden die auf Einzugsgebiets-ebene ermittelten Niedrigwasserabflussspenden auf die Gesamtfläche Deutschlands übertragen. Hierzu werden verschiedene Geofaktoren (physiographische Gebieteigenschaften und hydrometeorologische Eigenschaften), die größtenteils anderen Kartentafeln des HAD entnommen sind, mit den Einzugsgebieten verschlüsselt. Die Einzugsgebiete werden in einen Kalibrierungs- und in einen Validierungsdatensatz aufgeteilt. Für die Kalibrierung des Modells wird ein Datensatz mit 200 Einzugsgebieten erstellt. Aus der Kalibrierung ergibt sich schließlich folgendes Regressionsmodell mit einem Bestimmtheitsmaß R² von 65%:

MN10q = f	Median der Sommerniederschlagshöhe [mm]	Atlas-tafel 2.6
	Lithologie (Anteil des Sedimentit-Festgesteins) [-]	Atlas-tafel 1.5
	Bodenbedeckung (Anteil der versiegelten Fläche) [-]	Atlas-tafel 1.4
	Bodenbedeckung (Anteil der Ackerflächen) [-]	Atlas-tafel 1.4
	Minimale Gewässernetzdichte [km/km²]	Atlas-tafel 1.2

Die Validierung mit den restlichen 130 Einzugsgebieten ergibt ein vergleichbares R² von 61%. Diese relativ gute Anpassung ist mit anderen Untersuchungen in heterogenen Räumen wie Baden-Württemberg (R² = 56%, SCHREIBER & DEMUTH 1996) oder Europa (R² = 65 bis 92%, GUSTARD et al. 1989) vergleichbar.

Zur flächenhaften Ermittlung der Niedrigwasserabflussspende MN10q wird die ermittelte Regressionsbeziehung auf die gesamte Fläche Deutschlands übertragen. Voraussetzung ist, dass die Gebieteigenschaften des Untersuchungsraumes im Gültigkeitsbereich der Gebieteigenschaften des Kalibrierungsdatensatzes liegen.

Als Bezugsflächengröße wird der Median der untersuchten Einzugsgebietsflächen (130 km²) definiert. Mittels eines rasterbasierten Ansatzes werden virtuelle Einzugsgebiete gebildet, deren zentralen Rasterzellen jeweils eine Kreisfläche von 130 km² zugeordnet wird. Über einen Point-density-Ansatz (vergleichbar der Methodik in Atlas-tafel 1.2) werden für jede 1 km²-Rasterzelle die Prädiktorvariablen der 130 km² großen Bezugsfläche berechnet – analog wie für einen Pegel die Eigenschaften seines Einzugsgebietes berechnet wurden. Die Rasterdatensätze der Prädiktorvariablen werden auf die Wertebereiche des Kalibrierungsdatensatzes eingeeignet und entsprechend den Vorgaben des multiplen Regressionsmodells verknüpft. Die resultierende Rasterkarte zeigt die gesuchte Niedrigwasserkenngöße MN10q in Form einer geglätteten Darstellung und unabhängig von willkürlich vorgegebenen Einzugsgebietsgrenzen.

Zur Überprüfung der Modellgüte werden die aus der Rasterkarte gemittelten MN10q-Werte für die 330 Einzugsgebiete mit den gemessenen Pegeldata verglichen. In 52,1 % der vorliegenden Einzugsgebiete sind die MN10q-Werte bis zu 1 l/s·km² über- bzw. unterschätzt. In 3,6 % der Gebiete wird der regionalisierte Niedrigwasserabfluss auf weniger als die Hälfte unterschätzt,

in 12,4 % um mehr als das Doppelte überschätzt. Die Abweichungen der modellierten (berechneten) von den über die Pegelbeobachtungen ermittelten Niedrigwasserabflussspenden (gemessen) sind in Abbildung 2 getrennt nach den Stromeinzugsgebieten wiedergegeben. Die Standardabweichung der Residuen liegt bei 1,83 l/s·km².

Zur Kartendarstellung

Karte 3.10 zeigt die mittlere Niedrigwasserabflussspende MN10q in Form einer Rasterfelddarstellung in der Auflösung 1 km². In der räumlichen Verteilung werden verschiedene Einflussfaktoren auf den Niedrigwasserabfluss erkennbar, wie sie auch in den verwendeten Parametern der multiplen linearen Regression enthalten sind. Die Niederschlagshöhe (parametrisiert als Median der Sommerniederschlagshöhe) prägt die großräumige Verteilung. In den Hochlagen der Alpen, wo ganzjährig hohe Niederschläge (Atlas-tafeln 2.2 bis 2.6) bei nur relativ kurzen Trockenperioden (Atlas-tafel 2.15) und geringe Verdunstungshöhen vorzufinden sind (Atlas-tafeln 2.12 und 2.13), steigen die Niedrigwasserabflüsse bis auf über 12 l/s·km² an. Ebenfalls hohe Werte von > 6 l/s·km² sind im Voralpenland und im Bereich der Höhenlagen der meisten Mittelgebirge zu erkennen.

In einigen Regionen sind durch den Einfluss der Lithologie (parametrisiert als Flächenanteil des Sedimentit-Festgesteins) die Werte der Niedrigwasserabflussspenden niedriger als aufgrund der Höhenlage zu erwarten wäre (z. B. Eifel und Hunsrück). Im Pfälzer Wald, im östlichen Rheinischen Schiefergebirge, im Erzgebirge und im Übergangsbereich zwischen Donau-Iller-Lech-Platten und Schwäbischer Alb wird der Wechsel mit anderen Gesteinseinheiten nachgezeichnet. Verfestigte Sedimentgesteine haben einerseits geringere Niedrigwasserabflussspenden als Lockergesteinsbereiche (z. B. Alpenvorland), andererseits liegen sie aber aufgrund der höheren Porosität der Gesteine über denen der Magmatite oder Metamorphite (Atlas-tafel 1.5).

Der Boden ist der Umsatzraum der Abflussbildung. Der Teil des Niederschlagswassers, der im Boden versickert und zur Grundwasserneubildung beiträgt (Atlas-tafeln 4.5 und 5.5), bildet im Wesentlichen den Niedrigwasserabfluss. Somit haben die Speicher- und Durchlässigkeits-eigenschaften des Bodens und der Bodenoberfläche maßgeblichen Einfluss auf die Abflussbildung und die Aufteilung des Abflusses in schnelle und langsame Abflusskomponenten. Die Bodenbedeckung wird im Regressionsmodell mit den Flächenanteilen der versiegelten Fläche und der Ackerfläche parametrisiert. Intensive ackerbauliche Nutzung wirkt sich mindend auf die Niedrigwasserabflüsse aus (z. B. im östlichen Harzvorland und in den Böden). Hinsichtlich des Parameters „versiegelte Fläche“ (Siedlungsräume) bestehen große Unsicherheiten, da er einerseits nach dem Prozessverständnis zur Erhöhung der schnellen Abflusskomponenten beiträgt und damit die Niedrigwasserführung vermindern müsste. Auf der anderen Seite geht er aber als niedrigwasseraufhöhend ins Regressionsmodell ein, was mit dem möglichen Einfluss von Abwassereinleitungen erklärt werden kann. In der Karte sind die Auswirkungen dieses Parameters nicht offensichtlich.

Hohe Gewässernetzdichten sind einerseits das Resultat hoher Basisabflüsse (Atlas-tafel 1.2), andererseits wird hierdurch die Entwässerung eines Gebietes gefördert. Im Regressionsmodell wirkt der Parameter „Minimale Gewässernetzdichte“ im Bereich der Küsten und entlang der großen Ströme sichtbar mindernd auf die Niedrigwasserabflussspende. Dort sind jedoch die kleinsten Gewässernetzdichtewerte relativ hoch verglichen mit dem Mittelwert von 0,77 km/km² in Deutschland.

Die Gebiete geringster Niedrigwasserführung liegen erwartungsgemäß in den Regionen geringer Niederschlagshöhen und wenig speicherfähiger Gesteine. Insbesondere das nördliche und östliche Harzvorland, das Thüringer Becken und die Mittelfränkischen Platten fallen als großräumige Gebiete geringer Niedrigwasserabflussspenden in der Größenordnung von 1–2 l/s·km² auf. In den Leegebieten des Harzes (Atlas-tafel 2.14) kommen Gebiete mit Werten von ca. 1 l/s·km² vor. Auch im gesamten Bereich der Neuen Bundesländer sowie in weiten Bereichen Mitteldeutschlands können regional geringe Niedrigwasserabflussspenden auftreten.

Praktische Hinweise

In der Literatur wird eine Reihe weiterer Niedrigwasserabflusskennwerte verwendet, die jedoch den Nachteil haben, dass sie beispielsweise zeitlich weniger stabil sind, vorgegebene Schwellenwerte nutzen oder die internationale Vergleichbarkeit nicht gewährleisten. Von den Grundvoraussetzungen her als relativ geeignet zeigt sich der Base Flow Index BFI, der den Anteil des Basisabflusses am Gesamtabfluss parametrisiert und in Atlas-tafel 5.5 zur Berechnung der mittleren jährlichen Grundwasserneubildung herangezogen wird. Er wird häufig in Niedrigwasser-Regressionsmodellen zur Charakterisierung des Untergrundes genutzt, bewirkt jedoch in der vorliegenden regionalisierten Form eine nur unwesentliche Verbesserung der MN10q-Modellierung.

Bei einem Plot der Residuen fallen keine Regionen mit einheitlicher Über- oder Unterschätzung auf, vielmehr können Gebiete mit unterschiedlich starker Abweichung überall auftreten (auch unabhängig von Winter- oder Sommer-niedrigwasser). Deshalb ist davon auszugehen, dass diese Unsicherheiten in den Randbedingungen der Methode begründet sind und nicht durch eine eventuell fehlende Prädiktorvariable ausgeglichen werden können. Die hohe Zahl der Einzugsgebietsflächen mit einer Abweichung der berechneten von den gemessenen Werten von bis zu ± 1 l/s·km² zeigt die prinzipielle Eignung für großräumige relative und absolute Aussagen. Regional können dennoch aufgrund besonderer Verhältnisse im Einzugsgebiet größere Abweichungen auftreten, wie sie bei den Vergleichen mit den gemessenen Einzugsgebieten teilweise festgestellt wurden.

Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass das aufgestellte Regressionsmodell und die Art der kartographischen Darstellung einen guten Überblick über die Niedrigwasserabflussspenden in Deutschland ermöglichen. Die flächenhafte Darstellung in Form von Rasterfeldern erlaubt die Aggregation der Werte zur Ermittlung von Niedrigwasserabflüssen für beliebige Einzugsgebiete, vorzugsweise im Größenbereich von 50 km² bis 600 km².

Für die Zukunft weisen zahlreiche Studien auf eine teilweise klimatisch bedingte Verschärfung der Niedrigwassersituation, insbesondere während der Sommermonate hin (KLEEBERG 1999). Im Jahresgang ist eine Zunahme der Niedrigwasserabflüsse im Winter verbunden mit der Zunahme von Häufigkeit und Dauer der Niedrigwasserperioden im Sommer wahrscheinlich. In Gebieten mit ausgedehnten Porengrundwasserspeichern können diese Effekte überdeckt werden (HEDDAL et al. 2001).

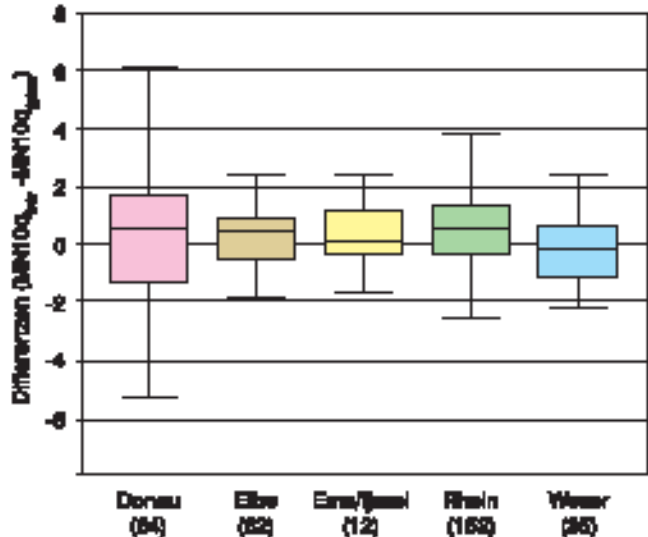


Abb. 2 Boxplots der Residuen geschätzte (ber) minus aus Pegeldata ermittelte (gem) MN10q-Werte nach Stromeinzugsgebieten (in Klammern: Anzahl der Testgebiete)

3.10 Specific Low-Flow MN10q

The occurrence of low-flow situations has a lasting effect on the intensified use of surface water and groundwater. Consequently, low-flow research has increasingly gained in importance. The term „low-flow“ has not been comprehensively defined yet; it is rather a collective term for various indices, which could be applied for the characterisation of flows. Low flows during periods with little or no precipitation are predominantly fed by groundwater (base flow component). Low-flow situations constitute a natural process within the seasonal runoff dynamics of streams, and the biocoenosis of this aquatic habitat is adapted to these situations. Floodplain forests, for example, are dependent on alternating high-flow and low-flow periods.

Our streams are increasingly used during low-flow periods, which may result in dangers for ecology and economy. More detailed knowledge about low flows is of particular importance when water is extracted for consumption or for the use in power stations, when polluted or heated water is discharged, when a continuously navigable channel is required for navigation, or when water is exported to other catchments. Indices, which can be directly deduced from the hydrograph, serve as basis for the planning and evaluation of further interventions into stream hydrology. At gauged sites, these indices can be acquired through an estimation procedure taking physiographic and hydrometeorological parameters as catchment descriptors.

For each water management issue, particular low-flow indices are asked for. In case of water extraction or discharge, for example, magnitude and frequency of the occurrence of low-flows are of particular interest. The expected duration of low-flow periods needs to be determined to plan for additional water resources, to make provisions for temporal storage of polluted water, or for power plants to prepare for the use of a cooling tower instead of using non-recyclable stream water. For regulated streams, the management of dams and reservoirs requires an analysis of runoff deficits (DVWK 1992, 1983).

For a map to give a beneficial overview of the regional distribution of low-flows several requirements need to be met. Since the map can only represent mean conditions, the stability of the depicted index over time must be considered. To be able to compare different catchments it is necessary to standardise the index with the respective catchment area.

As low-flow index for the map presented, the MN10q (equivalent to the specific MAM10) is selected. The value is an index of the specific discharge during low-flow conditions. It is deduced from a hydrograph as the lowest arithmetic mean of ten consecutive days (Fig. 1). In comparison with the Q347, which is used in Switzerland, the MN10q (the capital Q signifies the absolute discharge without standardisation by the catchment area) shows a similar temporal behaviour. In contrast to the MN10q, the Q347 is calculated from a duration curve as quantile (Fig. 1, corresponding to the 95-percentile). Both indices are independent of given threshold values, which are required for the calculation of the maximum duration of a low-flow period or flow deficits. For practical water management issues, the MNxQ is also used for time intervals of x=7, 14, or 21 days.

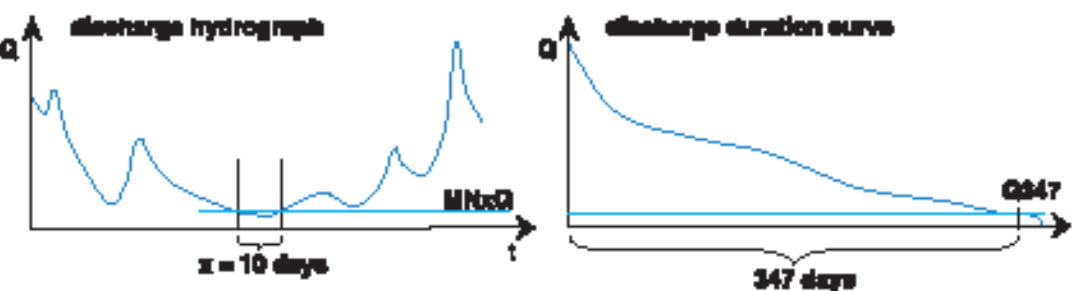


Fig. 1 Example of the deduction of low-flow indices from a hydrograph (e.g. MN10q) and from a duration curve (e.g. Q347). (Threshold approaches, which can be based on either the hydrograph or the duration curve, are not shown)

Methodology

Calculations of low-flow indices for the catchments presented are based on daily flow data of the FRIEND European Water Archive (Flow Regimes from International Experimental and Network Data, REES & DEMUTH 2000) and Federal and State databases. For the determination of MN10q, the 14-year time series from 1976 to 1989 is chosen to obtain an extensive data set with a good spatial coverage. Research in Baden-Württemberg and Switzerland has shown ten-year-time series to be adequate for an accurate and stable deduction of the MN10q (and the Q347, respectively) (SCHREIBER & DEMUTH 1996, ASCHWANDEN 1992). For the statistical analysis 330 non-nested catchments with catchment areas ranging between 22 km² and 675 km² are selected. For the sake of comparison, the values are computed as specific discharge during low-flow periods, MN10q in l/s·km², for the catchment areas that correspond with the catchment areas as found in the German Hydrologic Yearbooks.

Applying a multiple linear regression model, the specific low-flow parameters are transferred to the entire territory of the Federal Republic of Germany. For this purpose, information on various factors (such as physiographic and hydro-meteorological catchment descriptors) are deduced from other HAD (Hydrological Atlas of Germany) maps. The set of catchments is split into a calibration and a validation data set, respectively. The calibration data set consists of 200 catchments. The calibration yields the following regression model with a coefficient of determination R² of 65%:

MN10q = f	Median of precipitation during the summer months [mm]	Map 2.6
	Lithology (proportion of consolidated sediment) [-]	Map 1.5
	Land cover (proportion of sealed surface) [-]	Map 1.4
	Land cover (proportion of arable land) [-]	Map 1.4
	Minimum drainage density [km/km²]	Map 1.2

Validating the results with the remaining 130 catchments yields a comparable R² of 61%. The results are similar to studies for Baden-Württemberg (R²= 56%, SCHREIBER & DEMUTH 1996) and Europe (R²= 65% to 92%, GUSTARD et al. 1989).

For the areal deduction of the MN10q the derived regression equation is transferred to the entire study area. This transfer requires that the catchment descriptors of the study area lie within the range of the catchment descriptors of the calibration data set.

The median size of the investigated catchments, 130 km², is defined as the reference value for the catchment area. Applying a grid-based approach, virtual catchments are created where each 1 km² grid cell is conceptualised as the central point of a circular catchment with an area of 130 km² (point-density method similar to the method used for Map 1.2). The catchment-based estimate for the MN10q value for each cell is calculated by estimating the MN10q within the defined circular catchment around the respective cell based on the regression equation. The resulting map shows the low-flow-index MN10q as a smoothed representation, which is independent of arbitrarily set catchment boundaries.

For the evaluation of the model quality the grid based MN10q values are compared to the observed (gauged) data for the 300 catchments. For 52.1 % of the catchments, the deviations of the estimated MN10q from the observed values do not exceed 1 l/s·km². For 3.6 % of the catchments, the MN10q is underestimated by less than half, for 12.4 % it is over-estimated by more than twice the observed value. The deviations of the predicted MN10q (estimated by the regression model) from the observed values are sorted and aggregated for each large river basin, as shown in Figure 2. The standard deviation of the residual is 1.83 l/s·km².

Map Structures

Map 3.10 shows the MN10q as a raster representation with a resolution of 1 km². The spatial distribution of the MN10q brings out several factors that impact low-flows. These factors are also reflected by the catchment descriptors in the regression equation: Precipitation depth (median of precipitation during the summer half-year) is responsible for the large-scale pattern.

At higher altitude and hence higher precipitation all through the year (such as in the Alps, Maps 2.2 to 2.6) the MN10q may exceed 12 l/s·km². High values (>6 l/s·km²) can also be found in the Pre-Alps and in the more elevated regions of the lower mountain ranges.

For some regions (e.g. Eifel and Hunsrück), the MN10qs are lower than it would be expected based on altitude alone. This is due to the influence of the lithology (proportion of consolidated sediments). In the Pfälzer Wald (Palatinate Forest), the Eastern Rheinisches Schiefergebirge (Rhenish Slate Mts.), the Erzgebirge (Ore Mts.) and the transitional area between the Donau-Iller-Lech-Platten and the Schwäbische Alb (Swabian Alp), the alternating lithology is reflected by the varying MN10q. Consolidated sediments are characterised by lower MN10qs than unconsolidated rocks (e.g. Pre-Alps). However, they are more porous and yield a higher MN10q than igneous or metamorphic rock formations (Map 1.5).

Soil is a central component of runoff generation. The proportion of precipitation, which infiltrates and percolates through the soil to recharge groundwater, is predominantly responsible for low-flows. As a result, the characteristics related to storage capacity of the soil and to permeability of the soil and the land cover have a major impact on the generation of runoff and the partitioning of runoff into fast and slow components. The land cover is indexed by the proportion of sealed surface and by the proportion of arable land. Through intensive agricultural use the MN10q is decreased (e.g. Eastern Harz and the Börden).

A significant amount of uncertainty exists with regard to the parameter, which signifies the proportion of sealed surface (settlements). According to the understanding of the runoff-generating processes sealed surfaces should contribute to the generation of fast runoff components, which would result in a decrease of low-flows. Nevertheless, it was with the opposite effect that the regression analysis adopted the parameter into the model. This observation could be explained with the influence of wastewater discharge. In the map presented the effects of this parameter are not obvious.

High drainage densities are the result of high base-flow proportions (Map 1.2). They also promote fast drainage of the area. In the regression model minimum drainage density has a negative effect on the MN10q in the coastal regions and along the big rivers. In these regions, however, even the lowest drainage densities are still relatively high, compared to the mean of 0.77 km/km² for the whole study area.

As expected, the areas with the lowest MN10q can be found in regions characterised by low precipitation depths and rock formations with low storage capacity (such as in the Northeast and in several regions in Central Germany). Specifically the Northern and Eastern Pre-Harz, the Thüringer Becken and the Mittelfränkische Platten exhibit MN10qs between 1 and 2 l/s·km². In the lee of the Harz (Map 2.14) MN10qs of approximately 1 l/s·km² are estimated.

Practical Information

A variety of low-flow indices are used in scientific literature. Most of them, however, are disadvantageous since they are rather time-inconsistent, require threshold values or lack international comparability. Based on these findings, the Base Flow Index (BFI) has proven relatively adequate. The BFI parameterises the proportion of base flow compared to total flow and is used in Map 5.5 for the calculation of mean annual groundwater recharge. It is often used in low-flow-regression models for the characterisation of the underlying bedrock. In this data set, however, it contributed only marginally towards the improvement of the model.

Plotting the spatial distribution of residuals does not reveal clustering of catchments with uniform deviations of the estimated from the observed MN10q. Rather, areas with unevenly high deviation can occur anywhere, both during summer and winter. Therefore, it can be assumed that these uncertainties result from the boundary conditions of the method and cannot be accounted for by potentially missing catchment descriptors. The high number of grids for which the calculated value deviates from the observed one by 1 l/s·km² or less illustrates the general suitability of this method for relative and absolute statements at large scales. Due to specific regional conditions in the catchment greater deviations may occur when observing on a smaller scale.

In conclusion, the deduced regression model and the visualisation method have proven useful for gaining an overview of the low-flow conditions in Germany. The grid-based visualisation allows for the aggregation of values to determine specific discharges for catchments with an area ranging between 50 km² and 600 km² predominantly.

Several studies indicate an intensification of low flows due to climatic change, especially during the summer months (KLEEBERG 1999). Over the course of a year, an increase of runoff during low-flow periods in winter time is likely connected with an increase of low-flow periods in frequency and duration during the summer. The effects of this change may be buffered in areas with extended porous aquifers (HISDAL et al. 2001).

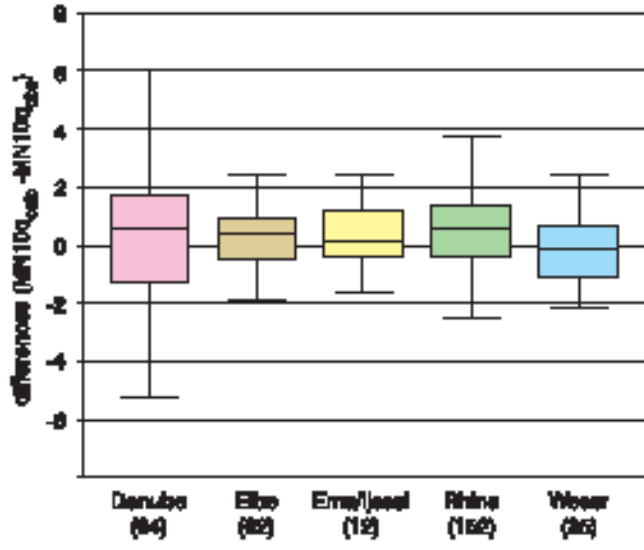
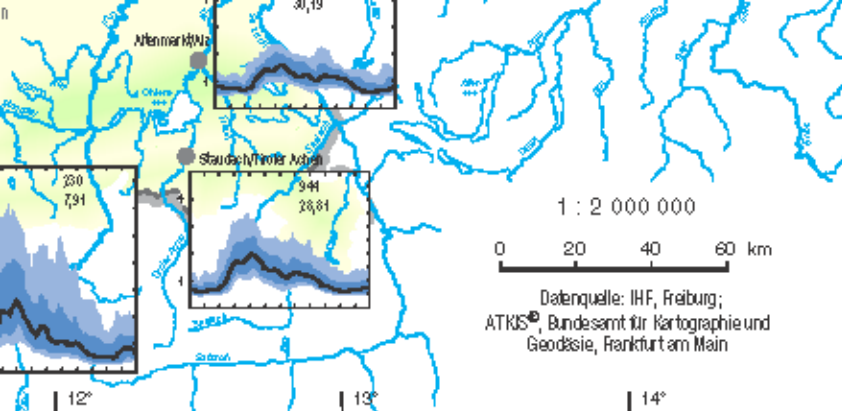


Fig. 2 Box plots of the residuals (estimated MN10q minus observed MN10q), sorted and aggregated by large river basins (in brackets: number of test catchments)



zu einem be-
Produkt aus
ung, q_{med}) und
eit (Quantil)
des
(q_{med}):

m^2

et sich
bende mit
chteten

's
Universität Freiburg



HYDROLOGISCHER ATLAS VON DEUTSCHLAND

Herausgegeben vom Bundesministerium für Umwelt,
Naturschutz und Reaktorsicherheit

3.11 Abflussregime – Inner- und zwischen- jährliche Variation des Durchflusses

Autoren: F.-J. Kern, Ch. Leibundgut
Institut für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br.

Wissenschaftliche Beratung: W. Struckmeier (BGR), H.-J. Liebscher (BfG)
R. Busskamp (BfG)

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

3.11 Abflussregime – Inner- und zwischenjährliche Variation des Abflusses

Das Abflussregime spiegelt den Wasserhaushalt in seinen zeitlichen Änderungen wider und ist das Ergebnis des Zusammenwirkens aller den Abfluss bestimmenden Faktoren eines betrachteten Einzugsgebietes. Abflussregime betrachten den Jahresgang der Wassererfüllung mit dem Aufsteigen und der Dauer der Hoch- und Niedrigwasserzeiten, mit den extremen Hochwassern und Niedrigwassern im Laufe einer längeren Beobachtungsperiode und die Häufigkeitsverteilung der charakteristischen hydrologischen Werte. Wasserwirtschaftlich interessant sind beispielsweise die Kenntnis der Zeiten höherer oder niedriger Wassererfüllung oder die Zuverlässigkeit, mit der zu einer Jahreszeit mit einem bestimmten Abfluss gerechnet werden kann (Energiewirtschaft, Verdünnung von Einleitungen, etc.). Das Abflussregime wird durch die natürlichen Randbedingungen geprägt. Es kann durch menschliche Einflüsse im Einzugsgebiet (Stauhaltungen, Überleitungen, etc.) modifiziert werden.

In der Hydrologie hat die Fließgewässertypisierung aufgrund des Abflussregimes eine lange Tradition, wie beispielsweise die Untersuchungen von PARDÉ in Frankreich (1920, 1933), KELLER (1968) in Deutschland, GRIMM (1968), ASCHWANDEN & WEINGARTNER (1986) für schweizerische Flüsse oder MADER et al. (1996) für Österreich zeigen.

Insgesamt sind die Abflussregime von vielen Faktoren abhängig, die die Speichergößen im Einzugsgebiet sowie deren Füllung und Entleerung beeinflussen können (Niederschlagshöhe und -verteilung, Geologie, Höhenlage, Boden, Bodenbedeckung, Einzugsgebietsgröße, Verdunstung). In einer detaillierten Betrachtung sind sie für jedes Einzugsgebiet typisch. So gesehen stellen alle Regimeanalysen Versuche dar, mit unterschiedlicher Gewichtung Gemeinsamkeiten und Individualität verschiedener Einzugsgebiete bzw. Flüsse mittels statistischer Lage- und Streuungsmaße (Abflusshöhe und -variabilität) herauszuarbeiten, um Gebiete miteinander vergleichen zu können.

Grundlage der meisten Untersuchungen sind – zurückgehend auf Pardé – monatliche Mittelwerte, die meist zum langjährigen Mittelwert (Atlasafel 3.9) in Beziehung gesetzt werden (Quotient MQ_{Monat}/MQ , Pardé-Regime) sowie Höhe und Zeitraum der sich daraus ergebenden maximalen und minimalen Koeffizienten. Damit erstellte Diagramme zeigen charakteristische Kurvenverläufe der 12 Monatswerte (Abb. 1A), die sich klassisch beispielsweise kausal nach den Einflüssen von Trockenperioden, bzw. nach der Speisung durch Gletscher (glazial), Schnee (nival) oder überwiegend nur durch Regen (pluvial) mit Übergangstypen klassifizieren lassen.

Ziel dieser neuen Bearbeitung ist es, anhand von Referenzdiagrammen den für eine Region charakteristischen jährlichen Abflussgang in seiner mittleren Höhe und Variabilität darzustellen und die zu einer bestimmten Jahreszeit zu erwartende Abflusshöhe/-spende mit der zugehörigen Unsicherheit (Variabilität) auszudrücken. Die zugrundeliegende Methodik basiert auf täglichen Durchflussdaten an Pegeln und erlaubt damit detailliertere statistische Analysen.

Zur Methodik

Grundlage der vorliegenden Untersuchungen sind Tageswerte des Durchflusses an Pegeln mit langjährigen Zeitreihen (1961–1990 bzw. 1976–1989). Nach Prüfung auf Vollständigkeit und Plausibilität der Daten liegen ca. 470 Datensätze mit einer 30jährigen und ca. 850 Datensätze mit einer 14jährigen Zeitreihe vor. Die verkürzte Zeitreihe ist notwendig, um die teilweise ungleiche Verteilung der Pegel in Deutschland etwas auszugleichen. Zwar sind die statistischen Werte (z.B. Mittelwert, Quantile) nicht identisch mit denen der 30jährigen Basiszeitreihe, dennoch sind relative Aussagen bei etwas geringerer Stabilität der kürzeren Reihe weiterhin gültig und darauf basierende räumliche Zuordnungen gleichermaßen aussagekräftig.

Durchflusszeitreihen zeigen oft eine sehr hohe zeitliche Dynamik verbunden mit einer hohen Variabilität im Bereich von Tagen aber auch zwischen verschiedenen Jahren. Sie zeigen aber auch gleichzeitig gewisse Persistenzen, die letztlich den Begriff „Abflussregime“ begründen. In den bisher auf Monatsbasis (Pardé-Regime und vergleichbare Ansätze) abgeleiteten Regimetypisierungen sind nur Teilaspekte berücksichtigt. Die übliche Normierung auf den Mittelwert – begründet durch einen gewissen Zwang zur Abstraktion und oft nur zeitlich grob aufgelöst verfügbaren Datengrundlagen – erlaubt im wesentlichen die Charakterisierung des langjährigen Abflussganges (Lagemaß). Variationen von Tag zu Tag oder innerhalb verschiedener Jahre bleiben bei dem hohen, in gewisser Weise willkürlichen Abstraktionsgrad auf Monatsbasis unberücksichtigt.

Ziel der hier zugrundeliegenden Regimeanalysen ist es, über statistische Lage- und Streuungsmaße zeitlich möglichst hoch aufgelöst Aussagen über Höhe und Variabilität des zu erwartenden Abflusses an einem Gewässer zu machen. Um die Jahresgänge verschiedener Pegel direkt miteinander zu vergleichen und Einflüsse aufgrund unterschiedlicher Einzugsgebietsgrößen und Abflusshöhen auszuschalten, werden die täglichen Durchflusswerte auf den Median normiert ($Q_{\text{Tage}}/Q_{\text{Med}}$). Als einfache und robuste Lagemaße (wenig beeinflusst von extremen und damit stärker fehlerbehafteten Zuständen) bieten sich Quantile an, insbesondere der Median als Lagemaß für eine mittlere Abflusshöhe. Gleichzeitig bietet die graphische Lösung in Form von Bändern um den Median ein Maß für den Quantilsabstand, ein in der Statistik häufig eingesetztes Streuungsmaß. Quantilsabstände sind gegenüber anderen Streuungsmaßen relativ robust, da sie weit weniger durch Ausreißer oder Fehlwerte beeinflusst sind als beispielsweise die Standardabweichung. Mittels der Quantile 10%, 25%, 75% und 90% (Q10, Q25, Q75 und Q90) können bereits 80% (Q90 – Q10) bzw. 50% (Q75 – Q25) der Abflusszustände abgeschätzt werden. Zusätzliche Stabilität und eine bessere Vergleichbarkeit zwischen den Zeitreihen wird durch eine gleitende 20tägige Glättung der Quantile erreicht.

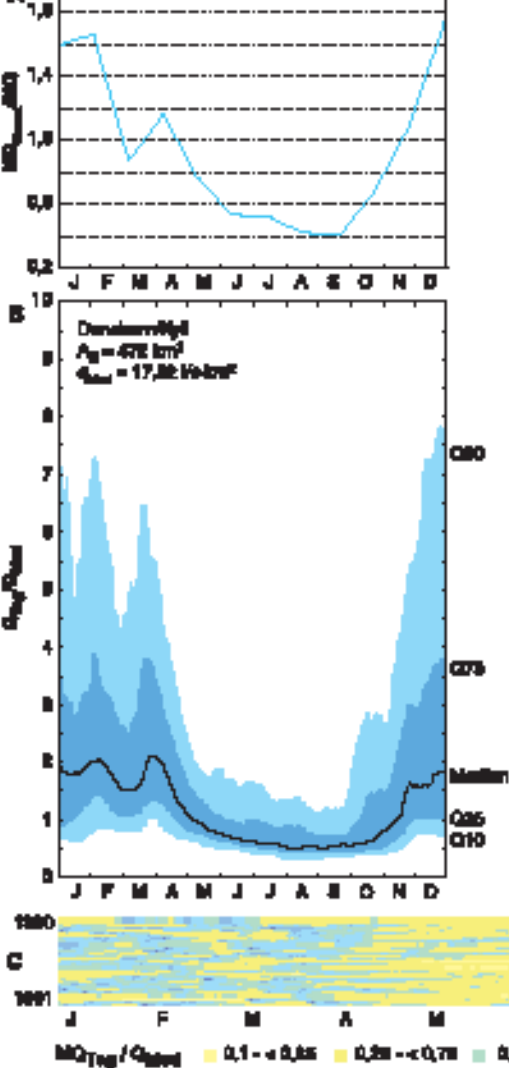


Abb. 1 Darstellung einer 30jährigen Pegelzeitreihe: (A) Regime nach Pardé, (B) Referenzdiagramm, (C) farbkodierte Tageswertdarstellung (Pegel Densborn an der Kyll)

Neben der bildlichen Diagrammform in der Karte wurde vor allem zu räumlichen Analyse-zwecken auch eine farbkodierte Visualisierung der Zeitreihen in Rasterfelddarstellung gewählt. Sie repräsentiert beispielsweise die einzelnen Tageswerte einer mehrjährigen Zeitreihe als Verhältnis zum Median (Mittelwert) ($Q_{\text{Tage}}/Q_{\text{Med}}$). Damit ist es möglich, in beliebiger Auflösung von Tagen, Wochen und Monaten bis hin zum Jahr sowie über die verschiedenen Jahre hinweg eine Vorstellung über den jeweiligen Abfluss und dessen zeitliche Entwicklung zu erhalten. Neben den klassischen Regimetypen kann man deutlich beispielsweise sehr dynamische oder auch gedämpfte Systeme unterscheiden. In Abbildung 1 werden beispielhaft für einen Pegel die verschiedenen Darstellungsformen gegenübergestellt, die – unterschiedlich komplex – unterschiedliche Aussagen für einen Pegel erlauben.

Ein weiterer Aspekt der vorliegenden Analyse der Durchflusszeitreihen stellt die räumliche Vergesellschaftung ähnlichen Abflussverhaltens dar, d.h. benachbarte Gebiete zeigen ein ähnliches

Abflussverhalten hinsichtlich ihres mittleren Jahresganges und der damit einhergehenden Variabilität. Für die Raumabgrenzung werden Ergebnisse von Clusteranalysen verwendet. Eingesetzt wurden hochdimensionale hierarchische Clusteranalysen auf Variablen (Median-normierte Pegelzeitreihen und daraus abgeleitete Wertereihen) mit verschiedenen Clusterverfahren und unterschiedlichen Abstandsmaßen. Verschiedene Verfahren und Abstandsmaße haben unterschiedliche Ergebnisse zur Folge, was beispielsweise dazu benutzt wurde, fehlerhafte Datensätze oder Ausreißer zu identifizieren, die in späteren Untersuchungen oder Interpretationen ggf. mit Vorsicht behandelt werden müssen. Es entstehen räumlich kohärente Cluster, deren Anzahl und Größe allerdings nicht durch das Verfahren bestimmt werden. Aus Anschaulichkeitsgründen wurden daher zuletzt Clusterzahlen von 20 bis 30 vorgezogen. Anhand der vorliegenden 30- und 14jährigen Reihen wurden die Clusterzuordnungen stichprobenartig geprüft und weitere Untersuchungen zur Verfeinerung der räumlichen Klassifikation durchgeführt. Die skizzierten Regionen stellen somit gleichzeitig das Ergebnis dieser Clusteranalysen sowie subjektiver Plausibilitätsprüfungen beispielsweise anhand der Referenzdiagramme dar.

Somit werden Regionen ausgeschieden, deren Einzugsgebiete zwar in der Intensität der Reaktion auf Ereignisse wie beispielsweise Schneeschmelze, Regen oder Trockenheit durchaus unterschiedlich stark reagieren können, die aber im wesentlichen in der zeitlichen Abfolge verschiedener Abflusszustände (Auslaufverhalten, Hochwasser, Niedrigwasser) ein ähnliches Verhalten aufweisen.

Zur Kartendarstellung

Karte 3.11 zeigt Referenzdiagramme mit den Ergebnissen der Häufigkeitsanalysen ausgewählter Pegelzeitreihen. Sie enthalten die auf den langjährigen medianen Durchfluss Q_{Med} normierten und gleitend 20tägig geglätteten täglichen Werte der Quantile Q10, Q25, Median, Q75 und Q90 als Jahresreihe bezogen auf das Kalenderjahr. Die angegebene mediane Abflussspende q_{Med} gibt Hinweise auf die Abflusshöhe der Region und erlaubt – zusammen mit dem Kurvenverlauf im Referenzdiagramm – zu beliebigen Zeitpunkten im Jahr die Berechnung von Abflussspenden. Über die ebenfalls angegebene Einzugsgebietsfläche A_E können Abflüsse von Teileinzugsgebieten ($Q = q_{\text{Med}} \cdot A_E / 1000$ in m^3/s) bzw. Durchflüsse an Gewässerquerschnitten geschätzt werden.

Für die Referenzdiagramme wurden Pegel ausgewählt, die in den jeweiligen Regionen ein „typisches Bild“ zeigen, d.h. charakteristisch für die dortigen Verhältnisse sind. Gleichzeitig wurde darauf geachtet, dass sie mittlere Einzugsgebietsgrößen von ca. 200 bis 800 km^2 besitzen, da kleine Einzugsgebiete bei ähnlichen Einzugsgebieteigenschaften erwartungsgemäß stärker auf hydrometeorologische Ereignisse reagieren und infolgedessen häufig ein etwas pointierteres Verhalten zeigen. Große Einzugsgebiete zeigen meist einen gedämpfteren Abflussgang. Schließlich wurde versucht, soweit möglich die in einer Region am wenigsten durch Abflussregulierungen beeinflussten Pegel auszuwählen. Von diesen Kriterien ausgenommen sind beispielsweise die magentafarben gehaltenen Referenzdiagramme der großen Flüsse Donau, Rhein und Elbe, die in ihrem Verlauf ein komplexes Abflussregime zeigen und aufgrund ihrer wasserwirtschaftlichen Bedeutung und zu Vergleichszwecken mit aufgenommen wurden. Weser und Ems behalten demgegenüber weitgehend den Abflussgang ihrer Quellregion bis in Küstennähe.

Die Großräume ähnlichen Abflussverhaltens zeigen eine große Übereinstimmung mit den „Hydrogeologischen Regionen“ Norddeutsches Tiefland, Mittelgebirge, Voralpen und Alpen, wie sie in der Atlasafel 5.1 angegeben sind. Auch innerhalb der Regionen der Karte 3.11 gibt es Unterschiede zwischen den untersuchten Pegeln, die beispielsweise die Abflusshöhen der Quantile zu bestimmten Zeitpunkten betreffen und somit bei sehr detaillierter Betrachtung jedes Einzugsgebiet zum Individuum werden lassen. Für die Gewässer einer Region gilt in der Regel, dass die relative Ähnlichkeit hinsichtlich der zeitlichen Abfolge unterschiedlicher Abflusszustände größer ist als die absolute Höhe der ausgewiesenen Quantile, insbesondere der Q75 und Q90.

Den Referenzdiagrammen sind Flächen (unscharf hinterlegt, die etwa den Gültigkeitsräumen der Referenzpegel entsprechen („allochthone Regime“). Aufgrund der unzureichenden Dichte von Pegeln mit langjährigen Durchflussdaten sind insbesondere im Gebiet der Neuen Bundesländer die Regionen wenig differenziert bzw. Lücken in der Flächenausweisung zu finden. Regionen, die einen stark gedämpften Abflussgang zeigen (überwiegend gekennzeichnet durch mächtige quartäre Schotterablagerungen), sind farblich unterschieden. Die Sonderfarbe in den Referenzdiagrammen entlang der Ströme Rhein, Donau und Elbe deuten wie die Farbänder die komplexen allochthonen Regime an.

Auffällig sind die gesattelten (vor-) alpinen Regionen, die auf engem Abstand von den Hochalpen ins Alpenvorland einen starken Wechsel aufweisen (unterschiedlicher Schnee- und Grundwasserspeichereinfluss). In dieser Abfolge können die klassischen Regimetypen angetroffen werden, wobei im Gegensatz zu den Nachbarländern Schweiz oder Österreich ein glaziales Regime kaum zu finden sind. Der überwiegende Teil Deutschlands ist dagegen dem pluvialen Typ (teilweise mit nivalem Einfluss in den Mittelgebirgen) zuzuordnen.

Praktische Hinweise

Die Referenzdiagramme sind auf das Kalenderjahr abgestimmt, um die visuelle Erfassung des Kurvenverlaufs und darüber hinaus internationale Vergleiche zu vereinfachen. Betrachtet man den vieljährigen Gang des Durchflusses an verschiedenen Pegeln und setzt diese in Bezug zu den bisher üblichen Regimekurven, zeigen sich Unterschiede in der zeitlichen Auflösung wie auch in der Höhe der ausgewiesenen mittleren Abflusshöhe zu einer bestimmten Jahreszeit. Die auf Tageswertbasis berechneten Koeffizienten (Referenzdiagramme) zeigen erwartungsgemäß oft größere Amplituden zwischen maximalen und minimalen Koeffizienten als die nach Pardé berechneten MQ_{Monat}/MQ . Daher sind die hier repräsentierten Diagramme bzw. darin enthaltenen Werte auch nicht direkt mit Pardé-Diagrammen und ähnlichen aggregierten Monatswerten vergleichbar. Vorteile liegen in der weitgehenden Trennung von Lage- und Streuungsmaßen (Abflusshöhe und Variabilität) und in einer höheren Zuverlässigkeit der zu erwartenden Abflusshöhen, insbesondere da die eher extremen Abflussereignisse üblicherweise nur mit größeren Fehlern erfasst werden können und bei der hier durchgeführten häufigkeitsanalytischen Betrachtung in der Regel unberücksichtigt bleiben.

Auf eine Bezeichnung der charakteristischen Regime hinsichtlich ihrer Einflussfaktoren (glazial, nival, pluvial, etc.) oder nach ihrer Lage (z.B. ozeanisch, kontinental, aber auch beispielsweise Südschwarzwald, Harz, etc.) wird hier bewusst vor dem Hintergrund verzichtet, dass der Großteil Deutschlands dem pluvialen Typ – teilweise mit nivalem Einfluss – entspricht und die Übergänge zwischen den ausgewiesenen Regionen nur graduell sind. Stattdessen werden die Regionen aufgrund des auffälligen Verhaltens unterschiedlicher Abflussdämpfung unterschieden.

Die große Übereinstimmung der hier ausgeschiedenen Regionen mit Raumgliederungen, die als einen Hauptfaktor die Geologie des Untergrundes berücksichtigen, bestätigt den großen Einfluss der Speichereigenschaften des Untergrundes neben den weiteren Einzugsgebieteigenschaften wie hydrometeorologische Randbedingungen und Höhenlage.

Zumindest ansatzweise resultiert aus dieser Regimeausweisung eine Raumgliederung mit Regionen vergleichbaren Abflussverhaltens und damit vergleichbaren Abflussprozessen, die die Regionalisierung von Abflussskennwerten aber auch beispielsweise von abflusswirksamen Prozessen von Seiten der großräumigen Betrachtung unterstützen könnte. Der Schwerpunkt liegt hier auf dem mittleren Verhalten und nicht im Bereich der Extreme, d.h. der Hoch- und Niedrigwasserabflüsse.

3.11 Runoff Regimes – Seasonal and Interannual Variation of Runoff

The runoff regime is a product of the temporal variation of the water balance in a catchment area and is, therefore, influenced by all the factors that control runoff. Runoff regimes take into account the periodical discharge behaviour during the year, maximum and minimum flow periods, extreme flows over an extended observation period, and the frequency distribution of characteristic hydrological discharge values. For example, the knowledge of periodical occurrences of high or low-flows, or the reliability of a specific discharge for a given time or season, might be of special interest in water resources management (power stations, dilution of discharges etc.). The given runoff regime is moulded by the natural boundary conditions and can be modified by anthropogenic influences in the river basin (e.g., weirs, bypasses).

There is a long tradition of research dealing with characterisation of rivers using runoff regimes. Pardé (1920, 1933) in France, Keller (1968) in Germany, Grimm (1968), Aschvanden & Weingartner (1986) in Switzerland, or Mader et al. (1996) in Austria studied the flow characteristics of rivers.

Overall, runoff regimes are dependent on a wide variety of factors (e.g. precipitation depth and distribution, geology, relief, soil properties, land cover, size of catchment area, evapotranspiration) that can influence the storage properties of a catchment area, their replenishment, and depletion. When viewed in detail, these boundary conditions are individual for each catchment area. All regime analyses approaches, therefore, attempt to show similarities or distinguish among rivers and their basins using statistical figures for level and variability (runoff depth and discharge variability).

As first published by Pardé, the basis for most of the investigations are monthly mean values ($\overline{MQ}$ 3.9), which are usually correlated with the long-term arithmetic mean (quotient MQ_{median}/MQ , Pardé regime) and the timing and magnitude of the resulting minimum and maximum coefficients. Year diagrams composed of the twelve monthly values (Fig. 1A) show characteristic curves that can conventionally be classified by the influence of, e.g., dry periods, or runoff from glaciers (glacial) or snow cover (nival), or mainly rain (pluvial), with transitional types.

This recent investigation of the German rivers aims to show the characteristic runoff regime of regions in relation to the mean level as well as to its variability. The methods used are based on daily time series and allow for more detailed statistical analyses.

Methodology

The database for the present analyses is based on daily discharge values from gauges with long time series (1961–1990 and 1976–1989, respectively). Testing for comprehensiveness and plausibility left approx. 470 datasets with 30-year time series and approx. 850 datasets with 14-year time series. The shorter time period was needed to somewhat alleviate the uneven spatial distribution of available gauging records in Germany. The statistical values (e.g., mean values, quantiles) naturally differ slightly from the long-term 30-year values, but relative figures and regional associations are still valid considering the reduced stability of the shorter time period.

There is usually a high dynamic in discharge time series associated with a high variability in time steps of days as well as years for example. Nevertheless, the time series show certain persistence types that validate the term of “runoff regime”. The approaches with a monthly basis (the Pardé regime and comparable investigations) used so far consider only part of the issue. The convention of using monthly means – due to a certain compulsion for abstraction and to data that is often only roughly resolved temporally – allows a general characterisation of long-term discharge behaviour (level). At such a high level of abstraction, admittedly arbitrary to a degree, variations from day to day or within different years cannot be taken into account.

The new method, based on reference diagrams, quantifies the magnitude and variability of river discharge at a high temporal resolution using statistical level and variability values. To compare the curves of different gauges or basins and to eliminate the influence of differing catchment areas and runoff depths, daily discharge values are normalised with the long-term median of flow ($Q_{\text{day}}/Q_{\text{median}}$). Quantiles are simple and robust figures (hardly or not at all influenced by extreme values, which tend to be more error-prone) to describe the level of a distribution. The median is especially suitable for describing the mean discharge. Additionally, the graphic solution with bands around the median provides a measure for quantile distance, a common variability figure in statistics. Quantile distances are relatively robust in relation to other variability figures (e.g., standard deviation), since they are far less affected by extreme or missing values. Using the quantiles 10%, 25%, 75%, and 90% (Q10, Q25, Q75, and Q90), 80% (Q90 – Q10) or 50% (Q75 – Q25) of the anticipated discharge rates can be estimated. The bands are smoothed by a period of 20 days to achieve more stability in the diagrams and to ease comparability.

Aside from the diagram in the map, there is also a colour-coded grid visualisation of the time series for spatial analyses purposes. It allows for a representation of, e.g., daily values in a multi-year time series, expressed as coefficients $Q_{\text{day}}/Q_{\text{median}}$. In this way, it is possible to apprehend the discharge figures at any time scale of days, weeks, months, or years, and to identify the classical regime types, like glacial, nival, or pluvial, as well as highly dynamic or, instead, damped systems. Figure 1 shows the different representations of the runoff regime for a given gauge, which allow differing conclusions according to complexity.

Another aspect of the present investigation is the spatial association of similar runoff behaviour, i.e. adjacent catchment areas show comparable runoff regimes in terms of mean discharge around the year and of relevant variability. To segregate areas of similar behaviour, the results of cluster analyses have been used. Highly dimensional cluster analyses on variables were conducted with median-standardised time series (and derived figures) using different cluster algorithms and distance measures. Differing cluster methods and distance measurements yield differing results, which were used, for example, to identify erroneous or freak datasets that must be treated with caution during subsequent research or interpretation. The clustering produces spatially coherent groups of gauging stations, but the number and size of clusters cannot be assessed by this method. For the purposes of clarification, therefore, cluster numbers of 20 to 30 were preferred. The clusters were tested randomly based on the 30 and 14-year series, and further investigation to improve the spatial classification was carried out. The drafted regions thus simulta-

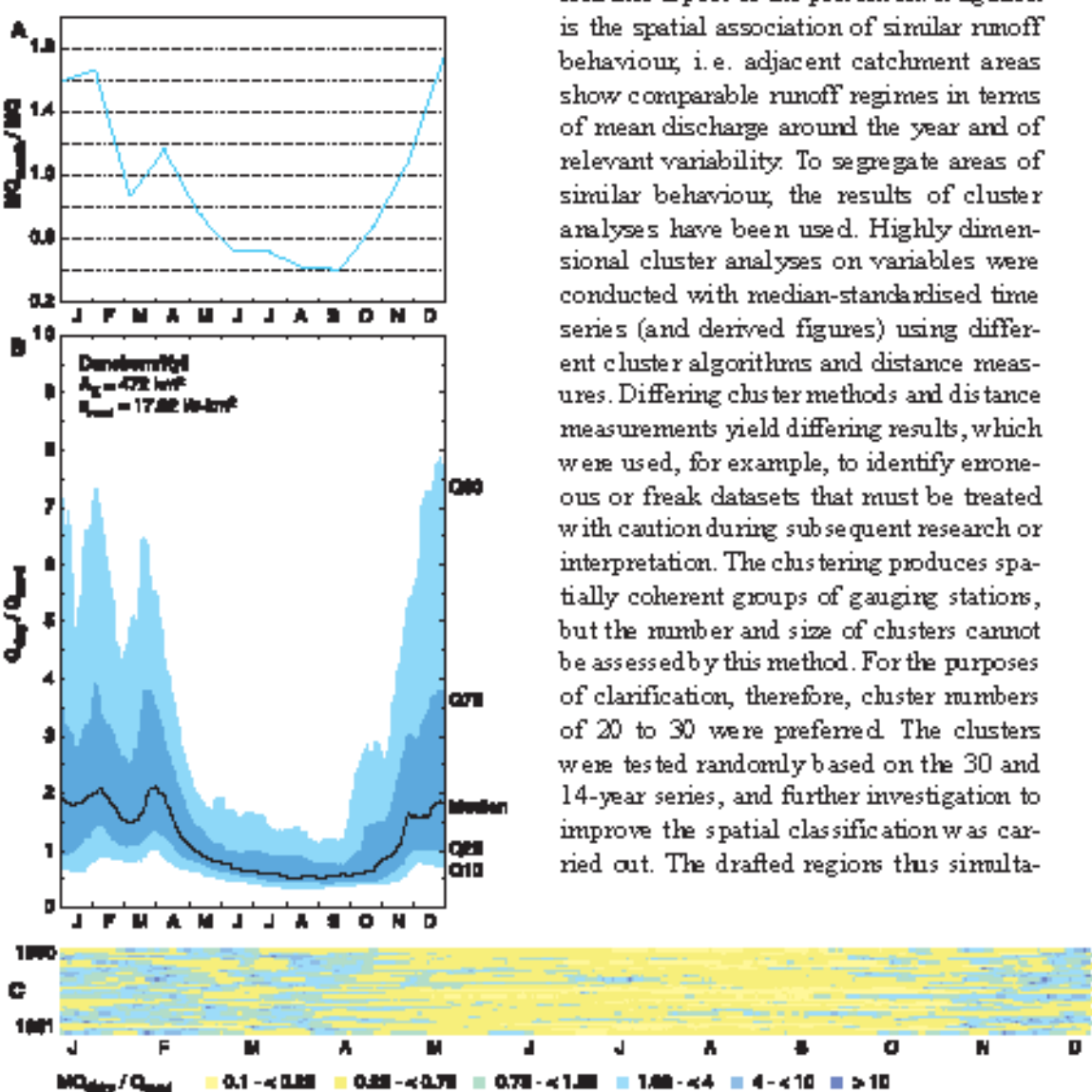


Fig. 1 Representation of a 30-year time series of a gauging station: (A) regime after Pardé, (B) reference diagram, (C) colour coded representation of daily values (Densborn at Kyll River)

neously represent the result of these cluster analyses as well as subjective plausibility testing based, for example, on the reference diagrams.

The regions comprise areas that can differ in the intensity of their reaction to a certain event like snowmelt, rain, or dry periods, but show very similar behaviour in the succession of various flow conditions (e.g. phase out, floods, or low-flows).

Map Structures

Map 3.11 shows reference diagrams with the results of the frequency analyses of selected river gauging records. The 20-day-smoothed and median-standardised values of the median discharge Q_{median} are surrounded by the quantiles Q10, Q25, Q75, and Q90 in a year-round representation. The stated figure of the median specific discharge q_{median} provides a clue to the mean regional runoff depth and – in combination with the diagram curves – allows for the calculation of specific discharges at any time. Additionally, the quoted catchment area A_E can be used to estimate the runoff of sub-basins or flows at given river stretches ($Q = q_{\text{median}} \cdot A_E / 1000$ in m^3/s).

The selected reference diagrams represent gauging stations which, in their respective regions, show a typical pattern, i.e. are characteristic for the regional conditions. At the same time it was made certain that they possessed medium-size catchment areas of between around 200 to 800 km^2 , since smaller catchment areas show more pronounced reactions to hydrometeorological events than larger ones. Large river basins tend to show damped runoff behaviour. Heavily influenced (e.g. by flow regulation) gauging stations were avoided as far as possible. The magenta reference diagrams of the Rhine, Elbe, and Danube Rivers are exceptions, and show complex (allochthonous) regimes; they are represented due to their importance in water resources management and for comparison purposes. The Weser and Ems Rivers, on the other hand, maintain one regime from their sources almost all the way to their mouths at the North Sea coast.

The regions of similar runoff characteristics show extensive agreement with the “hydrogeological regions” of the north German lowlands, German uplands, alpine foothills, and Alps (Map 5.1). There are discrepancies between the analysed gauging stations within the regions on Map 3.11, too: for example, the quantile discharge at given times, which, in a very detailed view, makes each catchment area individual. The rivers of a region usually show a closer similarity in the consecutive series of different discharge states than in the absolute height of the quantiles: quantiles Q75 and Q90 especially can differ more widely.

The backgrounds of the reference diagrams are blurred coloured areas, which encompass roughly the areas of the reference diagrams (autochthonous regimes). Predominantly in the territory of the new Federal States (formerly East Germany), there is a lack of gauging stations with long-term time series, which leads to only rough regional classification, with gaps. Regions showing a pronounced damping of runoff variability (areas with sizeable Quaternary gravel deposits) are coloured differently. The special colour in the reference diagrams of the Rhine, Danube, and Elbe Rivers, like the colour bands, indicates the complex allochthonous regimes of these rivers.

On the map, the staggered alpine regions (and alpine foothills) stand out. Over a short distance, they show a rapid change from the high Alps to the foreland (changing impacts of ice and snow cover and the damping effect of large groundwater reservoirs in the glacial deposits). It is only in this sequence, with its pronounced variation in relief, that the classical regime types are seen in Germany, with the restriction that pure glacial regimes, as in Switzerland or Austria, are hard to find. Most of the territory of Germany can be allocated to the pluvial type (partly with nival effects in the higher uplands).

Practical Information

The reference diagrams are adapted to the calendar year to ease visual recognition of the curves and allow for international comparisons. The year-round discharge representation of different gauging stations exhibits differences between the classic regime curve representation and the reference diagrams. These differences appear in the temporal resolution as well as the represented mean discharge for a given time of the year. As expected, the computed daily coefficients in the reference diagrams often show wider amplitudes between maximal and minimal coefficients than the Pardé-type MQ_{median}/MQ coefficients. Therefore, these reference diagrams or the values they contain cannot be compared directly with Pardé diagrams or similar, aggregated evaluations on a monthly basis. Advantages of the new representation are the separation of state and variability (runoff depth and discharge variability) as far as possible, as well as a higher reliability of the anticipated discharge; particularly as extreme discharge events can usually be recorded only with considerable errors and are generally left out by the frequency-analyses approach applied here.

There has been no indication of the characteristic regimes in relation to the influencing factors (glacial, nival, pluvial, etc.) or dependent on their location (oceanic or continental, Black Forest or Harz, etc.), because most of Germany corresponds to the pluvial type – with local nival influences as mentioned – and there are smooth transitions between the regions. Instead, the regions have been differentiated based on the obvious behaviours of different runoff damping.

The widespread agreement of the indicated regions with landscape segregations, which use subsurface geology as a main separation criterion confirms the huge influence of the storage properties of the ground and other catchment characteristics, like hydrometeorological boundary conditions and elevation.

At least in a rudimentary way, this regime regionalisation can be used as a spatial segregation with regions of similar runoff characteristics and, therefore, runoff processes that are comparable from a large scale view. The emphasis of this investigation is on average conditions, not on extremes of flood or low-flows.