

## Der Wasserhaushalt des Draugebietes

Von Hans STEINHÄUSSER

Untersuchungen des Referenten der Fachgruppe für Meteorologie und Hydrographie über den Wasserhaushalt österreichischer, insbesondere Kärntner Flußgebiete brachten Ergebnisse, über die im folgenden nur auszugsweise berichtet werden kann.

Wasserbilanzen von Flußgebieten werden aufgestellt, um einen zahlenmäßigen Zusammenhang zwischen dem Wasser eines Flußgebietes, das als Niederschlag, Tau oder Reif zur Erde gelangt, und den Ausgabeposten, dem durch Bäche und Flüsse davon abfließenden und dem verdunstenden Wasser sowie den Wasservorräten im Einzugsgebiet, zu gewinnen. Solche Wasserbilanzen gestatten dann zum Beispiel, für Wasserkraftprojekte die Wasserdarbietung von Gewässern und somit das Wasserkraftpotential eines Flußgebietes allein aus dem im allgemeinen hinreichend genau bekannten Gebietsniederschlag zu ermitteln. Als einfache Grundgleichung ergibt sich zwischen den mittleren Jahreshöhen des Gebietsniederschlages  $h_N$ , der Gebietsverdunstung  $h_V$  und des Abflusses  $h_A$  eines Einzugsgebietes bis zu dem betrachteten Meßprofil

$$h_N = h_V + h_A \dots \dots \text{Gleichung 1.}$$

Diese drei Wasserhöhen, die gewöhnlich in Millimetern pro Kalender- oder Abflußjahr gemessen werden, denkt man sich gleichmäßig über das Einzugsgebiet verteilt.

Die Gleichung 1 gilt nur für die mittleren Jahreswerte längerer Beobachtungsreihen. Bei Untersuchung der mittleren Wasserhöhen für kürzere Zeiträume, Jahreszeiten oder Monate, ist noch eine Wasserhöhe der Vorratsänderung  $h_R$  einzuführen, die berücksichtigt, daß zu gewissen Zeiten des Jahres einerseits Wasservorräte im Grundwasser angelegt oder verbraucht werden, andererseits daß während des Winterhalbjahres oberirdische Schneevorräte gespeichert werden, die dann im Frühjahr, im Hochgebirge auch noch im Frühsommer, bei der Schneeschmelze den Abfluß zusätzlich speisen. Es gilt dann die Gleichung

$$h_N = h_V + h_A + h_R \dots \dots \text{Gleichung 2,}$$

aus der sich dann zum Beispiel ergibt, um wieviel die Abflußhöhe  $h_A$  im Winter dadurch kleiner wird, daß eine Schneedecke aufgebaut

wird ( $h_R > 0$ ) oder um wieviel der Abfluß im Frühjahr durch die Schneeschmelze gesteigert wird ( $h_R < 0$ ). Im langjährigen Jahresdurchschnitt gleichen sich die Vorratsänderungen aus, weil in Flußgebieten keine ständig anhaltende Änderung der Schnee- oder Grundwasservorräte eintreten kann. In Flußgebieten, in denen Niederschlag und Abfluß durch Beobachtung und Messung täglich ermittelt werden, kann zunächst die Jahresverdunstung mittels Gleichung 1 berechnet werden, Rücklage oder Aufbrauch der Wasservorräte  $h_R$  in den einzelnen Monaten dann aus Gleichung 2, da die prozentuale Aufteilung der Jahres-Verdunstungshöhe auf die einzelnen Monate für Flußgebiete verschiedener Höhenlage erfaßt werden kann (W. MÜLLER 1964; H. STEINHÄUSSER 1970 und 1972). Im Literaturverzeichnis wird nur auf die neuesten diesbezüglichen Arbeiten, in denen sich Hinweise auf ältere Arbeiten finden, hingewiesen.

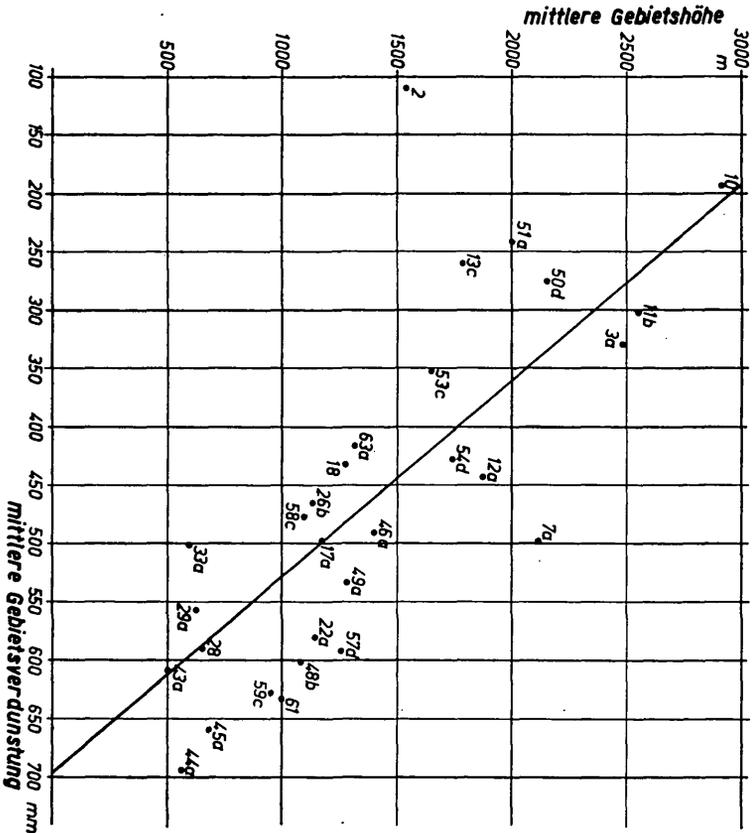


Abb. 1: Beziehung zwischen Jahres-Gebietsverdunstung und mittlerer Seehöhe österreichischer Flußgebiete

Tabelle 1 (Mittelwerte der Jahres-Gebietsverdunstung und der Gebietshöhe österreichischer Einzugsgebiete):

Nr. Gewässer und Profil	Gebietsgröße km <sup>2</sup>	Gebietshöhe m	Gebiets- verdunstung h <sub>v</sub> mm
2 Ill bei Gisingen	1285	1540	(110)
3a Faggenbach bei Platz	191	2480	329
7a Sanna bei Bruggen	727	2115	498
10 Venter Ache bei Vent	165	2915	194
11b Örtztaler Ache bei Tumpen	791	2550	(302)
12a Sill bei Reichenau	859	1870	443
13c Ziller bei Straß	1137	1785	(260)
17a Lammer bei Obergäu	400	1175	497
18 Saalach bei Jettenberg	949	1276	432
22a Salza bei Wildalpen	592	1140	580
26b Enns bei Enns	6071	1130	465
28 Ybbs bei Amstetten	1102	650	590
29a Erlauf bei Wieselburg	578	625	557
33a Kamp bei Stiefern	1493	595	501
43a Raab bei Feldbach	690	500	608
44a Lafnitz bei Dobersdorf	923	560	694
45a Feistritz bei Fürstenfeld	848	680	659
46a Mur bei Leoben	4392	1400	491
48b Mürz bei Bruck	1509	1080	602
49a Mur bei Frohnleiten	6548	1280	533
50d Isel bei Lienz	1198	2150	275
51a Möll bei Kolbnitz	1044	2000	241
53c Lieser bei Spittal	1035	1645	352
54d Drau bei Villach	5266	(1740)	428
57d Gail bei Federaun	1305	1257	592
58c Vellach bei Miklauzhof	194	(1095)	477
59c Gurk bei Gumisch	2555	950	(628)
61 Lavant bei Krottendorf	954	995	633
63a Drau mit Lavant bei Lavamünd	12021	1315	416

Von vielen Flußgebieten liegen zwar keine Abflußbeobachtungen vor, wohl aber gestatten längere Niederschlagsreihen, zunächst den Wert des Gebietsniederschlags  $h_N$  zu ermitteln. Will man dann das Wasserkraftpotential eines solchen Flußgebietes aus der Abflußhöhe  $h_A$  in Gleichung 1 abschätzen, dann müßte man in der Lage sein, einen wahrscheinlichen Wert der Gebietsverdunstung  $h_v$  in Ansatz zu bringen. Für Flußgebiete niederer Lage der Alpen läßt sich dann ein ähnliches Abflußverhalten erwarten, wenn sie gleichartige, zumindest ähnliche Klimabedingungen und Abflußtypen aufweisen. Nun sind aber die Flußgebiete Österreichs hydroklimatisch recht differenziert, vor allem infolge der Vielgestaltigkeit des Klimas, des Reliefs, der geologischen Verhältnisse und der Vegetation. Diese Einflüsse bewirken u. a. eine Höhenabhängigkeit der

Jahres-Gebietsverdunstung. Zur Untersuchung des mathematisch-statistischen Gesetzes dieser Abhängigkeit der Jahresverdunstung der einzelnen Einzugsgebiete (bis zu den Meßprofilen des Abflusses gerechnet) von deren mittlerer Seehöhe wurde das Grundlagenmaterial, und zwar Werte von  $h_N$  und  $h_A$  österreichischer Stationen innerhalb und außerhalb der Alpen, u. a. einer Veröffentlichung des Hydrographischen Zentralbüros „Abflußmengen österreichischer Gewässer“ entnommen. Die Werte sind in Tabelle 1 zusammengestellt und in Abbildung 1 dargestellt.

Da aber diese Beobachtungsreihen aus verschiedenen Zeiträumen dieses Jahrhunderts gewonnen sind und verschiedene Längen aufweisen, wäre eine neue Untersuchung dieser Abhängigkeits-Beziehung mittels neuen, homogenen, aus gleichen Zeiträumen stammenden Beobachtungsmaterials von  $h_N$  und  $h_A$  wünschenswert. Wie Abbildung 1 zeigt, ergeben die Werte der Tabelle 1, wobei  $h_V$  aus Gleichung 1 ermittelt wurde, als statistischen Zusammenhang zwischen Gebietsverdunstung und mittlerer Seehöhe der Einzugsgebiete eine lineare Beziehung mit der Näherungsgleichung

$$h_V = 700 - 0,17 X \text{ (Seehöhe } X \text{ in m) } \dots \text{ Gleichung 3}$$

mit einem Korrelationsmaß dieser Beziehung  $r = -0,71 \pm 0,09$ , das bei künftiger Verwendung einheitlicheren Materials sicherlich verbessert werden könnte.

Wie Abbildung 1 zeigt, nimmt die Gebietsverdunstung mit wachsender Gebietshöhe merklich ab, nach Gleichung 3 um jeweils 170 mm in einem um 1000 m höher gelegenen österreichischen Flußgebiet. Von den Verdunstungswerten der Tabelle 1 entsprechen die der Venter Ache bei Vent mit einer Gebietshöhe von 2915 m ü. A.  $h_V = 194$  mm und in niederen Lagen die der Raab bei Feldbach (Höhe 500 m) mit  $h_V = 608$  mm etwa der Gleichung 3. Von Zuflüssen des Draugebietes hat das Iselgebiet die Wertepaare  $X = 2150$  m,  $h_V = 275$  mm, in niedriger Höhenlage das Gurkgebiet  $X = 950$  m,  $h_V = 628$  mm. Aus Gleichung 3 ergeben sich als Durchschnittswerte österreichischer Einzugsgebiete die in Tabelle 2 angegebenen.

Tabelle 2:

Mittlere Gebietshöhe X	500	1000	1500	2000	2500	3000 m
Mittlere Gebietsverdunstung $h_V$	615	530	445	360	275	190 mm/Jahr

Danach würden in einem Einzugsgebiet des Hochgebirges von 3000 m mittlerer Höhenlage 190 mm pro Jahr verdunsten. Rechnet man mit einer mittleren Niederschlagshöhe von 2600 mm, so würden also  $190/2600 = 7,3\%$  des Jahresniederschlags verdunsten, gemäß Gleichung 1  $2410/2600 = 92,7\%$  abfließen. Für ein Gebiet der

mittleren Höhenlage von Klagenfurt würden bei einem mittleren Jahresniederschlag von 1000 mm gemäß Tabelle 2 etwa  $620/1000 = 62\%$  verdunsten, daher nur 38 % abfließen.

Die empirisch abgeleitete Gleichung 3 läßt sich mit der Grundgleichung 1 zur Schätzung des Wasserkraftpotentials eines Flußgebietes, von dem keine Abflußreihen vorliegen, verwerten. Hierzu erhebt sich die Frage, inwieweit aus den Beobachtungen der Tabelle 1 und Abbildung 1 zu entnehmende Abweichungen der Verdunstung einzelner Flußgebiete von Fehlern der Werte  $h_N$  und  $h_A$ , insbesondere des Gebietsniederschlages in höheren Einzugsgebieten, herrühren oder durch regionale hydrographische oder geologische Besonderheiten bedingt sind, und dann noch jene, in welchem Maße zur praktischen Anwendung der vermutlich wahre Wert der Wasserbilanzgrößen im Projektierungsgebiet durch Korrektur der Verdunstungstreuung angenähert werden könnte. Tatsächlich erkennt man in Abbildung 1 gruppenweise ähnliche Anordnungen der Abweichungen von der hydrographischen Beziehungsggeraden zwischen Verdunstung und Seehöhe in benachbarten oder hydrographisch ähnlichen Flußgebieten. So bleibt bei folgenden Drauzufüssen die Gebietsverdunstung unter den für die Höhenlage durchschnittlichen Werten: 50d Isel, 51a Möll, 53c Lieser, 63a Drau mit Lavant; über Durchschnitt bei 57d Gail, 59c Gurk und 61 Lavant. Spezielle Untersuchung der geographischen Abhängigkeit der Abweichungen mit neuerem Beobachtungsmaterial wäre erfolgversprechend.

Unter den vielen Ursachen der Abnahme der Gebietsverdunstung mit wachsender Seehöhe sind die vielgestaltigen Landschaftsformen Österreichs, der Wechsel von Mittelgebirgs-, Hochgebirgs- und Beckenlandschaft in den verschiedenen Flußgebieten, deren mittlere Gebietshöhen bis 3000 m ü. A. hinaufreichen, ferner große hydrologische, hydraulische und klimatische Einflüsse maßgebend. Untersucht man zunächst die physikalischen und meteorologischen Ursachen dieser Höhenabhängigkeit, so ist von grundlegender Bedeutung, daß die potentielle Verdunstung von einer Wasseroberfläche oder von einem Meßgerät zur Bestimmung der Wasserverdunstung (Evaporimeter) ähnlichen Gang der Höhenabhängigkeit der Verdunstung an Stationen verschiedener Höhenlage aufweist wie die aktuelle Gebietsverdunstung. Bei der potentiellen Evaporation wie bei den Evaporimetern verdunstet ständig Wasser von einer feuchten Oberfläche, während bei der aktuellen Gebietsverdunstung der Wasserbedeckungsgrad der verdunstenden Oberfläche im Mittel wesentlich kleiner ist und in ariden Gebieten über längere Zeitperioden des Jahres kein Wasser von trockenem Boden verdunsten kann. Noch stärkerer Wasserentzug als bei der potentiellen, das heißt bei ständiger Wasserzufuhr möglichen Verdunstung tritt bei der Evapotranspiration ein, das ist die Verdunstung von einer vollständig mit

Vegetation, die stets Wasser zur Verfügung hat, oder von Wasserpflanzen bedeckten Fläche.

Die Gesetze der potentiellen Verdunstung von einer wohldefinierten feuchten Oberfläche lassen sich theoretisch exakt erfassen. Danach ist die mittlere verdunstende Wassermenge  $W$  in Milligramm pro Quadratcentimeter und Minute

$$W = \frac{\alpha_L}{c_p} \cdot (0,623 \cdot \frac{E - e_L}{b}) \dots \dots \text{Gleichung 4}$$

(G. HOFMANN 1964) abhängig vom Gefälle der spezifischen Feuchte (Klammerausdruck) zwischen der verdunstenden Oberfläche (Dampfdruck  $E$ ) und der Luft (Dampfdruck  $e_L$ ) unter dem Luftdruck  $b$  [diese drei Größen in gleichen Einheiten entweder in Torr (mm) oder in Millibar]; ferner von der Wärmeübergangszahl  $\alpha_L$ , der gleichen Größe wie beim Wärmeübergang mit einem Strom fühlbarer Wärme; ferner von der spezifischen Wärme  $c_p$ . Die beiden Größen

dieser Verdunstungsformel  $\alpha_L$  und  $0,623 \cdot \frac{E - e_L}{b}$  nehmen aber mit

wachsender Seehöhe ab:  $\alpha_L$  ist einer gebrochenen Potenz des Luftdruckes proportional, wenn auch die Windgeschwindigkeit und damit die Ventilation verdunstender Flächen mit der Seehöhe wächst. Nur bei gewissen Wetterlagen mit sehr trockener Luft in größerer Höhe kann die Verdunstungsabnahme mit der Höhe verwischt werden oder gar eine Zunahme in einzelnen Höhenlagen eintreten.

Auch von Klagenfurt liegen Messungen der potentiellen Verdunstung vor, deren Ergebnisse in früheren Arbeiten des Verfassers besprochen wurden: eine vierzigjährige im Landesmuseum mit der Wildschen Waage gewonnene Reihe, ferner eine kürzere Reihe der Wann Verdunstung vom Flugplatz in Klagenfurt. Die Werte für die Wintermonate (Eisdecke) wurden aus dem Sättigungsdefizit dieser Monate, das aus den Temperatur- und Feuchtwerten bei den täglichen Wetterbeobachtungen ermittelt wurde, ergänzt.

Die Höhenabhängigkeit der tatsächlichen Gebietsverdunstung wird durch eine Reihe weiterer Faktoren verstärkt, vor allem weil die Verdunstung einer Schneedecke wesentlich geringer als jene von schneefreiem Boden ist. Da nun in Gebirgslagen mit zunehmender Höhe der Beginn der Schneedecke sich in den Herbst hinein verschiebt, ihr Ende aber bis in den Spätfrühling oder Frühsommer, wird die stärkere Verdunstung während der schneefreien Zeitperiode nach höheren Lagen hin auf immer kürzere Zeiträume beschränkt. Die Verdunstung von feuchtem, schneefreiem Boden wird sonnseitig noch dann verstärkt, wenn der Erdboden sich unter Sonnenbestrahlung bis zu mehreren Graden über die Lufttemperatur erwärmen und einen entsprechend hohen Sättigungsdampfdruck  $E$  in Gleichung 4 erreichen kann.

In höheren Gebirgslagen wird die Gebietsverdunstung auch dadurch herabgesetzt, daß die Vegetationsdichte und die Vegetationszeit wesentlich geringer sind. Der Anteil der Transpiration und der verdunstenden Oberfläche geht dadurch zurück; auch der Anteil der unproduktiven Verdunstung an der Gebietsverdunstung geht umso mehr zurück, je undurchlässiger der Boden und je steiler die Hänge in höheren Lagen sind.

Geht man von der Betrachtung der jährlichen Gebietsverdunstung auf die Verhältnisse in Jahreszeiten und den einzelnen Monaten über, so lassen sich Wasserbilanzen für österreichische Flußgebiete dadurch exakter berechnen, daß der Jahresgang der Gebietsverdunstung, zumindest deren mittlere Monatswerte, auch für höhere Gebirgslagen in die Bilanzgleichung 2 eingeführt werden konnte (nach W. MÜLLER 1964, STEINHÄUSSER 1970 und 1972). Gegenüber früheren Ansätzen der mittleren monatlichen Gebietsverdunstung, die aus Beobachtungen in Tallagen hergeleitet waren und höchstens für deutsche Mittelgebirge galten, berücksichtigt der neue Aufteilungsschlüssel vor allem die erwähnte relativ hohe Verdunstung in höheren Gebirgslagen im Sommer infolge des schneefreien Bodens, während zu den jährlichen Zeitperioden der langanhaltenden Schneedecken die Verdunstung in alpinen Lagen wesentlich geringer ist als nach früheren, für niedrigere Lagen gewonnenen Jahresverteilungen der Verdunstung.

Für das Gailgebiet in Kärnten bis zum Pegel in Federaun (Gebietsgröße 1304,8 km<sup>2</sup>) ist in Tabelle 3 der Jahresgang des Wasserhaushaltes und der Vorratshöhen berechnet. Einer Veröffentlichung des Hydrographischen Zentralbüros „Die Niederschlags- und Abflußverhältnisse im Gailgebiet“ (1959) wurden die monatlichen Mittel der Niederschlags- und Abflußhöhen entnommen und aus Gleichung 1 die mittlere Jahresverdunstung zu 592 mm ermittelt. Dieser Wert wurde dann nach dem erwähnten neuen Schlüssel auf die einzelnen Monate aufgeteilt. Die höchsten Monatsmittel der Verdunstung sind danach 117 mm im Juli und 113 mm im August. Die Verdunstungshöhe des ganzen Winterhalbjahres beträgt 95 mm, das sind nur 81 % des Höchstwertes im Juli. Zeile 4 der Tabelle 3 enthält dann die nach Gleichung 2 berechneten monatlichen Mittelwerte der Rückhalt- und Aufbrauchhöhe  $h_R$ . Wie man an deren Vorzeichen sieht, überwiegen von September bis März die Rücklagen an Wasservorräten, vor allem die oberirdischen an Schnee und Eis; von April bis August überwiegt der Aufbrauch, vor allem infolge Schneeschmelze.

Durch Aufsummieren der Wasservorratsänderung ab August als dem letzten Monat, in dem der Wasservorrat abnimmt, erhält man die gesamte Wasservorratshöhe in Millimetern über ihrem tiefsten Stand, wie bei den übrigen Wasserbilanzgrößen gleichmäßig über das ganze Einzugsgebiet verteilt betrachtet (Zeile 5 der Tabelle 3).

Tabelle 3. (Jahresgang des Wasserhaushaltes im Gailgebiet bei Federaun [Gebietsgröße 1304,8 km<sup>2</sup>],  
Wasserhöhen in mm):

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr
Gebietsniederschlag $h_N$ 1907—1957	73	99	133	128	155	164	166	168	173	210	156	122	1747
Abflußhöhe $h_A$ 1907—1957	45	35	67	123	181	143	98	80	79	108	125	71	1155
Verdunstungshöhe $h_V$	2	8	20	33	65	97	117	113	72	47	13	5	592
Wasservorratsänderung $h_R$	26	56	46	-28	-91	-76	-49	-25	22	55	18	46	±269
Vorratshöhe $H_R$	167	223	269	241	150	74	25	0	22	77	95	141	

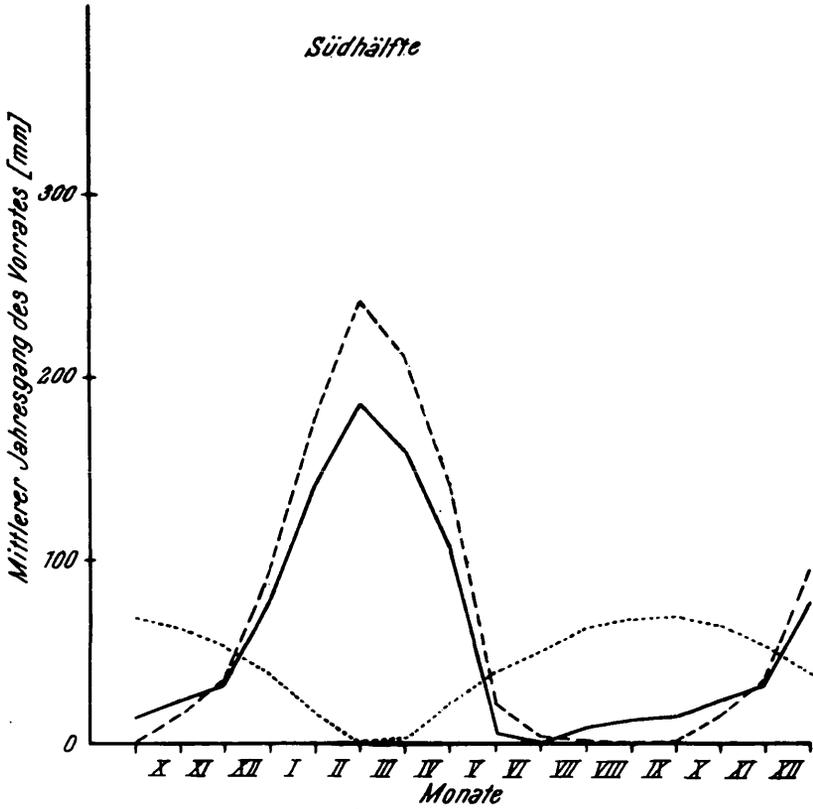


Abb. 2: Jahresgang der Schnee-, Grundwasser- und Gesamtwasser-Vorratshöhe im südlichen Saalachgebiet  
 .....  $H_{R,g}$  Grundwasservorrat, — — —  $H_{R,s}$  Schneevorrat,  
 —————  $H_R$  Gesamtwasservorrat

Wie erwähnt, überwiegt von den Vorratsgrößen der Schneevorrat in höheren Gebirgslagen bedeutend die Vorräte an zirkulierfähigem, beweglichem Grundwasser. Die Schneevorratshöhe ist numerisch gleich dem Wasserwert der Schneedecke über dem Einzugsgebiet, nicht aber gleich der mittleren Schneehöhe, die noch mit der Schneedichte zu multiplizieren wäre; die Grundwasser-Vorratshöhe ist gleich dem Wasserwert des zirkulierfähigen, beweglichen Grundwassers, nicht aber gleich der Höhe des Grundwasserspiegels über dessen mittlerem tiefsten Stand, die etwa vier- bis fünfmal so groß ist.

Die gesamte Wasservorratshöhe der einzelnen Monate läßt sich in Wasserhöhen des Schnees und Eises sowie des Grundwassers dann

unterteilen, wenn hinreichend viele Messungen der Schneehöhe und seiner Dichte aus einem Einzugsgebiet vorliegen und ferner eventuell sich Grundwasserhöhen aus Messungen der Quellschüttung und des Niederwasserabflusses abschätzen lassen.

Neuerdings konnte Verfasser Näherungsverfahren entwickeln, um in alpinen Lagen die Größe der mittleren jährlichen Vorratsschwankung dieser beiden Vorratsgrößen abschätzen zu können (H. STEINHÄUSSER 1973).

In Abbildung 2 ist als Beispiel für das Saalachgebiet auf Grund von Schätzungen der Schnee- und Grundwasser-Vorratshöhe der Jahresgang der drei Vorratsgrößen  $H_R$ ,  $H_{R,s}$  und  $H_{R,g}$  dargestellt. Der Jahresgang des Schneevorrates ist gegenläufig dem des Grundwasservorrates: Während des Winters wächst der Schneevorrat im Mittel vom Oktober bis zu einem Maximum Ende Februar und fällt dann bis zum Wert null im Hochsommer. Der Abfluß wird in hohen Lagen während des Winters hauptsächlich aus dem Grundwasservorrat bestritten, der dadurch stark vermindert wird. Wenn dann im Frühjahr der Schneevorrat samt den dann gefallenen Neuschneemengen schmilzt, beginnen die Grundwasservorräte sich wieder aufzufüllen und erreichen im Spätsommer oder Frühherbst ihr Maximum.

Als Beziehung zwischen den Maximalwerten der drei Vorratshöhen, also zwischen den mittleren Jahresschwankungen der Vorratshöhen von Schnee, Grundwasser und Gesamtwasser, wurde abgeleitet (STEINHÄUSSER 1973)

$H_{R \max} = H_{R, s \max} - \beta \cdot H_{R, g \max}$ , wo  $\beta \leq 1$  . . . . . Gleichung 5.  
Man erkennt die Bedeutung dieser Gleichung anschaulich aus Abbildung 2: Die größte Vorratshöhe an Gesamtwasser (bei der Saalach im Februar)  $H_{R \max}$  ist gleich der größten Vorratshöhe an Schnee  $H_{R, s \max}$ , vermindert um einen im Juni erreichten Anteil  $\beta$  vom Höchstwert der Grundwasser-Vorratshöhe  $H_{R, g \max}$ .

In manchen hochgelegenen Einzugsgebieten ist der unterirdische zirkulierfähige Wasservorrat relativ klein im Vergleich zur Grundwasserbildung in Tal- und Beckenlagen. In solchen Fällen kann man Gleichung 5 zur Abschätzung der Schneevorräte in hochgelegenen Einzugsgebieten verwenden, vorausgesetzt, daß die Monatswerte von Gebietsniederschlag und Abfluß in Gleichung 2 auf exakten Beobachtungsergebnissen beruhen.

Ergibt sich aus dem Jahresgang des Gesamtwasservorrates (analog zu Tabelle 3), daß in einem Einzugsgebiet unterirdisch große Wasserfrachten gespeichert werden, die sich zu gewissen Zeiten des Jahres entleeren, so kann ein solches Ergebnis auf die Gefahr von Erdbewegungen hinweisen. Bei Bauvorhaben wird sich dann zu vorbeugenden Schutzmaßnahmen Zusammenarbeit mit Geologen

empfehlen. Auch in Karstgebieten kann sich ein beweglicher Vorrat an unterirdischem Wasser mit großer Vorratsschwankung ergeben, dessen Abfluß-Jahresgang wesentlich anders verlaufen kann als in Einzugsgebieten, in denen der unterirdische Wasservorrat allein durch Grundwasser gebildet wird.

Weitere Untersuchungen über das Verhalten unterirdischer Wasservorräte wären schon im Hinblick auf mögliche Gefahren für Menschen und Sachwerte von großer praktischer Bedeutung.

## L I T E R A T U R

- HOFMANN, G. (1964): Strahlung und Verdunstung. — *Wissensch. Ztschr. Univ. Leipzig*, 13, Mathem.-Naturw. Reihe, 4:767—770.
- MÜLLER, W. (1964): Zur Schätzung der Gebietsverdunstung im Gebirge. — *Archiv Meteor. Geoph. Bioklim. Serie B*, 13:193—206.
- STEINHÄUSSER, H. (1970): Gebietsverdunstung und Wasservorrat in verschiedenen Seehöhen Österreichs. — *Österr. Wasserwirtsch. Wien*, 22:163—170.
- (1972): Gebietsverdunstung und Wasservorrat in Flußgebieten verschiedener Höhenlage der Südostalpen. — *(Deutsche) Wasserwirtschaft, Stuttgart*, 62: 342—346.
- (1973): Der Beitrag unerirdischer Wasservorräte zur Wasserbilanz alpiner Flußgebiete. — *Österr. Wasserwirtsch. Wien*, 25:6—9.

Anschrift des Verfassers: tit. ao. HProf. Dr. Hans STEINHÄUSSER, 9020 Klagenfurt, Tarviser Straße 148.

# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Carinthia II](#)

Jahr/Year: 1974

Band/Volume: [163\\_83](#)

Autor(en)/Author(s): Steinhäusser Hans [Steinhäußer]

Artikel/Article: [Der Wasserhaushalt des Draugebietes 265-275](#)