

BONNER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

Herausgegeben vom Geographischen Institut der Universität Bonn

durch Prof. Dr. Carl Troll und Fritz Bartz

Schriftleitung: Helmut Hahn

Heft 15

Maurice Pardé

Beziehungen zwischen Niederschlag und Abfluß bei großen Sommerhochwassern

1954

Im Selbstverlag des Geographischen Instituts
der Universität Bonn

Maurice Paré / Beziehungen zwischen Niederschlag und Abfluß
bei großen Sommerhochwassern

1874

Maurice Paré

Beziehungen zwischen Niederschlag
und Abfluß
bei großen Sommerhochwassern

1874

Im Selbstverlag des geographischen Instituts
der Universität Bonn

Bonner Geographische Abhandlungen

Herausgegeben vom Geographischen Institut
der Universität Bonn

durch Carl Troll und Fritz Bartz

Schriftleitung: Helmut Hahn

Heft 15

Maurice Paré

Beziehungen zwischen Niederschlag
und Abfluß
bei großen Sommerhochwassern

1954

Im Selbstverlag des Geographischen Instituts
der Universität Bonn

Beziehungen zwischen Niederschlag
und Abfluß
bei großen Sommerhochwassern

Mit 6 Abbildungen im Text und einer Tafel im Anhang

von

Maurice Pardé

Im Selbstverlag des Geographischen Instituts
der Universität Bonn

1954

Alle Rechte vorbehalten

Satz und Druck: Richard Mayr, Würzburg

Vorwort des Herausgebers

Der Wasserhaushalt von Flußgebieten und Landschaften als Teil des irdischen Naturgeschehens rückt heute immer stärker in das öffentliche Interesse, je mehr man erkennt, daß nicht nur Klima, Gelände und Boden, sondern auch der wirtschaftende und das Pflanzenkleid verändernde Mensch in dieses Geschehen gestaltend eingreift. Die Hydrologie in ihrer theoretischen Grundlegung und im praktischen Dienst des Menschen kann daher nicht nur von ihren geophysikalischen Grundlagen her verstanden und mit den Mitteln der Ingenieurwissenschaften gefördert werden, sie muß auch im Rahmen des gesamten geographisch-ökologischen Landschaftshaushaltes und in Beziehung zu der räumlichen Differenzierung von Naturlandschaft, Siedlung und Wirtschaft studiert werden.

Diesem Ziele dienen Arbeiten, die seit 1945 im Geographischen Institut der Universität Bonn systematisch betrieben werden und dient die Gründung einer Abteilung für Klimatologie und Hydrologie daselbst, die unter der Leitung von Dozent Dr. R. Keller steht. Dabei ergab sich sehr bald ein sehr enger Gedankenaustausch mit Prof. Maurice Pardé - Grenoble, der als Geograph in langjähriger Hingabe an hydrologische, besonders potamologische Probleme zum international führenden Hydrologen geworden war. In seiner Begeisterung für wissenschaftliche Forschung, seiner Weltaufgeschlossenheit und seiner generösen Hilfsbereitschaft förderte er den geistigen Austausch in jeder Weise.

So stellte er auch dankenswerterweise die vorliegende Arbeit über die Sommerhochwasser in der temperierten Zone der nördlichen Halbkugel für die Veröffentlichung in den Bonner Geographischen Abhandlungen zur Verfügung. Ihre Ergebnisse sind von großer wissenschaftlicher und gerade auch für Mitteleuropa von praktischer Bedeutung. Während Pardé's Ausführungen über die Hochwasser der Donau im Juli/August 1897 und im September 1899 gerade in Druck gehen (Juli 1954), spielt sich an der Donau und ihren Nebenflüssen im bayerischen und österreichischen Alpenvorland eine neue, noch größere Katastrophe ab.

Die Schlußfolgerungen Pardé's (S. 51) sind eine fast seherische Voraussage, daß mit noch stärkeren Hochwassern an den Alpenflüssen gerade in der Zeit des gefährlichen Spielraums der Abflußfaktoren von Juni bis September zu rechnen sei.

Die Übersetzung ins Deutsche verdanken wir Herrn cand. geogr. Friedrich Wilhelm Lockermann, der durch seine hydrologischen Studien in Bonn und Grenoble die Verbindung der beiden Schulen am stärksten verkörpert.

Bonn, im Juli 1954.

Carl Troll.

Préface de l'auteur

Le mémoire que nous résumons par ces lignes présente et commente sur les coefficients d'écoulement des crues de saison chaude pour la plupart très sérieusement établies et sans doute très suffisamment proches des chiffres réels. Nous l'avons composé en l'honneur du remarquable Bureau Central Hydrographique autrichien, dont nous avons eu le plaisir de fêter, en 1953, le soixantième anniversaire. Mais en le publiant in extenso à Bonn sous l'égide de notre excellent et illustre ami le Prof. Dr. *Carl Troll*, nous le dédions aussi aux grands hydrologues allemands qui depuis un demi siècle ont superbement travaillé sur les crues de saison chaude, si fréquentes et dangereuses en Europe Centrale, comme le montre d'ailleurs, au moment où nous écrivons ces lignes, le désastre austro-bavarois de juillet 1954.

En premier lieu, nous songeons à notre éminent et regretté ami le Prof. Dr. *Karl Fischer*, qui mérite l'admiration et un profond respect pour ses descriptions des crues de l'Oder; à son successeur le Prof. Dr. *Knothe* qui a soumis à des analyses exhaustives les inondations silésiennes de 1938 et 1939; nous voulons aussi rendre hommage aux très distingués chefs et membres du Service Hydrologique bavarois (actuellement dirigé par un maître de premier ordre, M. A. *van Rinsum*), en raison des substantielles et lumineuses études qu'ils ont consacrées aux crues danubiennes de juin 1950, septembre 1920, juillet 1924 et mai 1940. Et nous n'oublierons point le Dr. *Richard Fickert* qui a fait paraître des monographies aussi captivantes qu'instructives sur les crues saxonnes, sur celles de la Mulde en général, puis sur la catastrophe de la Müglitz et de la Gottleuba (région de Pirna) en juillet 1927.

La publication de ce mémoire dans les „Bonner Geographische Abhandlungen“ a été rendue possible par le dévouement de M. *Friedrich Wilhelm Lockermann*. Ce jeune homme, étudiant à l'Institut Géographique de Bonn, et pendant près d'une année à l'Institut de Géographie Alpine de Grenoble, manifeste le plus vif intérêt pour les problèmes hydrologiques, sur certains, desquels il prépare avec un grand zèle une importante monographie. Il a bien voulu assumer au prix d'un lourd travail la traduction intégrale de mon texte et y insérer les corrections que j'y ai apportées.

Grenoble, Juillet 1954

Maurice Pardé

Inhalt

<i>Vorwort des Herausgebers</i>	5
<i>Vorwort des Verfassers</i>	6
A. Einleitung	9
1. Bedeutung des Problems	9
2. Rechenverfahren und Bedeutung der Zahlen	12
B. Häufiges Vorkommen sehr kleiner Abflußfaktoren während des Sommers	16
1. Aufzählung von Beispielen	16
2. Große Abflußverluste von Sommerhochwassern	18
3. Die Ursachen der Abflußverminderung von Sommerhochwassern	19
C. Ziemlich große sommerliche Abflußfaktoren, jedoch kleiner als die im Winter erreichten	21
1. Hochwasser der Monate Mai und Juni	21
2. Hochwasser im Hochsommer	24
a) Oder, Moldau, Donau	25
b) Südliche Appalachen im August 1940	27
c) Muskingum im August 1935	28
d) Neu-England im September 1938	28
e) Weitere Hochwasser mit teils großen, teils kleinen Abflußfaktoren	31
D. Abflußfaktoren von Sommerhochwassern, die denen großer Winterhochwasser ebenbürtig sind	34
1. Erste Anzeichen für die Eintrittsmöglichkeit noch größerer als der bisher für möglich gehaltenen Abflußfaktoren	34
2. Das entscheidende Beispiel: Kansas Juli 1951	35
E. Größtmögliche Hochwasserabflußverluste	39
1. Problemstellung	39
2. Sehr schwer zu sättigende Böden	40
a) Allgemeines	40
b) Einige Zahlenbeispiele	40
c) Zeitweilige Minderung des Abflußverlustes bei oberflächlich ausgetrockneten Böden	42
d) Böden, die selbst im Winter große Wassermengen zu speichern vermögen	43
3. Abflußverlust von Hochwassern auf Böden mit fast unbegrenztem Aufnahmevermögen	44
F. Allgemeine Schlußfolgerungen	45
1. Beträchtlicher, doch im voraus nur schlecht erkennbarer Einfluß der Bodenbeschaffenheit auf den Hochwasserabfluß	45
2. Vorhersage der Abflußverluste mit Hilfe von Formeln	47
3. Typische Abflußfaktoren der Sommerhochwasser	48
4. Außergewöhnlich große Abflußfaktoren, die denen zur Zeit stärksten Frostes vergleichbar sind	48
5. Versickerung, Abflußbereitschaft des Bodens und Evapotranspiration vor und während der Hochwasser	49
6. Ausnahmsweise große Abflußbereitschaft des Bodens und dadurch bedingte Gefahren	50
<i>Französische Zusammenfassung</i>	52

Verzeichnis der Abbildungen

Abb. 1: Berechnungsmethoden der Hochwasser-Abflußfaktoren	14
Abb. 2: August-Hochwasser 1940 in den südlichen Appalachen (Flüsse und Meßstationen)	26
Abb. 3: September-Hochwasser 1938 in Neu-Englad (Flüsse und Meßstationen)	29
Abb. 4: August-Hochwasser 1935 im Apennin	32
Abb. 5: Juli-Hochwasser 1951 in Kansas (Flüsse und Meßstationen)	36
Abb. 6: Beziehungen zwischen Niederschlag und Abfluß beim Juli-Hochwasser 1951 in Kansas	38
Tabelle I: Zusammenstellung aller im Artikel aufgeführten Abflußfaktoren	56

A. Einleitung

1. Bedeutung des Problems.

Glücklicherweise sind die Zeiten längst vorbei, in denen die Mehrzahl der Gelehrten eingehende Hochwasseruntersuchungen noch mit Geringschätzung betrachteten, in der Meinung, solche Forschungen seien bestenfalls eine Angelegenheit der Ingenieure, und in denen die Techniker ihrerseits mehr oder weniger unverhohlen die wenigen Forscher belächelten, die sich darum bemühten, die verschiedenen Wirkungsweisen der geographischen Faktoren beim Zustandekommen von Hochwassern aufzuklären.

Heute stimmt fast jedermann, der Wert darauf legt, als gebildet zu gelten, selbst aus Kreisen, die an den Hochwassern persönlich ganz uninteressiert sind, und auch jeder Laie mit den Hydrologen darin überein, daß es unbedingt notwendig ist, die Ursachen und das Wesen dieser Erscheinungen genau zu untersuchen und die noch offen gebliebenen Fragen ihrer Lösung zuzuführen. Ich will damit nicht behaupten, daß sich diese Erkenntnis nunmehr auf der ganzen Erde oder zumindest in allen technischen und intellektuellen Kreisen in dem Maße durchgesetzt hat, wie die Anhänger der Potamologie das gern möchten, doch können die Hydrologen heutzutage immerhin sicher sein, daß man ihren Veröffentlichungen eine gewisse Beachtung schenkt bzw. daß sich bei der Erörterung von Hochwasserfragen wenigstens ein kleiner Hörerkreis findet.

Eine Stelle, wo Untersuchungen und Abhandlungen dieser Art mit ganz besonders lebhaftem Interesse verfolgt werden, ist das Hydrographische Zentralbüro in Wien. Dieses Amt hat sich seit über fünfzig Jahren bei allen Fachleuten, die sich dem Studium der Flüsse widmen, durch die Veröffentlichung musterhafter Monographien über die österreichischen Katastrophenhochwasser von Juli-August 1897 und September 1899 und über den Schutz Wiens gegen die Überschwemmungen der Donau¹⁾ ein glanzvolles Ansehen erworben; diese Arbeiten, die unter der Leitung des verdienstvollen Direktors und Chefindingenieurs *Ernst Lauda* entstanden, sind an wissenschaftlichem Weitblick und an Reichhaltigkeit des statistischen Materials seitdem unübertroffen geblieben.

Es ist mir daher eine große Freude, diese Arbeit über die Abflußfaktoren der Sommerhochwasser dem Gedenken *Ernst Laudas* und seiner ausgezeichneten Mitarbeiter zum Zeichen meiner Hochachtung und Dankbarkeit widmen zu können. In gleicher Weise möchte ich seinen Nachfolgern im Zentralbüro, die das so schwungvoll und glänzend begonnene Werk von Generation zu Generation fortgeführt haben, und insbesondere auch den jetzigen Leitern dieses Amtes mit dieser Abhandlung meine Hoch-

¹⁾ Der Schutz der Reichshaupt- und Residenzstadt Wien gegen die Hochfluten des Donaustromes. Wien 1908, 124 S., 43 Fig., 15 Tafeln.

Zu den Monographien der Hochwasser von 1897 und 1899 siehe die Literaturangaben weiter unten.

achtung bezeugen; denn die große Zahl und der Wert der Veröffentlichungen²⁾, die das Zentralbüro in den letzten Jahren trotz der ungewöhnlich großen finanziellen Schwierigkeiten, die auf der österreichischen Republik lasteten, herausgebracht hat, verdienen ebenfalls ganz besondere Anerkennung. Sie geben ein großartiges Beispiel dafür ab, was Intelligenz, fachliches Wissen und Beharrlichkeit im Dienste des nationalen Interesses, der Technik und der reinen Wissenschaft zu leisten vermögen.

Man kann die Hochwasser mittels verschiedener charakteristischer Zahlen beschreiben und typisieren, verstehen und erklären und zwar einerseits mit Hilfe der Wasserstände und Scheitelabflüsse, der Abflußfülle, Anstiegsdauer und Fortpflanzungsgeschwindigkeit, andererseits auf Grund der Strömungsverhältnisse, der Abtragungs- und Aufschüttungsvorgänge und der Größe des Schwerstoffabtrages, ferner durch die Breite und Höhe der Ausuferung und schließlich durch die Abflußfaktoren, mit denen das Verhältnis des Hochwasserabflusses zu den Niederschlagsmengen — die gelegentlich noch durch Schmelzwasser verstärkt werden können — ausgedrückt wird.

Die Hochwasser-Abflußfaktoren sind zunächst von Fluß zu Fluß sehr verschieden; bei einem bestimmten Fluß schwanken sie aber auch sehr stark mit der Jahreszeit, so z. B. von weniger als zehn bis über neunzig Prozent. Setzt man voraus, daß alle anderen Faktoren unverändert bleiben, dann sind sie kurz gesagt umso größer, je ergiebiger die Niederschläge sind (denn der Abflußverlust wächst nicht in dem gleichen Maße wie die Niederschlagshöhe und tendiert zu regionalen Schwellenwerten) und je wassergesättigter und undurchlässiger der Boden ist, auf den die Niederschläge treffen. Ferner sind sie umso größer, je niedriger die Temperatur und je größer die relative Luftfeuchtigkeit, also je geringer die Verdunstung ist; und schließlich, je dürftiger der Pflanzenwuchs und je geringer dessen Wasserbedarf ist.

Die großen zahlenmäßigen Unterschiede zwischen den einzelnen Hochwasser-Abflußfaktoren verdienen allein schon wegen ihres Vorhandenseins Beachtung. Außerdem regen sie natürlich dazu an, ihren meteorologischen, morphologischen und geologischen Ursachen nachzuspüren. Wenn es gelingt, diese unterschiedlichen Werte mit einfachen und stichhaltigen Erklärungen in verschiedene Kategorien einzuordnen, so lassen sich damit bereits alle möglichen Nachprüfungen oder Vorhersagen des Hochwasserabflusses anstellen, vorausgesetzt, daß man mit Abflußfaktoren rechnet, die auch den lokalen und regionalen Bedingungen Rechnung tragen. So ist es beispielsweise oft möglich, nur mit Hilfe der Zahlenwerte eines Starkregens, der in früherer Zeit einmal niederging, und unter Berücksichtigung der Anstiegsdauer und des überhaupt für möglich gehaltenen Gesamtabflusses des auf diesen Regen folgenden Hochwassers bis zu einem gewissen Grade die Richtigkeit solcher Scheitelwasserführungen nachzuprüfen, die gänzlich ohne Messungen, also nur mit Hilfe irgendwelcher

²⁾ Dazu: *Pardé, M.*, Publications remarquables du Service Hydrographique autrichien. *Revue de Géographie Alpine*, Grenoble, Bd. XL, 1952, H. 2, S. 313—317.

Ich erlaube mir, noch an einen weiteren meiner Artikel zu erinnern, der sich auch zum Teil mit den hier untersuchten Erscheinungen befaßt:

Pluies et inondations remarquables en Europe Centrale. Les Etudes Rhodaniennes, Université de Lyon, Bd. VI, 1930, S. 287—306.

Formeln ermittelt wurden. Zuweilen lassen sich dabei sogar erstaunliche Genauigkeitsgrade erreichen. In umgekehrter Weise ist man in der Lage, im voraus die Höchstwasserstände eines Flusses abzuschätzen, die von den größten in seinem Einzugsgebiet überhaupt möglichen Niederschlägen — die sich wiederum nach anderen Gesichtspunkten vorausbestimmen lassen — hervorgerufen werden können. Natürlich müssen dabei auch die anderen Faktoren, wie Temperatur, Abflußbereitschaft des Bodens und eventuell noch Schmelzwasserbeiträge mitberücksichtigt werden. Auf diese Weise kann man über Höchstwasserstände, Ausuferungshöhe und mehr oder weniger stark erodierende Strömungen, mit denen man zu rechnen hat, Prognosen anstellen und wirksame Abwehrmaßnahmen ergreifen. Schließlich vermag man auch mit ziemlicher Sicherheit beispielsweise die Wassermengen vorzuberechnen, die nach einer bestimmten Zahl von Stunden oder Tagen irgendein Staubecken erreichen werden und folglich auch die, die man im richtigen Augenblick ablassen oder aufstauen muß, um ein Hochwasser talwärts abzuschwächen, ohne dabei einen Teil der für die Regularisierung des Abflusses erforderlichen Stauwassermenge durch eine falsche Handhabung einzubüßen.

Aus dem eben Gesagten lassen sich zwei Schlußfolgerungen ziehen, die zwar scheinbar nur wissenschaftlicher Natur sind, doch ebensogut auch der Praxis zugute kommen können, nämlich die, daß die Ermittlung der Abflußfaktoren möglichst vieler und verschiedenartiger Hochwasser für die Vorausbestimmung der Wirkungen der oben aufgeführten geophysikalischen Faktoren sehr wertvolle und nur schwer ersetzbare Anhaltspunkte liefert. Andererseits erlauben uns Abflußmessungen zusammen mit sorgfältigen Schätzungen der Abflußfaktoren, genauere Angaben über die Ursachen der Hochwasser zu machen, wie z. B. über die Niederschlags- oder Schmelzwassermengen, oder andererseits über den Anteil der Niederschläge, der in verschiedenen Teilen eines Einzugsgebietes infolge Schneespeicherung zurückgehalten wurde.

Diese Einführung dürfte gezeigt haben, daß die Kenntnis der Hochwasser-Abflußfaktoren aller Jahreszeiten von großer Bedeutung ist. Wenn ich mich trotzdem in dieser Untersuchung auf die Hochwasser des Sommerhalbjahres, insbesondere auf die des Hochsommers beschränke, dann geschieht das erstens, um die Stoffmenge und damit die Länge dieser Studie zu begrenzen, und zweitens, weil die Abflußfaktoren der Sommerhochwasser von ganz besonderem Interesse sind.

Der Sommer ist nämlich zunächst bei einer ganzen Reihe von Hochgebirgsflüssen sozusagen die einzige Jahreszeit, in der außer den fast periodischen und meist nicht sehr heftigen Schneeschmelz-Hochwassern — wie sie z.B. der Rhein nebst seinen aus den Alpen kommenden Nebenflüssen und die österreichische Donau zeigen — auch noch andere, durch Starkregen verursachte Hochwasser auftreten, die naturgemäß einen ganz anderen Charakter haben als die durch die Schneeschmelze bedingten Anschwellungen. Zum zweiten ist der Sommer auch bei den Flüssen, die im Bereich des eigentlichen, klassischen Tropenklimas liegen, durchweg die einzige Hochwasser-saison. Dann aber auch im Norden der Tropen in den Teilen Asiens, in denen durch das Monsunsystem eine fast absolute Vorherrschaft der Sommerregen herrscht, also hauptsächlich in China im Gebiet des Jangtse-

kiang und des Hoang-ho und im Südwesten Russisch-Asiens. Darüber hinaus häufen sich die Sommerhochwasser noch in vielen Gebieten mittlerer Höhenlage (Ebenen, Hügelland und Mittelgebirge), die zwar außerhalb der Tropen liegen, aber dank eines kontinentalen Klimas vorwiegend von Mai-Juni bis September Niederschläge erhalten. Das gilt z. B. für Böhmen (insbesondere das Riesengebirge und die Sudeten) und die westlichen Karpathen und die diesen Gebirgen vorgelagerten Ebenen (Sachsen, Lausitz, Schlesien und Galizien). Auch im westlichen Teil der großen Ebenen in den U.S.A. scheint das der Fall zu sein und zwar zwischen dem Längengrad von St. Paul - Minneapolis bzw. Kansas-City und dem Felsengebirge. Weiter im Süden, in Texas, kommen zwar auch Winterhochwasser vor — wenigstens im Nordosten dieses Staates — sie sind aber längst nicht so verheerend wie die von Juni bis September, die allem Anschein nach zu den gewaltigsten und am meisten gefürchteten Hochwassern gehören, die auf der Erde vorkommen können.

Andererseits treten die Hochwasser in einer ganzen Reihe von Ländern mit fast rein ozeanisch beeinflusstem Klima, oder solchen, wo der tropische bzw. kontinentale Einfluß unbedeutend ist, im Sommer nicht so häufig auf wie in den übrigen Jahreszeiten. Das gilt z. B. für den ganzen Osten der U.S.A., in etwas geringerem Maße auch für Westdeutschland und Frankreich (hier besonders in Gebieten mit Mediterran-Klima wie Provence, Languedoc, Vivarais, Cevennen) und schließlich auch für verschiedene Teile Spaniens und Italiens. Die Monate Mai und Juni bilden vielleicht in den französischen Pyrenäen und im Pyrenäenvorland eine Ausnahme. Aber auch in all diesen Ländern kommen von Zeit zu Zeit Sommerhochwasser vor und wir haben allen Grund anzunehmen, daß gerade diese gelegentlich auftretenden Hochwasser im Mittel zwar nur in sehr großen, gegebenenfalls aber auch relativ kleinen Zeitintervallen verheerende Wassermassen führen können.

Es ist angesichts des unberechenbaren und seltenen Auftretens dieser Hochwasser und der Katastrophen oder zumindest sehr großen Schäden, die sie nach sich ziehen können (z. B. Verfaulen der Ernten), sowohl aus praktischem als auch rein wissenschaftlichem Interesse von größter Wichtigkeit, die Frage zu untersuchen, welche Abflußfaktoren gerade auch in diesen letztgenannten Gebieten bei bestimmten Niederschlagshöhen vorkommen können.

Aber auch in den Ländern, in denen die Sommerhochwasser vorwiegen, bzw. ausschließlich Sommerhochwasser auftreten, ist eine genaue Kenntnis des je nach Flußgebiet und jahreszeitlicher Lage beträchtlich variierenden Niederschlag-Abfluß-Verhältnisses von großer Bedeutung.

2. Rechenverfahren und Bedeutung der Zahlen.

Seit über dreißig Jahren hat der Verfasser eine Menge von Daten für die verschiedenen Aspekte dieses Problems gesammelt und er kann in der Tabelle am Schluß dieser Arbeit eine scheinbar bereits eindrucksvolle (nach seiner Auffassung jedoch noch viel zu unvollständige) Liste der Abflußbilanzen von Sommerhochwassern geben, die zum überwiegenden Teil

sehr stark, ja zuweilen ganz ungeheuer waren und im allgemeinen von ungewöhnlich heftigen Niederschlägen hervorgerufen wurden.

Fast alle diese Hochwasser traten in Europa und in den Vereinigten Staaten auf, also in außertropischen oder nicht im eigentlichen Sinne tropischen Gebieten³⁾. Doch bevor wir die Zahlenwerte erklären und auswerten, muß genau gesagt werden, was die Zahlen an sich darstellen, und dann müssen wir noch auf gewisse Unterschiede in den Rechenverfahren aufmerksam machen, mit deren Hilfe die Zahlen gewonnen wurden.

Zunächst sei betont, daß wir die meisten Zahlen aus sehr gewissenhaften Arbeiten übernommen haben. Die Angaben über große amerikanische Hochwasser wurden in erster Linie den *Water Supply Papers* des Geological Survey entnommen. Eine Menge von Zahlen stammt aus ausgezeichneten deutschen Arbeiten über die Oder und die Mulde, ferner aus sehr guten österreichischen Untersuchungen über die Elbe und die Moldau — von denen bereits die Rede war — und aus hervorragenden italienischen Veröffentlichungen über die Überschwemmungen des Po. Schließlich steuerten auch meine eigenen Arbeiten über die Garonne und die Rhône sowie einige andere Artikel zuverlässiger Autoren weiteres Zahlenmaterial bei. Ich habe alle Zahlen nachkontrolliert und teilweise noch einmal bestimmt, wenn sich Korrekturen als notwendig erwiesen hatten. Die aus Amerika stammenden Angaben sind einerseits das Ergebnis von genauen Niederschlagsuntersuchungen, die von einem erfahrenen und umsichtigen Personal ausgeführt wurden, und andererseits von Berechnungen und vor allem Messungen der Scheitelwasserführungen, die man dort in unendlich viel größerer Zahl anstellte als etwa in Europa.

Das amerikanische Material dürfte daher zumindest den gleichen Wert haben wie die Angaben, die wir für die Oder, den Po und die österreichische Donau bekommen haben. Ich habe darum allen Grund zu glauben, daß die in meinen Tabellen aufgeführten Werte im ganzen gesehen als fehlerfrei gelten können. Es ist zwar möglich, daß im einzelnen einige Ungenauigkeiten vorhanden sind — das läßt sich bei dieser Materie kaum vermeiden — aber bestimmt keine schreienden Irrtümer, die mich zu falschen Gedankengängen hätten verleiten können. Außerdem stellen alle Abflussszahlen Reinbeträge dar, d. h. von ihnen sind die Wassermengen abgezogen worden, die nach Beendigung des oberirdischen Abflusses vorausgegangener Hochwasser auch dann noch wahrscheinlich aus dem Grundwasser abgeflossen wären, wenn die Hochwasser, auf die sich meine Bemerkungen beziehen, überhaupt nicht eingetreten wären⁴⁾.

Andererseits muß gesagt werden, daß die verschiedenen Autoren bei ihren Berechnungen auch zwei verschiedene Methoden angewandt haben

³⁾ Trotz der Zyklonen und des beachtlichen Überwiegens der Sommerregen haben Süd- u. Mittel-Texas durchaus kein typisch tropisches Klima; denn das würde Wintertrockenheit und eine mittlere Januartemperatur von 18° C erfordern.

⁴⁾ Hierzu siehe besonders S. 4—13 bei: *Langbein, W. B. and others: Major winter and nonwinter floods in selected basins in New York and Pennsylvania. Geological Survey (U.S. Department of the Interior) Washington 1947; in Oktavformat, 137 S., 38 Fig.* Ferner: *Pardé, Maurice: Potamologie, Erster Teil; Hydrologie Fluviale, cours polycopié à l'École Nationale Supérieure d'Electrotechnique et d'Hydraulique de Grenoble, 1949; 2 Bde., 336 S. Siehe insbesondere Bd. II, S. 230—234.*

(Abb. 1). Bei den bis zum Jahr 1937 vorgekommenen Hochwassern haben sowohl die Amerikaner als auch die Europäer, darunter auch ich, nur diejenigen Wassermengen eliminiert, die infolge zeitlich früher liegender Ursachen abgeflossen wären, auch wenn gar keine Hochwasser eingetreten wären. Diese Wassermengen berechnete man nach den gewöhnlichen, nicht durch erneute Niederschläge oder Schmelzwasserbeiträge gestörten Abfallskurven.

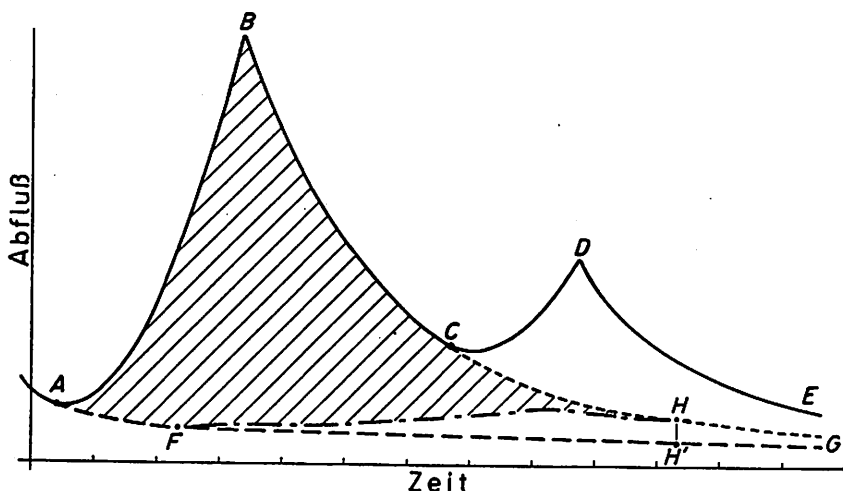


Abb. 1: Berechnungsmethoden der Hochwasser-Abflußfaktoren

1. ABCDE: Kurve des gesamten Hochwasserabflusses.
2. CDE: Abflußverlauf nach erneutem Niederschlag oder nach Schneeschmelze.
3. ABCHG: Hochwasserabfluß, der hier betrachtet wird; GHCDE bleibt unberücksichtigt.
4. CHG: Verlauf der Abflußlinie, wenn kein erneuter Anstieg erfolgt; Berechnung nach der gewöhnlichen Trockenwetterkurve.
5. ABCHGFA: Gesamtabfluß nach der üblichen Methode europäischer Autoren; AFG Verlauf der Trockenwetterkurve unterhalb A.
6. ABCHFA: Oberflächenabfluß nach der Methode des Geological Survey.
7. FHGF: Schnell wieder ausgetretenes, von den Hochwasser erzeugenden Niederschlägen stammendes Sickerwasser.
8. FHG: Berechnung erfolgt nach der Abflußmenge H' . Der Abfluß beträgt H' , wenn während eines Hochwassers kein Sickerwasser austritt.

Das heißt also, daß man das während des in Frage stehenden Hochwassers bereits eingesickerte und zum Teil schon wieder aus dem Grundwasserstrom in das Flußbett austretende Wasser naturgemäß zu den Abflußmengen hinzurechnete, die den Hochwasser erzeugenden Niederschlägen zuzuschreiben sind. Die europäischen Autoren haben diese Methode bei Abflußbestimmungen verschiedener Hochwasser, die nach dem vom März 1936 auftraten, noch beibehalten. Die Amerikaner dagegen subtrahierten nicht nur den in Abnahme begriffenen und durch zeitlich früher liegende Ursachen bedingten Quellabfluß von der Gesamtwas-

serführung, sondern auch die von den für das Hochwasser verantwortlichen Niederschlägen oder von der Schneeschmelze herrührenden, dann bereits versickerten und in zunehmendem Maße unterirdisch ins Flußbett austretenden Wassermengen. Mithin brauchen die Abflußzahlen, die dieses Verfahren ergibt, nur den oberflächlich abfließenden Niederschlägen (précipitations ruisselantes, direct runoff) zu entsprechen — vorausgesetzt, daß die Berechnungen des gesamten „base flow“ richtig sind. Es handelt sich hierbei also um Faktoren des Oberflächenabflusses und nicht einfach um Abflußfaktoren — der Ausdruck wäre in diesem Falle zu weit gefaßt. Natürlich ist hierbei das Verhältnis des Abflusses zum Niederschlag ein wenig kleiner als nach der anderen Methode, aber der Unterschied ist in der Mehrzahl aller Fälle nur sehr gering; denn selbst wenn viel Wasser während der Regenfälle und der ersten Phasen des oberirdischen Abflusses versickert, so tritt es doch zum größten Teil erst wieder in den auf das Hochwasser folgenden Wochen und Monaten, d. h. nach dem Höhepunkt des Hochwassers in die Flußbetten aus.

Der unterirdische Beitrag zum eigentlichen Hochwasserabfluß beschränkt sich also meist nur auf wenige Tage. Er ist sehr oft unbedeutend oder auch geradezu verschwindend gering im Verhältnis zu den Wassermengen, die oberirdisch abfließen. Natürlich ist auch diese Regel nicht ohne Ausnahmen. Solche kommen z. B. vor, wenn der Größe und Geschwindigkeit der Versickerung eine so große Wiederaustrittsgeschwindigkeit gegenübersteht, daß ein beachtlicher Teil des versickerten Wassers kurz darauf wieder ins Flußbett austritt und an der Bildung des Höchstabflusses teilhat. Auf diese Erscheinungen werden wir aber noch zurückkommen. Es wäre sicherlich sehr aufschlußreich, wenn man den Oberflächenabfluß und das wiederaustretende Wasser, das nicht nach und nach, sondern schnell durch unterirdische Hohlräume abfloß, getrennt messen könnte, aber das dürfte ein sehr schwieriges, wenn nicht vergebliches Unterfangen sein.

Nun können wir zu einer Betrachtung des Zahlenmaterials übergehen. Wir wollen dabei versuchen, trotz der manchmal verwirrenden Tatsachen, die die Zahlen enthüllen, zu einigen allgemeinen und möglichst genauen Schlußfolgerungen zu gelangen.

*B. Häufiges Vorkommen sehr kleiner Abflußfaktoren
während des Sommers.*

1. Aufzählung von Beispielen.

Bei der Untersuchung von Sommerhochwassern fällt zunächst auf, daß die Abflußfaktoren in vielen Fällen recht klein sind. So hat man beispielsweise Faktoren von weniger als 25% oder selbst 20% und 15% bei Niederschlägen, deren Werte (100 bis 200 mm oder noch mehr innerhalb einiger Tage) im gleichen Gebiet oder geophysikalisch ähnlich gelagerten Gebieten im Winter wahrscheinlich Werte von 50—80% oder mehr ergeben würden. Den Beleg für diese Behauptung können uns eine ganze Reihe von Beispielen liefern:

Vom 4. bis zum 7. August 1875 übertraf ein Starkregen, der im gesamten Einzugsgebiet der Seine niederging, sowohl an Gesamthöhe⁵⁾ als auch an Intensität den ersten der beiden Wolkenbrüche, die die berühmte Überschwemmung im Januar 1910 verursachten, und zwar mit 81 mm gegenüber 70 mm (in beiden Fällen handelt es sich um die Gesamtniederschlagshöhe von 3 Tagen). Im August 1875 erreichte der Abflußfaktor bei Paris aber höchstens 7% (vielleicht 15—20% in den Einzugsgebieten kleiner Nebenflüsse, in denen 100 mm oder mehr Niederschlag fiel), während er im Januar 1910 ungefähr 70% betrug. Zur gleichen Zeit sollen die Abflußfaktoren der Saône bei Trevoux 22% bzw. 70% betragen haben. Die erste dieser beiden Zahlen versetzt mich durch ihren relativ hohen Wert in Erstaunen und läßt mich Ungenauigkeiten in meinen Rechnungen⁶⁾ vermuten. Ende September 1896 ergaben nämlich Niederschläge, die zwar nicht heftiger als die von August 1875, aber doch immerhin ganz beachtlich waren, nur einen Abflußfaktor von 15%.

Im Mittelmeergebiet können die Abflußfaktoren während des Sommers selbst bei sehr starken, wenn auch nicht gerade enormen Niederschlägen zuweilen äußerst niedrige Werte haben. Vom 1. oder 2. bis zum 4. September 1926 fielen z. B. im Rhônebecken zwischen Valence und Beaucaire ungefähr 60 mm Niederschlag. In der Rhône kamen aber in den acht bis zehn darauffolgenden Tagen nur 3% dieser Niederschläge zum Abfluß und die Ardèche, die bei dieser Gelegenheit die meisten Niederschläge erhielt (mehr als 110 mm an einigen Stellen), führte auch nur 8% davon ab.

⁵⁾ Im Januar 1910 wurden die Scheitelwasserführungen der Seine unterhalb der Einmündung der Yonne und vielleicht auch unterhalb des Zusammenflusses mit der Aube durch den zweiten Wolkenbruch, der zwei oder drei Tage nach Beendigung des ersten einsetzte und ungefähr 30 mm lieferte, noch stark vergrößert.

⁶⁾ Es sei denn, daß das Saônebecken vor dem in Frage stehenden Wolkenbruch viel stärker durch vorher niedergehende Niederschläge gesättigt war als das Einzugsgebiet der Seine.

Dagegen ist der Abflußfaktor des Lot bei Cahors, der nach den Niederschlägen vom 9.—13. September 1875 ein sehr starkes, wenn auch nicht außergewöhnliches Hochwasser hatte, mit 19% schon wieder größer. Im Oberlauf bis Mende und bei der oberen Truyère erreichte er vielleicht sogar 25—30% und während die beiden letzten Drittel dieser Niederschläge fielen, nachdem das erste Drittel den Boden bereits durchtränkt hatte, wurden sicherlich in dem ganzen Einzugsgebiet noch höhere Werte erreicht. Aber auch diese Abflußfaktoren erscheinen klein, wenn man die dafür verantwortlichen Niederschläge betrachtet: Oberhalb Cahors fielen nämlich in sehr kurzer Zeit 132 mm und oberhalb Mende vielleicht sogar 200 bis 300 mm (die Station Bleynard in den Cevennen verzeichnete einen Tagesniederschlag von 400 mm).

Einige weitere, sehr niedrige Abflußfaktoren geben uns *O. J. Todd* und *Sig. Eliassen*⁷⁾, die Verfasser einer sehr guten Studie über den Hoang-ho, für mehrere große Hochwasser dieses Flusses an: nämlich 16,1% für Juli 1935 und 9,2% für den darauffolgenden Monat August. Wenn sich diese Werte nicht auf das riesige, 715 000 qkm große Gesamtgebiet beziehen — wovon ein großer Teil keine oder nur sehr spärliche Niederschläge zu diesem Zeitpunkt erhielt — sondern nur auf den mittleren westlichen Teil, wo die Hochwasser erzeugenden Regen niedergingen, dann sind auch sie sehr niedrig, aber darüber besitzen wir leider keine genauen Angaben.

Man wird mir evtl. beipflichten, wenn ich die Abflußfaktoren der Moldau bei Prag und der oberen Elbe bei Brandeis, die im Juli-August 1897 unter 25% bzw. 29% lagen, auch noch als relativ niedrig bezeichne. Es handelte sich hier nämlich um Niederschläge, die im Mittel 137 mm bzw. 118 mm erreichten und an einigen Stellen im Quellgebiet der Elbe und ihrer Nebenflüsse im Nordosten Böhmens einen geradezu sintflutartigen Charakter hatten (345 mm Tagesniederschlag bei Neuwiese). Schließlich sei noch folgendes Beispiel angeführt: In Neuengland, im Nordosten der Vereinigten Staaten (Gebiet von Boston, New Haven, Providence usw.) fielen während eines Wolkenbruches, der im ganzen gesehen viel stärker war als die eben erwähnten, am 16. September 1932 innerhalb von 18 Stunden in einem großen Gebiet 100—200 mm Niederschlag. In zwei kleinen Einzugsgebieten (741 und 844 qkm), in denen die Niederschläge eine Gesamthöhe von 185 bzw. 205 mm erreichten, waren die Abflußfaktoren zwar ziemlich groß, nämlich 34,4% und 48,3%, und für ein Einzugsgebiet von 236 qkm, das vom Austin entwässert wird, will man sogar 52% bei 165 mm Niederschlag gemessen haben, aber es ist ziemlich wahrscheinlich, daß man die Niederschlagshöhe in dem bergigen Gelände unterschätzt hat. An fast allen anderen Stellen beobachtete man aber bei nur etwas geringerer Niederschlagshöhe sehr kleine, ja fast lächerlich niedrige Abflußfaktoren. So insbesondere 6,8% für das Gesamtgebiet des Merrimack oberhalb von Lawrence (10 032 qkm), trotz eines für ein so großes Gebiet sehr hohen Niederschlages von 132 mm und 11,1% für die Quinebaug bei Jewett City (1845

⁷⁾ The Yellow River Problem. American Society of Civil Engineers; Paper No. 2064, wiederabgedruckt im Bd. 105 der Transactions of the Society; S. 346—453, 37 Fig.

Vgl. auch *Pardé, M.*: Nouveautés sur le Hoang-ho, Revue de Géographie de Lyon. Bd. XXVI, 1951, S. 77—97, 9 Fig. Dieser Artikel ist im wesentlichen eine Besprechung und Zusammenfassung der oben genannten amerikanischen Denkschrift.

qkm) trotz einer Niederschlagshöhe von 162 mm. Schließlich ermittelte man für einige andere Einzugsgebiete, die im Laufe dieses Unwetters 80 bis 120 mm Niederschlag hatten, Faktoren von 6—18%. Wenn auch einzelne Ungenauigkeiten bei der Niederschlags- und Abflußmessung verschieden große Abflußfaktoren bewirken können, so müssen wir doch bereits jetzt vermuten, daß diese Größenunterschiede der Abflußfaktoren im ganzen gesehen auch tatsächlich vorhanden sind und in erster Linie durch Unterschiede in der Beschaffenheit des Bodens hervorgerufen werden. Mit dieser Vermutung sind wir wirklich auf dem richtigen Wege und werden später noch auf diesen entscheidenden Punkt zurückkommen. Eins steht jedenfalls schon jetzt fest, nämlich daß die Abflußfaktoren der Sommerhochwasser sowohl bei kleinen als auch bei großen Einzugsgebieten trotz sehr starker Niederschläge äußerst klein sein können⁸⁾.

2. Große Abflußverluste von Sommerhochwassern.

Es versteht sich wohl von selbst, daß derart kleine Abflußfaktoren mit entsprechend großen Abflußverlusten (Differenz zwischen Niederschlag und Abfluß) gekoppelt sind. Trotzdem muß das hier gesagt werden und es dürfte nicht überflüssig sein, dies noch mit Hilfe einiger Zahlenbeispiele zu erhärten.

In den oben aufgeführten Fällen erreichten die Abflußverluste im August 1875 bei der Seine ungefähr 75 mm und bei der Saône zu dem gleichen Zeitpunkt wahrscheinlich mehr als 56 mm. Während verschiedener anderer Hochwasser ergaben sich folgende Werte: 56—72 mm bei der Rhône zwischen Valence und Beaucaire, 95 mm bei der Elbe und der Moldau und schließlich 107 mm beim Lot.

Wir wollen das Problem des größten Hochwasserabflußverlustes, der während des Sommerhalbjahres überhaupt auftreten kann, hier vorläufig noch beiseite lassen. Bei den obengenannten Zahlen haben wir schon feststellen können, daß der Abflußverlust mit den Niederschlägen zunimmt, und daraus läßt sich bereits erraten, daß die größtmöglichen Abflußverluste die Rekordzahlen, die ich oben anführte, noch zu übertreffen vermögen.

Es kommt mir hier zunächst auf die Feststellung an, daß die Abflußverluste bei den oben aufgeführten Niederschlägen in denselben Einzugsgebieten im Winter bedeutend geringer gewesen wären. Hierzu seien die 30 mm Abflußverlust angeführt, die im Januar 1910 bei 100 mm Niederschlag (zwei Starkregen) im Seinebecken oberhalb Paris und gleichzeitig im Gebiet der Saône oberhalb Chalon auftraten. Ferner die 25 mm Abflußverlust bei 118 mm Niederschlag, der im Dezember 1918 im Einzugsgebiet

⁸⁾ Zur Unterstützung dieser Behauptung seien noch einige Abflußfaktoren angeführt, die in den südlichen Appalachen bei dem berühmten Hochwasser von August 1940, von dem ich später noch sprechen werde, ermittelt wurden: Z. B. 15,9% bei 157 mm Niederschlag in dem 25 000 qkm großen Einzugsgebiet der Pee Dee, 16,8% bei 119 mm im Gebiet der Cape Fear bei Fayetteville (11 300 qkm) und insbesondere 19,7% in dem 525 qkm großen Einzugsgebiet der Chatooga bei Clayton bei der enormen Niederschlagshöhe von 294 mm.

der Rhône zwischen Genf und Lyon niederging und schließlich die 23 mm von 110 mm bzw. 70 mm, die der Lot östlich von Cahors im März 1927 bzw. im Dezember 1906 empfing. Im ganzen gesehen ergeben sich bei einer großen Anzahl von Winterhochwassern, die in West- und Südeuropa auftreten, Abflußverluste von 20—60 mm. Die letzte dieser beiden Zahlen entspricht Niederschlägen von 160—180 mm, bei denen im Sommer in denselben Gebieten ohne weiteres Abflußverluste von 100—125 mm auftreten würden. Auch diese Behauptung soll hier begründet werden: Am 16. September 1932, als der außergewöhnlich starke Wolkenbruch über Neuengland niederging, ergaben sich entsprechend den meist sehr niedrigen Abflußfaktoren, die ich oben anführte, folgende Abflußverluste: 132 mm beim Merrimack, 119 mm bei der Souhegan, 126 mm bei der South Androscoggin, 144 mm bei der Quinebaug und 152 mm bei der Suncook. Selbst beim Pleasant River, einem der wenigen Flüsse, die damals einen beachtlichen Teil (dieser ungefähr die Hälfte) der Niederschläge abführten, betrug der Verlust noch 106 mm. Im August 1940, als im Einzugsgebiet der Chatoga in wenigen Tagen 294 mm fielen, erreichte der Abflußverlust sogar 236 mm

3. Die Ursachen der Abflußverminderung von Sommerhochwassern. Frühere Unsicherheit bezüglich der verschiedenen Wirkung von Versickerung und Verdunstung.

Wenn die Hochwasser in der heißen Jahreszeit derartig große Abflußverluste haben können, denkt man unwillkürlich an die eine Ursache: die Verdunstung und den Wasserverbrauch der Pflanzen (etwa im Sinne der Amerikaner: „Evapotranspiration“). Im Sommer, ganz besonders im Hochsommer, ist nämlich die Evapotranspiration, die wesentlich von der Temperatur, ebenso sehr aber auch von dem über und in den obersten Bodenschichten verfügbaren atmosphärischen Wasser abhängig ist, bedeutend aktiver als im Winterhalbjahr und insbesondere viel intensiver als zur Zeit stärksten Frostes⁹⁾. Man ist daher leicht geneigt zu glauben, dieser Tatbestand allein genüge schon zur Klärung der Frage, warum die Hochwasserabflußfaktoren mit den Jahreszeiten schwanken. Wir werden jedoch gleich sehen, daß die Dinge hier nicht so einfach liegen und noch genauer ins Auge gefaßt werden müssen.

In früherer Zeit maßen viele Hydrologen den langfristigen Rücklagen, die sich infolge Versickerung auf Kosten des Oberflächenabflusses und des schnell wiederaustretenden Wassers während der Hochwasser bilden und der Menge nach allerdings sehr unterschiedlich sein können, recht wenig Bedeutung zu. Heute kann jedoch nicht mehr der geringste Zweifel darüber bestehen, daß auch dieser Faktor für den Abfluß von sehr großer Bedeutung ist. In Wirklichkeit sind Evapotranspiration und Rücklage eng miteinander gekoppelt. Je höher nämlich die Temperatur steigt, umso größer wird die austrocknende Wirkung der Evapotranspiration in den obersten Bodenschichten, sofern diese durch-

⁹⁾ Je nachdem, ob der Winter milde oder streng ausfällt, ist auch die Evapotranspiration mehr oder weniger stark. In einigen mediterranen und subtropischen Klimaten kann sie im Winter ziemlich hohe Werte erreichen.

lässig und nicht allzu mächtig sind, und umso mehr unterirdischer Raum wird vor dem Eintritt eines Hochwassers für das Sickerwasser freigemacht. Das tritt natürlich umso stärker in Erscheinung, je länger sich die Evapotranspiration auswirken kann und je weniger ihre Wirkung durch erneute Niederschläge abgeschwächt wird.

Mit anderen Worten: die hohen Temperaturen und der Wasserbedarf der Pflanzen geben dem Boden im Sommer durch Entzug des Wassers, das seine Hohlräume ausfüllt, eine viel größere Aufnahmefähigkeit als im Winter. Im Sommer sind also zur Überwindung der hydrologischen Trägheit der Einzugsgebiete (um den glücklichen Ausdruck von *Aimé Coutagne* zu gebrauchen), d. h. bis zum Erreichen einer Bodensättigung, die Oberflächenabfluß gestattet, viel größere Niederschläge erforderlich als im Winter. Hierzu sei außerdem noch bemerkt, daß die mittlere Höhe der Sommerregen in vielen Gebieten West- und Mitteleuropas und in den Vereinigten Staaten östlich des Felsengebirges dem absoluten Betrag nach gar nicht ausreicht, um den Boden so zu durchtränken, daß die Versickerung, die kurz vor Beginn des oberirdischen Hochwasserabflusses stattfindet, während der entscheidenden Niederschläge wesentlich verringert würde. Dazu wäre ein mittlerer Monatsniederschlag von 150—250 mm erforderlich und der wird fast nie erreicht.

Außerdem ist zu bedenken, daß bei den Sommerhochwassern trotz der höheren Temperaturen gar nicht eine so starke Verdunstung am Werke sein kann, wie man das früher annahm; denn in den Gebirgen sind die Temperaturen im Sommer oberhalb bestimmter Höhengrenzen ebenso niedrig, wie in tieferen Lagen während des Winters. Und im Tiefland und Mittelgebirge bringen die Sommerregen fast immer eine bestimmte Abkühlung mit sich, so daß der Regen oft bei sozusagen winterlichen Temperaturen fällt — und das bei einer relativen Luftfeuchtigkeit von 100% in Bodennähe, die auch wiederum eine starke Verdunstung unmöglich macht. Erst nach Auflösung der Wolkendecke kann die Sonneneinstrahlung die Temperaturen wieder in die Höhe treiben oder — wenn das nicht der Fall ist und es kühl bleibt — kann ein kräftiger Wind die feuchten Luftmassen¹⁰, die über dem durchtränkten Boden liegen, durch trockene ersetzen. Nur unter diesen Bedingungen fällt der Verdunstung wieder mehr Wasser anheim als im Winter. Das tritt allerdings noch stärker in Erscheinung, wenn der Oberflächenabfluß auf den Hängen und in den überschwemmten Tälern infolge geringen Gefälles lange anhält. Auf Grund dieser, wie mir scheint ziemlich einleuchtenden Tatsachen kann man vermuten, daß die Sommerhochwasser weniger durch die Evapotranspiration abgeschwächt werden, wie man das bisher glaubte, als vielmehr durch die sofort einsetzende Versickerung. Wir werden sehen, ob uns die folgenden Meßergebnisse, zu denen ich in diesem Aufsatz noch Stellung nehmen werde, über diesen Punkt Aufschluß geben können.

¹⁰) Solange die Luft nicht fortbewegt wird und eine hohe relative Luftfeuchtigkeit bestehen bleibt, übt diese dauernd eine hemmende Wirkung auf die Verdunstung aus.

C. Ziemlich große sommerliche Abflußfaktoren, jedoch kleiner als die im Winter erreichten.

1. Hochwasser der Monate Mai und Juni.

Es ist eine unumstößliche und wichtige Tatsache, daß die Abflußfaktoren mancher großer Sommerhochwasser — auch wenn sie die im Winter vorkommenden nicht erreichen — durchaus nicht immer so klein sind, wie die oben angeführten. Wir wollen hier keine Beispiele für den Monat April geben; denn bis dahin hat sich die Abflußbereitschaft des Bodens meist nur unwesentlich verringert. Im Mai und Juni dagegen, wenn die Temperaturen ansteigen und sich ihre Wirkungen auf die Bodenfeuchtigkeit mit der Zeit summieren, erreichen Verdunstung und Versickerung schon häufig ganz beachtliche Werte. Aber immer noch ist die Wirkung dieser beiden Ursachen des Abflußverlustes während dieser beiden Monate längst nicht so groß wie mitten im Sommer, da die Bodensättigung, die im Oktober oder November zu wachsen beginnt, noch bis zum Februar oder März ihre steigende Tendenz beibehält.

So erreichen beispielsweise manche Maihochwasser in unseren Gebieten bei einer durchschnittlichen Niederschlagshöhe von 75—90 mm Abflußfaktoren von 50% und mehr, wobei der Abflußverlust oft nur wenig mehr als 30—40 mm beträgt. Für das große Hochwasser des Neckar bei Offenau im Mai 1931 können wir z. B. einen Abflußfaktor von 48,5% und einen Abflußverlust von 32,5 mm anführen, zweitens einen Verlust von 34 bzw. 35 mm (höchstens von 40 mm, wenn der Abfluß überschätzt wurde) und einen Abflußfaktor von 48—60% für zwei sehr große, wenn auch nicht gerade katastrophale Hochwasser der Garonne bei Agen. Bei einem sehr großen Hochwasser der Susquehanna bei Harrisburg im Mai 1894 betrug der Abflußverlust trotz der 126 mm Niederschlag, die sich zwar auf sieben Tage verteilten, aber größtenteils vom 19.—21. Mai fielen, auch nur 38,6 mm und der Abflußfaktor erreichte entsprechend 69,5%. Allerdings ist es nicht ausgeschlossen, daß der Scheitelabfluß dieses Hochwassers (der auf jeden Fall über 16 500 cm/sec. lag), ein wenig übertrieben ist¹¹⁾, doch kann man andererseits vermuten, daß die Niederschlagshöhe unterschätzt wurde, da in verschiedenen Teilen des Einzugsgebietes in den Appalachen, die sehr starke Niederschläge erhielten, keine Regenmeßstationen vorhanden waren. Allem Anschein nach muß man aber doch wohl, selbst wenn diese recht unsicheren Hypothesen zutreffen sollten, mit einem Abflußfaktor

¹¹⁾ Obwohl der Höchstabfluß im März 1936 auf Grund exakter Messungen den enormen Wert von 21 000 cbm/sec. und in den ersten Junitagen des Jahres 1889 19 800 cbm/sec. erreichte — und das bei einem Einzugsgebiet von nur 62 400 qkm.

von mindestens 60—65% und einem Abflußverlust von höchstens 50 bis 55 mm rechnen. Diese Zahlen, die auf eine sehr große Abflußbereitschaft des Bodens schließen lassen, unterscheiden sich schon nicht mehr sehr stark von den typischen Winter-Abflußfaktoren, wie man sie im Nordosten der U.S.A. und in Westeuropa beobachten kann.

Zwei weitere Beispiele in diesem Zusammenhang sind die beiden großen Hochwasser des Po im Mai-Juni 1917 und im Mai 1926. Das erste Hochwasser (Mai-Juni 1917) wurde durch Niederschläge von 265 mm Gesamthöhe verursacht, die in drei Abschnitten in einem Gesamttraum von 25 Tagen fielen, wobei Ende Mai allein an drei oder vier Tagen 136 mm niedergingen; und das zweite durch einen Starkregen, der dem gesamten Einzugsgebiet in wenigen Tagen 165 mm brachte. Dabei ergaben sich lokale Höchstwerte von 400 mm und mehr in 24 Stunden. Die Abflußfaktoren für das gesamte Gebiet (70100 qkm) oberhalb des Deltas wurden zwar in zwei ausgezeichneten Monographien¹²⁾ mit 77 und 43,5% veranschlagt, doch erweckt diese große Differenz und vor allem der niedrige Wert des zweiten Faktors mein Mißtrauen gegenüber diesen Zahlen. Da beide Hochwasser lange anhielten und währenddessen auch noch mehr oder weniger große Schmelzwassermengen aus den Alpen hinzukamen, möchte ich annehmen, daß man diese letzteren nicht richtig erfaßt hat und den Basisabfluß im Mai-Juni 1917 zu niedrig, im Mai 1926 dagegen zu hoch veranschlagt hat. Ich würde daher — vielleicht etwas zu willkürlich — für diese beiden Hochwasser Abflußfaktoren von 65—70 bzw. 55—60% ansetzen, was einen Abflußverlust von 78—91 mm bzw. von 66—75 mm ergibt.

Dieser Verlust ist für derartige Niederschläge in einem großen Einzugsgebiet, das eine riesige Ebene und große Seen umfaßt, relativ gering. Andererseits muß ich diesen Zahlen den relativ hohen Abflußverlust einiger Hochwasser im Einzugsgebiet des Kansas-River, eines westlichen Nebenflusses des Missouri, gegenüberstellen (wohlgemerkt e i n i g e r, nicht aller Hochwasser, wie der Fall des Hochwassers vom Juli 1951 zeigen wird). Im Mai-Juni 1903 ermittelte man nämlich für diesen Fluß oberhalb Bonner Springs in der Nähe von Kansas City trotz einer überdurchschnittlichen Bodensättigung¹³⁾ und bei 130 mm Niederschlag einen Abflußfaktor von nur 40%. Noch niedrigere Abflußfaktoren (20—25%) und einen entsprechend höheren Abflußverlust stellte man trotz einer durchaus nicht geringen Abflußbereitschaft des Bodens während eines Hochwassers des Republican River (oberer, nördlicher Zweig des Kansas) im Mai-Juni 1935 fest. Gewiß, es handelt sich hier um ziemlich grobe Ermittlungen des Abflusses, weil ich an den amtlichen Abflußzahlen von 1903 auf Grund neuer-

¹²⁾ Giandotti, M.: Ufficio idrografico del Po. Terza Pubblicazione; Parma 1922, 183 S., davon sind 124 Seiten dem Hochwasser von Mai-Juni 1917 gewidmet. 16 Fotos, 8 Karten der Luftdruckverteilung, 6 Niederschlagskarten und 3 Blätter mit graphischen Darstellungen im Anhang.

Von demselben Autor: La magra eccezionale nel bacino padano dell'anno 1922 e la grande piena del Po dell'anno 1926. Uff. idr. del Po. Parma und Rom 1931; 23 x 31 cm, 113 S., 18 Tafeln und Fig. Diese beiden Hochwasser zählen zu den größten, die am Po vor der Katastrophe von November 1951 vorgekommen sind.

¹³⁾ die jedoch erheblich geringer war, als die vor Eintritt des Hochwassers von Juli 1951 (siehe weiter unten).

rer Angaben¹⁴) einige Korrekturen vorgenommen und die Niederschlagsmengen, die diese beiden Hochwasser hervorriefen, teilweise nur nach Augenmaß planimetriert habe. Aber selbst wenn diese niedrigen Abflußfaktoren beträchtlich von den tatsächlichen Werten abweichen sollten, so brauchen sie nicht unbedingt mit den für gewöhnlich beobachteten Erscheinungen in Widerspruch zu stehen; denn es heißt, daß die Böden der fast steppenhaften Hochflächen dieses Einzugsgebietes sehr durchlässig und die Sommertemperaturen infolge der niedrigen Breite (38.—40. Grad) höher als in Frankreich oder in der Po-Ebene sind. Deshalb ist es sehr gut möglich, daß der Abflußfaktor bei der Katastrophe von 1935, die im Gebiet des oberen Republican 100 Opfer forderte, selbst in den Gebieten, wo die stärksten Niederschläge fielen (200—600 mm, die wie es scheint, stellenweise innerhalb 12 Stunden niedergingen) nur 50—60% betrug. Immerhin ist das schon bedeutend mehr als die 20—25%, die man für das Gesamtgebiet ermittelte. Im Mai 1903 soll dagegen das ganze westliche Drittel, wenn nicht die Hälfte des Kansasgebietes nur mäßig starke Niederschläge erhalten haben, von denen wahrscheinlich mindestens $\frac{1}{3}$ versickerten. Aber im Unterlauf des Republican und des Smoky Hill und auch im Bereich des Kansas, der von diesen beiden Flüssen gebildet wird, erzeugten sehr starke Niederschläge, die auf abflußbereiten Boden trafen, auf einer Fläche von mehreren Zehntausend Quadratkilometern Abflußfaktoren von 50—60%. Auf ganz kleinen Flächen, wo der Niederschlagsschwerpunkt gelegen hatte, wurden sogar Faktoren von 60—70% erreicht. Ebenso unterschiedliche Abflußfaktoren traten auch bei dem berühmten Hochwasser im Juli 1951 auf, da die Niederschlagsverteilung in beiden Fällen fast die gleiche war.

Nun wollen wir uns den Hochwassern zuwenden, die sich zu einem etwas späteren Zeitpunkt, nämlich mitten im Juni ereigneten. Als ich entdeckte, daß auch die beiden ans Unglaubliche grenzenden Hochwasser des Nueces und des Llano in Texas Mitte Juni 1935 relativ kleine Abflußfaktoren hatten, wurde mein Erstaunen fast noch größer als im vorigen Fall. Allerdings besteht auch hier die Möglichkeit, daß die Faktoren in Anbetracht der wenigen Angaben, die ich hierüber besitze, nicht ganz exakt sind. Der Nueces hatte damals bei Uvalde trotz eines Einzugsgebietes von nur 5000 qkm einen Scheitelabfluß von 17 400 cbm/sec. und der Llano, ein Nebenfluß des Colorado in Texas, erreichte bei Castell (Einzugsgebiet 9 080 qkm) 11 000 cbm/sec., wobei noch zu bemerken ist, daß beide Flüsse fast blitzartig anstiegen. Die Abflußfaktoren von 47,5% bzw. 43% sind trotz ihrer absoluten Größe ziemlich klein, wenn man dagegen die unerhörte Regenintensität (vielleicht 200—210 mm in einer Nacht¹⁵) betrachtet. Sicherlich haben diese Einzugsgebiete eine große Aufnahmefähigkeit, aber ich kann nicht sagen, ob das vorwiegend durch die natürliche Beschaffenheit der obersten Bodenschichten bedingt ist, oder ob

¹⁴) Die denkwürdigen Abflußmessungen von Juli 1951 haben gezeigt, daß die alten Berechnungen für Bonner Springs einen um ein Drittel zu kleinen Scheitelabfluß ergeben hatten.

¹⁵) Nach der Niederschlagskarte und den Abflußzahlen von: *Dalrymple, T., and others: Major Texas Floods of 1935. Geological Survey, Water-Supply Paper No. 796 — G, Washington, 1937; in Oktavformat, S. 223—290, 10 Fig., 9 Tafeln.*

nicht vielmehr die rasche und bis in größere Tiefen hinabreichende Austrocknung des Bodens, die infolge der hohen Temperaturen bei einer geographischen Breite von 30° stattfindet, dafür verantwortlich ist. Außerdem ist der mittlere Jahresniederschlag (weniger als 700 mm beim Llano, 600 mm beim Nueces) keineswegs in der Lage, eine starke Sättigung dieser Böden zu gewährleisten, es sei denn in ganz seltenen Ausnahmefällen. Der Abflußverlust dieser beiden Hochwasser, der ungefähr 110 mm betrug, ist meiner Meinung nach enorm; denn man muß auch hier bedenken, wie groß die Niederschlagsintensität bei diesen Wolkenbrüchen war, die diese ungläublichen Katastrophen, insbesondere beim Nueces, verursachten.

In Frankreich führen dagegen bereits viel geringere mittlere Niederschlagsmengen und längst nicht so intensive Regengüsse noch in der zweiten Junihälfte zu ziemlich großen Abflußfaktoren, da die austrocknende Wirkung der Temperatur wesentlich geringer ist. Im Juni 1875 kamen beim Tarn vor der Stadt Montauban von 130 mm Niederschlag, die innerhalb 2½ Tagen (vom 20.—23.) fielen, zwar nur 40—45% zum Abfluß — wobei der Abflußverlust 72—78 mm erreichte — aber zur gleichen Zeit soll der Abflußfaktor der Garonne bei Toulouse (10 000 qkm) 63,5% betragen haben und der Verlust trotz 162 mm Niederschlag nur 59 mm. Ich glaube zwar nicht, daß diese Zahlen mit großen Fehlern behaftet sind, da die Grundlagen ziemlich gut gesichert zu sein scheinen, aber es ist immerhin möglich, daß wir den Scheitelabfluß um 1000 cbm/sec. zu hoch angenommen haben; denn der Höchstabfluß von 8000 cbm/sec., mit dem wir rechneten, setzt vielleicht einen zu kleinen Rauigkeitskoeffizienten des Flußbettes voraus. Außerdem ist es wahrscheinlich, daß die Niederschlagsmengen unterschätzt wurden, da damals noch nicht genügend Regenmesser in den Pyrenäen vorhanden waren. Ich würde mich nicht wundern, wenn der Abflußfaktor höchstens 60%, oder vielleicht nur 55 bis 57% betrug und der Abflußverlust etwas mehr als 65 mm, doch läßt sich diese Korrektur leider nicht exakt begründen. Immerhin handelt es sich hier um eines der verheerendsten Hochwasser, das Frankreich je heimgesucht hat. Und gerade nach diesem Beispiel glaubte ich früher annehmen zu müssen, daß ein Junihochwasser, und wenn es noch so groß wäre, in West- und Mitteleuropa und bei einem Einzugsgebiet von 10 000 Quadratkilometern niemals einen Abflußfaktor von mehr als 65-70% erreichen könne.

2. Hochwasser im Hochsommer.

Früher glaubte ich vernünftigerweise annehmen zu müssen, daß von Juli bis September, also im Hochsommer, selbst die größten bei uns und in den U.S.A. vorkommenden Abflußfaktoren nur bei sehr kleinen Einzugsgebieten (von einigen hundert oder höchstens einigen tausend Quadratkilometern Größe) Werte von 50—55% erreichen bzw. knapp übertreffen könnten. Abgesehen von den Zahlen, die ich soeben für den Monat Juni anführte, hatte ich mir diese Meinung auch auf Grund einer ganzen Reihe anderer, sehr ernst zu nehmender Zahlenunterlagen gebildet.

a) Oder, Moldau, Donau.

Da ist zunächst das Beispiel der oberen Oder bei Ratibor, die während des berühmten Hochwassers im Juli 1903, das in geradezu meisterhafter Weise von dem verstorbenen Prof. Dr. K. Fischer untersucht wurde, von 169,5 mm Niederschlag nur 78,4 mm abführte, obwohl an einigen hochgelegenen Stationen in den südöstlichen Bergen Böhmens mehr als 200 mm Niederschlag an einem Tag gefallen waren. Das ergibt für diese riesige Überschwemmung einen Abflußfaktor von nur 46,3%¹⁶⁾ und einen Verlust von 91,1 mm bei einer Fläche von 6698 qkm. Zur gleichen Zeit kamen in der Glatzer Neiße von 160,7 mm Niederschlag, die in dem 4354 qkm großen und sehr gebirgigen Einzugsgebiet niedergegangen waren, 51,2% zum Abfluß, wobei der Verlust 78,4 mm betrug. Dieser Abflußfaktor von 51,2% schien mir in diesem Gebiet ein kaum überbietbarer Höchstwert zu sein.

Zum zweiten bestand kein Zweifel, daß die Moldau bei Prag (26 961 qkm) Anfang September 1890 während eines ihrer berühmtesten Hochwasser dank einer abnorm großen Abflußbereitschaft des Bodens mehr als 50% von 109 mm Niederschlag abgeführt hatte. Schließlich waren im Juli-August 1897 und im September 1899 während der Hochwasserkatastrophen der Donau, die sich bei ziemlich schwacher Abflußbereitschaft des Bodens ereigneten, bei Wien (101 600 qkm) 42,1 bzw. 41,9% der großen Niederschlagsmengen¹⁷⁾ (111,5 bzw. 152,7 mm) abgeflossen, was im ersten Fall einen Verlust von 64,5 mm und im zweiten einen von 88,4 mm ausmacht. Ich hatte mit allzuviel Vorsicht angenommen, daß in den Abflußfaktoren für das Gesamtgebiet der österreichischen Donau für die kleinen Gebiete von 1000—5000 qkm Größe, wo die höchsten Regenspenden aufgetreten waren, lokale Abflußfaktoren von höchstens 50—55% und entsprechend bei der Moldau im September 1890 nur solche von 55—60% enthalten wären.

Seit etwa zehn Jahren hatte ich dann aber für die allergrößten Abflußfaktoren der Sommerhochwasser, die ich überhaupt für möglich hielt, etwas höhere Werte angesetzt, jedoch ohne mich dabei einfach auf die Wahrscheinlichkeitsrechnung zu verlassen, die für diese Faktoren, die zwar enorm selten (durchschnittlich einmal im Verlauf von 500 oder 1000 Jahren), aber doch immerhin bei den verschiedenen Kombinationsmöglichkeiten der Hochwasser erzeugenden Faktoren möglich sind, noch viel höhere Werte voraussehen läßt. Vielmehr hatten mich die Ergebnisse neuartiger Rechenverfahren, die ein abgerundetes Bild ergaben, weil sie sich für mehrere große amerikanische Hochwasser der letzten Jahre auf Zehner bzw. Hunderte von Stationen stützten, aufhorchen lassen und mich veranlaßt, noch größere Werte für die Abflußfaktoren anzunehmen.

¹⁶⁾ Es besteht kein Anlaß anzunehmen, der Abfluß wäre vielleicht unterschätzt worden. Die Art, wie man die Abflußkurve für die Wasserstände über 6,50 m extrapolierte, läßt vielmehr das Gegenteil vermuten.

¹⁷⁾ K. K. Hydrogr. Zentralbüro: Die Hochwasserkatastrophe des Jahres 1897 in Österreich. Wien 1898, 170 S., 49 Fig. u. 15 große Tafeln im Anhang. — Die Hochwasserkatastrophe des Jahres 1899 im österreichischen Donaugebiet, Wien 1900; 162 S., 50 Fig., 9 große Tafeln und Karten im Anhang.

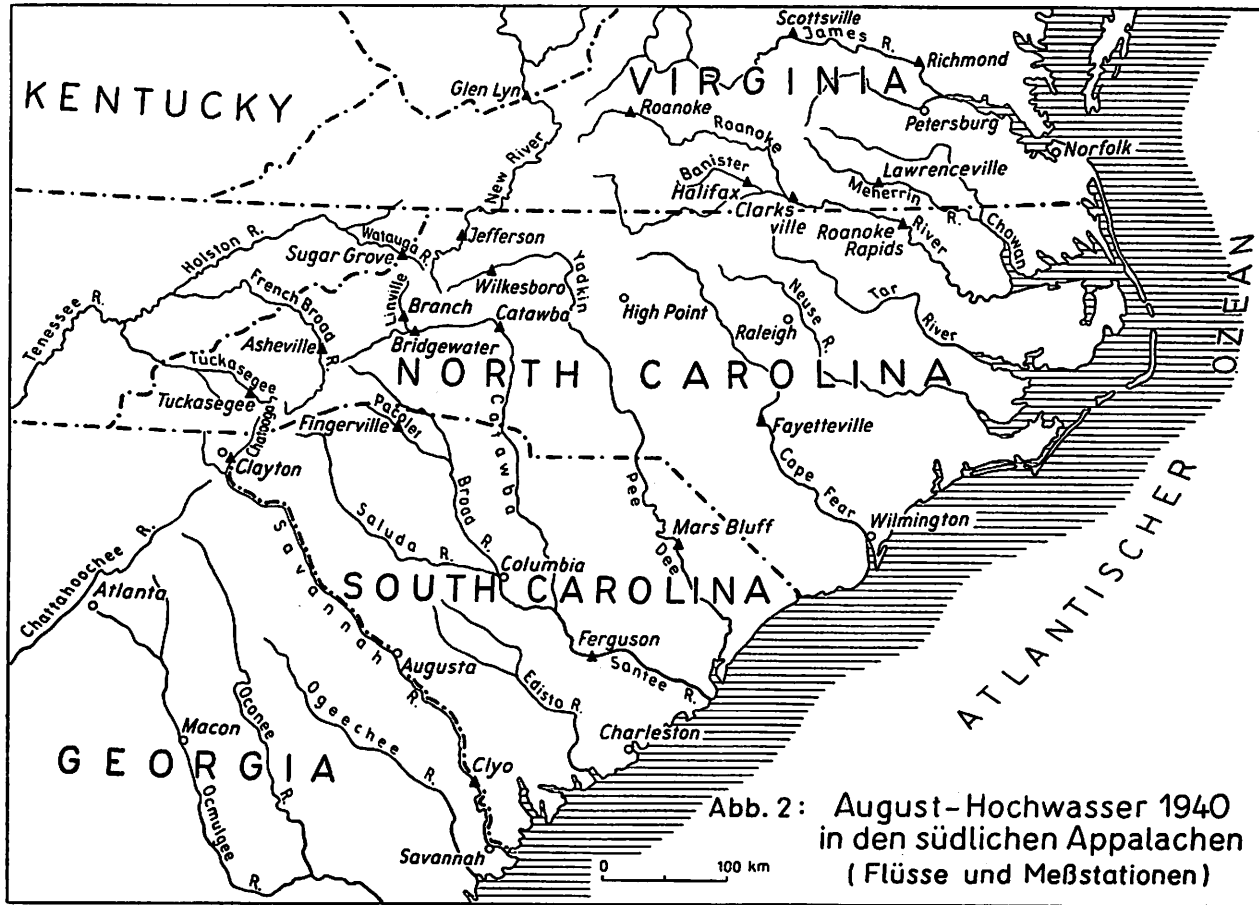


Abb. 2: August-Hochwasser 1940 in den südlichen Appalachen (Flüsse und Meßstationen)

b) Südliche Appalachen im August 1940.

Die Abflußfaktoren jenes Hochwassers, das sich im August 1940 in den südlichen Appalachen ereignete (Abb. 2), konnten meinen ziemlich großen Optimismus, den ich in dieser Beziehung hatte, eigentlich noch nicht in entscheidender Weise beeinträchtigen; denn sie waren gar nicht so sehr groß, da die Abflußbereitschaft des Bodens nur gering gewesen war. Im Juni und Juli waren die Niederschläge in Virginia, Georgia und im östlichen Tennessee zwar etwas stärker als gewöhnlich gewesen, in Nord- und Südkarolina aber, wo später der Wolkenbruch am heftigsten tobte, waren sie weit unter dem Durchschnitt geblieben. Für die Zeit von März bis Juli aber wiesen alle diese Gebiete, mit Ausnahme Virginias, ein Niederschlagsdefizit auf und vom 15. Juli bis 10. August hatte es sozusagen überhaupt nicht geregnet. Die Wasserführung der Flüsse war daher kurz vor dem Eintritt des Hochwassers höchstens normal, oder besser gesagt ziemlich gering in Anbetracht der Jahreszeit. Auch die Wasserspiegel der Brunnen lagen tiefer als zum entsprechenden Zeitpunkt in den drei vorhergehenden Jahren. Kurz, der Boden besaß kurz vor dem Eintreffen der tropischen Zyklone, die den heftigen Wolkenbruch auslöste, eine beträchtliche Rückhaltekraft. So ist zu verstehen, daß die Abflußfaktoren trotz der starken Niederschläge und des gebirgigen Charakters dieses Gebietes ziemlich klein und die Abflußverluste entsprechend groß waren. Der Roanoke z. B. hatte bei Clarksville, wo das Hochwasser am größten war, nur einen Abflußfaktor von 46,4% und einen Abflußverlust von 132 mm, obwohl in seinem 18 950 qkm großen Einzugsgebiet innerhalb weniger Tage 246 mm Niederschlag gefallen waren. Im Gebiet der Savannah hatten 216 mm Niederschlag auch nur einen Abflußfaktor von 30,8%, also einen Verlust von 150 mm bei Clio (25 500 qkm) ergeben. Einige lokale Abflußfaktoren waren allerdings größer: so erhielt man z. B. für einen kleinen Nebenfluß der Kanawha (die wiederum ein Nebenfluß des Ohio ist), bei 338 mm Niederschlag einen Abflußfaktor von 60%. Für die Catawba bei Bridgewater ermittelte man 60,5% bei 302 mm und für die Watanga bei Sugar Grove 64,5% bei 310 mm Niederschlag. Die Einzugsgebiete dieser Flüsse sind aber auch nur 535, 985 und 235 qkm groß und in ihnen waren die stärksten Regengüsse niedergegangen. Weiter flußabwärts sanken die Abflußfaktoren schon auf relativ kurze Entfernung unter 40 bzw. 30%. Dafür erreichten die Abflußverluste stellenweise 178, 208 und 236 mm, was ohne Zweifel der sehr großen Aufnahmefähigkeit des Bodens zuzuschreiben ist. Im Hinblick auf das ganze Gebiet kann man also sagen, daß die Abflußverluste an einer ganzen Reihe von Stationen bei einer Niederschlagshöhe von 200—350 mm 140—150 mm überschritten.

Abgesehen von den Einzugsgebieten, die ich zuletzt anführte, waren also die Abflußfaktoren im August 1940 zwar nicht gerade klein, sie erreichten jedoch aus dem oben dargelegten Grunde auch keineswegs die Werte, die in diesem Gebiet bei gleicher Niederschlagshöhe hätten erreicht werden können¹⁸⁾.

¹⁸⁾ Floods of August 1940 in the Southeastern States; Geological Survey, Water Supply Paper No. 1066, Washington 1949; in Oktavformat, 554 S., 35 Fig., 22 Tafeln im Anhang, 3 Karten als Beilage.

c) Muskingum im August 1935.

Beim Muskingum, einem nördlichen Nebenfluß des Ohio, kamen im August 1935 trotz der Flachheit seines Einzugsgebietes und einer geringeren, mittleren Gesamtniederschlagshöhe als in den Appalachen auf gleich großer Fläche größere Abflußfaktoren zustande, weil die Abflußbereitschaft des Bodens sehr groß war¹⁹⁾. Vom 20. Juli bis zum 5. August waren in diesem Gebiet 143 mm Niederschlag gefallen, d. h. 84 mm mehr (ein ungewöhnlich hoher Mehrbetrag) als der mittlere Niederschlag, den man normalerweise für diese 16 Tage hätte erwarten können. Daraufhin war das Wasser in den Flußbetten bis zu den Uferändern gestiegen, der Basisabfluß vor Eintritt des Hochwassers war also ganz beträchtlich. Die Abflußspende hatte sich von 2,5 l/sec/qkm am 20. Juli auf ungefähr 10 l/sec/qkm am 5. August erhöht, gegenüber einem mittleren Wert von ungefähr 4—5 l/sec/qkm. Also war auch die Abflußbereitschaft des Bodens kurz bevor der Wolkenbruch in der Nacht vom 6. zum 7. August innerhalb 12 Stunden dem gesamten Einzugsgebiet über 100 mm Niederschlag brachte, sehr groß. Die Niederschlagshöhe hatte im einzelnen folgende Werte erreicht: 109 mm oberhalb Coshocton, 114 mm oberhalb Dresden (12 550 bzw. 15 500 qkm) und 105 mm oberhalb Mac Connellsville (19 200 qkm). Sehr wahrscheinlich traten dabei lokale Niederschlagsmaxima von 250—300 mm auf. Die Abflußfaktoren beliefen sich an diesen drei Stationen auf 59,4, 61 und 55,7%. Entsprechend waren die Abflußverluste mit Werten von 44,3—47,4 mm für diese Jahreszeit verhältnismäßig gering. Nun hatten aber alle anderen Teile des Einzugsgebietes, die nicht im Niederschlagszentrum gelegen hatten, nur relativ mäßige Niederschläge bekommen. Das bedeutet, daß sich für das ganze Einzugsgebiet Abflußfaktoren von 65—70% und mehr hätten ergeben können, wenn der Wolkenbruch über einem größeren Teil des Einzugsgebietes niedergegangen wäre und beispielsweise 130—150 mm Niederschlag oberhalb Mac Connellsville gebracht hätte, was zwar kaum vorauszusehen, aber auch keineswegs ganz unwahrscheinlich war. Übrigens soll der Wills Creek (1895 qkm), der bei dieser Gelegenheit sehr starke Niederschläge erhielt (135,6 mm) einen Abflußfaktor von 70,3% gehabt haben. Denselben Wert hätte wahrscheinlich auch der Abflußfaktor des Muskingum erreicht, wenn der Wolkenbruch länger gedauert hätte und nicht so stark lokalisiert gewesen wäre.

d) Neu-England im September 1938.

Bei der denkwürdigen Überschwemmungskatastrophe, die vom 21. bis 23. September 1938 die Neuenglandstaaten heimsuchte (Abb. 3), wobei ungefähr 500 Menschen ums Leben kamen und für 300 Millionen Dollar Sachschaden entstand, waren zwar die Abflußfaktoren sowohl absolut als auch relativ gesehen (in Anbetracht der größeren Niederschlagshöhe) kleiner

¹⁹⁾ *Youngquist, V. and Langbein, W. B.: Flood of August 1935 in the Muskingum River Basin, Ohio. Geological Survey, Water Supply Paper No. 869, Washington 1941; in Oktavformat, 118 S., 23 Fig., 8 Tafeln im Anhang.*

Der Muskingum war durch sein phantastisches Hochwasser vom März 1913, das alle vorher erreichten Rekordwasserstände um mehrere Meter (7650 cbm/sec. und 10,20 m Wasserstand bei Mac Connellsville) übertroffen hatte, berühmt geworden. Im August 1935 führte er an der gleichen Stelle bei einem Wasserstand von 5,20 m nur 2940 cbm/sec. und das war bereits ein gewaltiges Hochwasser, das großen Schaden anrichtete.

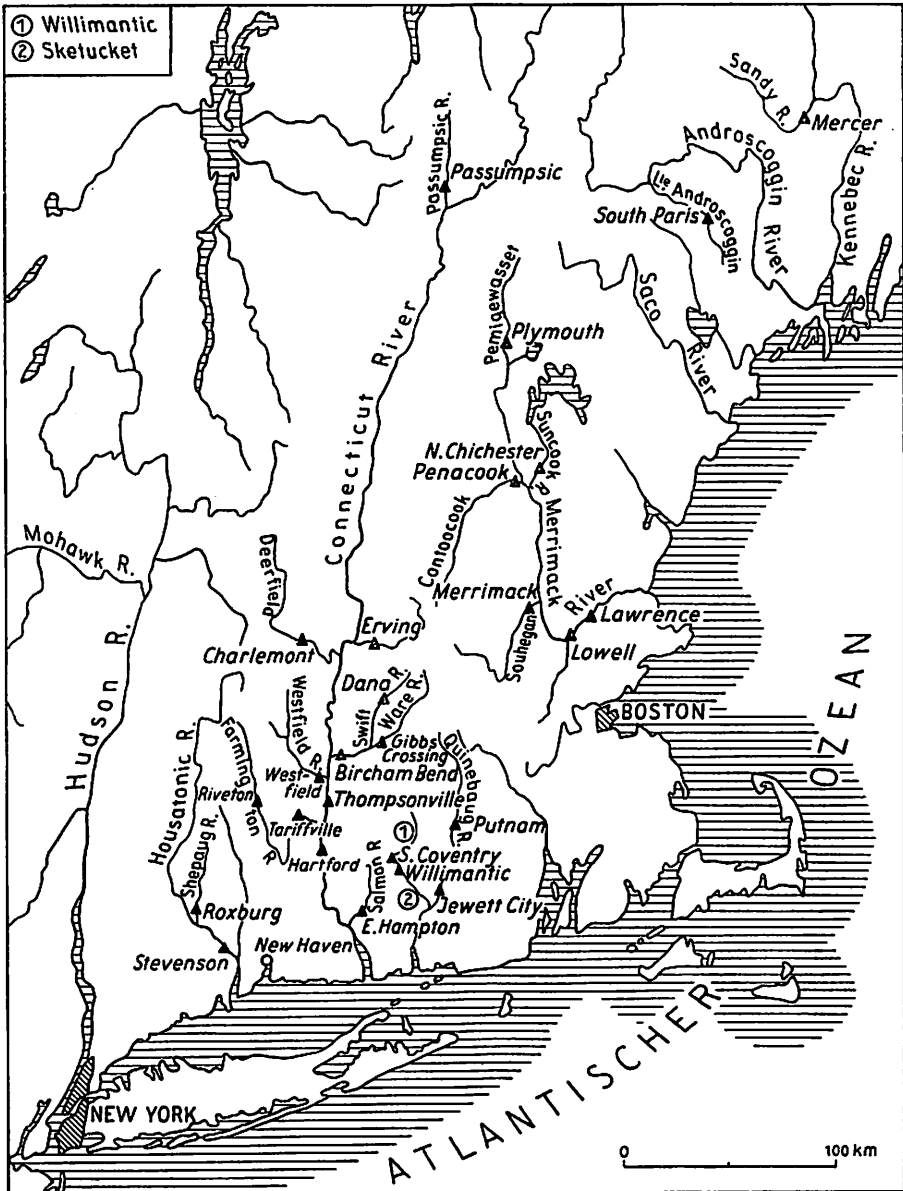


Abb. 3: September-Hochwasser 1938 in Neu-England
(Flüsse und Meßstationen).

als beim Muskingum im August 1935, doch war hier der Abfluß selbst bedeutend größer. Die Schäden wurden in erster Linie durch die vernichtende Gewalt des Sturmes und eine Springflut verursacht, die am 21. September an der Küste (auch an der von Long Island) wütete und zwar rechterhand der Zugstraße einer fürchterlichen tropischen Zyklone²⁰⁾, die bis in dieses an und für sich gemäßigte Gebiet vorgestoßen war.

Die Niederschläge, die damals fielen, waren zwar ganz enorm stark, aber doch längst nicht so heftig wie z. B. die, die von Zeit zu Zeit in Texas niedergehen. Vom 17. bis 20. September hatte es bereits viel geregnet und zwar unter ganz anderen atmosphärischen Bedingungen als denen, die während des dramatischen Durchzugs der Zyklone herrschten. Vom 1. bis 16. waren die Niederschläge in den verschiedenen Staaten Neuenglands zwar nicht wesentlich vom Durchschnitt abgewichen, da sie aber zum größten Teil in der Zeit vom 12. bis 16. fielen (mit Gesamthöhen von 40—60 mm in den verschiedenen Einzugsgebieten) hatten sie eine geringfügige Sättigung des Bodens bewirken können. Von Anfang August bis zum 12. September waren sie recht kärglich gewesen, die Temperaturen dagegen ungewöhnlich hoch. So war die Bodenfeuchtigkeit, die infolge sehr hoher Niederschläge in den Monaten Juni und Juli entstanden war, wieder beträchtlich verringert worden und das Wasser in den Flußbetten reichte damals gerade bis an die oberen Uferränder, so daß es schien, als brauche man nur mit kleineren Überschwemmungen zu rechnen. Am 16. September, einen Tag bevor die Hauptniederschläge fielen, mußte die Abflußbereitschaft des Bodens in Neuengland also größer sein als im August 1940 in den Appalachen, doch war sie andererseits wahrscheinlich nicht so groß wie beim Muskingum im August 1935. Eine Betrachtung der Ganglinie der Hochwasserwelle bestätigt uns, daß der ohne Zweifel ziemlich durchlässige Boden der Neuenglandstaaten am Abend des 21. September trotz der heftigen Niederschläge, die schon 3—4 Tage angehalten und in vielen Einzugsgebieten Gesamthöhen von 125—150 mm erreicht hatten, noch längst nicht vollständig gesättigt war²¹⁾. Ich glaube behaupten zu können, daß von den sehr starken Niederschlägen, die vor Eintritt des Hochwassers fielen, nur ein kleiner Bruchteil zum Abfluß kam (vielleicht nur 15—20%), während von den heftigen zyklonalen Niederschlägen, die vom 20.—21. September niedergingen, (ein Tagesmittel von 127 mm auf einer Fläche von 40 000 qkm, mit einem Höchstwert von 300 mm) sofort 80—90% abflossen. Daher auch das blitzartige Ansteigen der Flüsse an diesem Tage.

Die Gesamtniederschlagshöhe vom 17. bis 21. betrug 191 mm für das Gebiet des Connecticut oberhalb Hartford (27 160 qkm), 202 mm für den Mer-

²⁰⁾ *Paulsen, Carl G. and others: Hurricane floods of september 1938. Geological Survey, Water Supply Paper No. 867, Washington 1940; in Oktavformat, 562 S., 62 Fig., 20 Tafeln im Anhang. Dieses Werk enthält die Angaben über die Niederschläge vom September 1932, die ich weiter oben erläuterte.*

²¹⁾ Das kann entweder durch die Beschaffenheit des Bodens, d. h. durch die Mächtigkeit der durchlässigen Verwitterungsdecke bedingt sein, die über einem theoretisch als ziemlich undurchlässig geltenden Muttergestein liegt, oder durch die außerordentlich großen Waldgebiete, in denen der Boden ja auch stark aufgelockert ist, oder endlich durch die große Zahl der Teiche und Seen, die durch die glaziale Überformung entstanden. Es kann aber auch sein, daß alle diese Dinge mehr oder weniger zusammengewirkt haben.

rimack oberhalb Lowell (11 450 qkm) und 234 mm für die Housatonic (4000 qkm). Das sind doppelt so große Niederschlagshöhen wie beim Muskingum im August 1935 — allerdings ist auch die Zeitspanne viermal so lang. Trotz dieser großen Niederschlagsmengen erreichten die Abflußverluste in diesen drei Einzugsgebieten infolge der ziemlich geringen Anfangssättigung des Bodens 88, 108 und 100 mm, und die Abflußfaktoren betragen nur 54, 46,5 und 57,2%. Abgesehen von diesen drei Faktoren ergaben sich noch folgende: 64,8% für zwei kleine Flüsse²²⁾, die 308 bzw. 320 mm Niederschlag bekommen hatten (die Swift und die Chikopee), 64% für einen anderen Fluß, der 314 mm erhalten hatte (die Millers), 57,2% für die Farmington bei Riverton (288 mm), 62,5% für den Ware River (330 mm) und nur 49% für das 272 qkm große Gebiet des Salomon, das 352 mm Niederschlag empfangen hatte. Man kann diese Werte nicht gerade als niedrig bezeichnen, vor allem dann nicht, wenn man sie mit den Abflußfaktoren von September 1932 vergleicht, die zwar durch weniger starke, dafür aber umso intensivere Regengüsse hervorgerufen wurden und nur 6—12% in den verschiedenen Einzugsgebieten erreichten.

e) Weitere Hochwasser mit teils großen, teils kleinen Abflußfaktoren.

Hier will ich jetzt noch einige Abflußfaktoren anführen, die mir früher geradezu unmöglich erschienen und mich fast dazu hätten verleiten können, für gewisse Ausnahmefälle noch höhere lokale Abflußfaktoren für den Hochsommer anzunehmen als die, die ich im letzten Abschnitt aufzählte. Zwei dieser Faktoren beziehen sich auf das 1779 qkm große Einzugsgebiet der oberen Weichsel oberhalb Neuberun. Die Niederschläge vom Juni 1902 und Juli 1903, die hier innerhalb weniger Tage eine Höhe von 218 bzw. 163,4 mm erreichten, hatten Abflußfaktoren von 72,5 bzw. 75,6 % zur Folge, wie aus exakten Abflußmessungen hervorgeht²³⁾. Es kann sein, daß eine ungewöhnlich große örtliche Undurchlässigkeit des Gesteins hier den Oberflächenabfluß verstärkt hat — das ist jedoch nur eine Vermutung. Vielleicht liegt es aber auch daran, daß man infolge des teilweise gebirgigen Charakters des Einzugsgebietes die Niederschlagshöhe unterschätzt und infolgedessen die Abflußfaktoren um einige Prozent zu hoch angenommen hat. Wenn dies wirklich der Fall wäre, würden die tatsächlichen Werte wohl ungefähr so groß sein wie die höchsten, die ich im vorigen Kapitel anführte.

Was die Orba im Apennin (ein Nebenfluß des Tanaro, also auch des Po) anbetrifft, die im August 1935 (Bruch der Zerbino-Talsperre) einen Abflußfaktor von 70—75% hatte, so schienen mir zwar die hierfür in Frage kommenden Unterlagen trotz der enorm hohen Werte vertrauenswürdig zu sein, doch glaubte ich andererseits, daß ein derartig großer Abflußfaktor angesichts der fast unglaublichen Stärke der Niederschläge nur in ganz seltenen Ausnahmefällen auftreten könnte. Am 13. August fielen nämlich

²²⁾ Das Einzugsgebiet der Chikopee ist allerdings 1820 qkm groß.

²³⁾ Fischer, K.: Die Sommerhochwasser der Oder von 1813—1903, Jahrbuch für die Gewässerkunde Norddeutschlands, Berlin 1907; in Quartformat, 101 S., 16 Tabellen, 4 Fig. im Text, 16 Tafeln im Anhang. Dieses Meisterwerk enthält auch eine Untersuchung der Hochwasser der oberen Weichsel, aber in der Hauptsache werden die Hochwasser der Oder und ihrer Nebenflüsse betrachtet.

innerhalb von 9 Stunden auf 141 qkm des Einzugsgebietes 389 mm Niederschlag, und eine Fläche von 456 qkm, die das Gebiet der Orba mit umschließt, erhielt in der gleichen Zeitspanne 381 mm²⁴⁾. In Anbetracht der großen Zahl der Regenmesser müssen diese Zahlen richtig sein (Abb. 4).

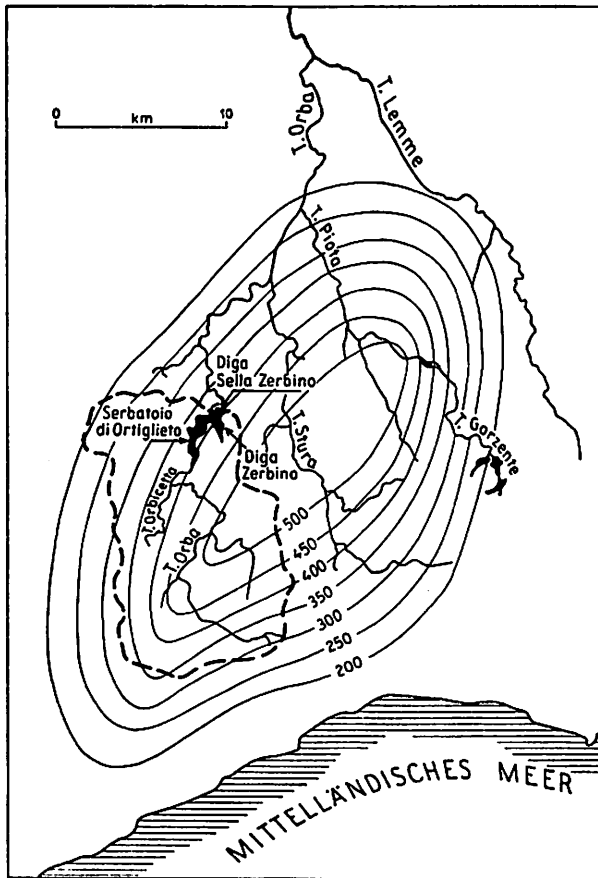


Abb. 4: August-Hochwasser 1935 im Apennin.

Abgesehen von diesen außergewöhnlich großen Abflußfaktoren kenne ich aber auch noch eine ganze Reihe anderer, sehr großer Sommerhochwasser, bei denen der Abflußfaktor nicht einmal 40—50% erreichte, obwohl die Niederschläge sehr intensiv gewesen und auf ziemlich stark durchtränkten Boden getroffen waren. Außer den Abflußfaktoren, die ich bereits für die Sommerhochwasser in Böhmen, Schlesien und den südlichen

²⁴⁾ Visentini, Marco, übersetzt von Pardé, M.: Ecoulement d'un Barrage sur l'Orba en Italie le 13 Aout 1935. Revue de Géographie Alpine, Grenoble. Bd. XXIV, 1936, S. 381—393, 2 Fig., 1 Tafel im Anhang.

Appalachen anführte, wären z. B. die Faktoren der Chemung bei Chemung und der Susquehanna bei Wilkesbare zu nennen, die bei der Katastrophe vom Juli 1935 im Staate New York auftraten. Hier kamen nämlich von 124,5 mm Niederschlag, die zum weitaus größten Teil innerhalb von 15 Stunden auf ein Gebiet von 6550 qkm fielen und selbst auf einer Fläche von 25 800 qkm noch eine mittlere Höhe von 118,5 mm erreichten, nur 39% zum Abfluß. Auch für das 67 200 qkm große Einzugsgebiet der Susquehanna bei Marietta ergab sich im August 1935 trotz der 105 mm Niederschlag, die innerhalb weniger Tage gefallen und auf ziemlich stark durchtränkten Boden getroffen waren, nur ein Abflußfaktor von 34%. Zu dem gleichen Zeitpunkt hatte der östliche Zweig des Delaware, der oberhalb Fishs Eddy auf 2028 qkm noch viel stärkere Niederschläge erhielt, nur einen Abflußfaktor von 55,2%.

D. Abflußfaktoren von Sommerhochwassern, die denen großer Winterhochwasser ebenbürtig sind.

1. Erste Anzeichen für die Eintrittsmöglichkeit noch größerer als der bisher für möglich gehaltenen Abflußfaktoren.

Die größten all dieser bisher aufgeführten Abflußfaktoren von Sommerhochwassern, nämlich 70—75% für Gebiete von 500—2000 qkm Größe und 55—60% für solche von 10 000—20 000 qkm Größe schienen mir also die höchsten, nur in den allerseltensten Fällen überhaupt erreichbaren Maximalwerte zu sein. Manchmal allerdings fragte ich mich, ob vielleicht nicht noch größere Faktoren wenigstens im Bereich der Möglichkeit lägen, z. B. für den Fall, daß bei einer sozusagen 100prozentigen Bodensättigung, die ja wahrscheinlich auch im August einmal vorkommen kann, 250—300 mm Niederschlag oder noch mehr innerhalb von zwei oder drei Tagen fallen, was ja auch nicht von vornherein ausgeschlossen ist. Ich war mir jedoch nicht ganz sicher, ob nicht allein die Evapotranspiration im Hochsommer oder selbst noch im September bei derartig starken Niederschlägen einen Abflußverlust von wenigstens 100 mm bewirken und somit auch die größten Abflußfaktoren, die ich im Mittelgebirge und auf Flächen von einigen Tausend Quadratkilometern Größe für möglich hielt, auf 65—70% herunterdrücken könne. Für diesen Fall hätte ich in entsprechender Weise auch die obere Grenze derjenigen Abflußfaktoren herabgesetzt, mit denen ich in den Tiefländern und niedrigen Höhenlagen der gemäßigten Breiten, abgesehen von sehr kleinen Gebieten (höchstens einige Hundert Quadratkilometer) oder solchen mit ganz besonders undurchlässigem, Gestein rechnen zu müssen glaubte.

Außerdem meinte ich früher, einzelne enorm große Abflußfaktoren, die man bei einigen berühmten und bereits weiter oben erwähnten Hochwassern in einzelnen Flußabschnitten feststellte, (sofern bei der Niederschlags- und Abflußmessung keine Fehler gemacht wurden), nur auf Grund der Undurchlässigkeit der obersten Bodenschichten erklären zu können. So z. B. die 80,5%, die man im September 1938 im Einzugsgebiet der Deerfield bei Charlemont (937 qkm) (Neuengland) feststellte — die mir allerdings in Anbetracht des geringen Abflußverlustes ein wenig zu groß zu sein scheinen, oder die 78%, die die Linville in den südlichen Appalachen während der Katastrophe vom August 1940 erreichte, wobei der Abflußverlust trotz der 358 mm Niederschlag nur 79 mm betrug. Da ich ferner damit rechnete, daß alle bisher aufgeführten Beispiele gewisse Fehler enthalten könnten bzw. nur ganz seltene Ausnahmen darstellten, war ich mir auch nicht ganz sicher, ob beispielsweise *L. Brandl* nicht ein wenig übertrieb, wenn er be-

hauptete, daß die größtmöglichen Abflußfaktoren im Gebiet des Jangtse-kiang während des Sommers — der einzigen Jahreszeit, in der in China große Hochwasser vorkommen — 70—75% überschreiten könnten.

2. Das entscheidende Beispiel: Kansas Juli 1951.

Nach dem Hochwasser, das sich im Juli 1951 in Kansas ereignete und das das für meine Schlußfolgerungen entscheidende Beispiel ist, bin ich nunmehr fast überzeugt, daß *Brandl* mit seiner Behauptung Recht hat. Man muß nämlich bedenken, daß bereits der mittlere Niederschlag im Einzugsgebiet des Jangtse-kiang (während mehrerer Monate 150—250mm/Monat) eine sehr starke Bodensättigung herbeizuführen vermag. Wenn die Niederschläge damals 5—6 Wochen lang um 30—50% über dem Durchschnitt lagen und dann noch einige sehr starke Wolkenbrüche (200 bis 300 mm innerhalb weniger Tage) hinzukamen, so dürften die anderen Faktoren, die den Abfluß während des Sommers vermindern, in großen Teilen des Einzugsgebietes (mehrere zehntausend Quadratkilometer) kaum noch einen nennenswerten Einfluß auf den Abflußfaktor ausgeübt haben²⁵⁾.

Daß die Evapotranspiration unter gewissen Umständen nicht in der Lage ist, den Abflußfaktor auf 70 oder 80%²⁶⁾ herunterzudrücken, geht erstens mit ziemlicher Sicherheit aus den Abflußzahlen hervor, die man an verschiedenen, wichtigen Punkten im Flußnetz des Jangtse-kiang ermittelte und zweitens aus dem Vergleich mit den Ergebnissen, die man bei dem katastrophalen Hochwasser in Kansas im Juli 1951 fand (Abb. 5). Dort wirkten alle für das Zustandekommen eines Hochwassers günstigen Faktoren zusammen, so daß die Abflußfaktoren ganz unerhört hohe Werte erreichten und die Versickerung so gut wie ausgeschaltet war. 70 Tage lang konnte man eine geradezu phänomenale Bodensättigung beobachten, die abgesehen von gewissen Vorhersagen, die die Wahrscheinlichkeitsrechnung ermöglicht, alle Prognosen übertraf. Vom 20 April bis Ende Juni fielen in Kansas und im westlichen Teil des Staates Missouri unaufhaltsam Niederschläge, und zwar alle bei der gleichen Wetterlage, wobei die meisten angrenzenden Gebiete seltsamerweise keinen Regen erhielten. Bis Ende Juni steigerten sie sich unaufhörlich, so daß Kansas im Mai 163 mm und im Juni 243 mm erhielt, und das bei durchschnittlichen Werten von 96—103 mm. Im Westen des Staates stieg der Niederschlagsmehrbetrag des Juni sogar auf 196 mm. Infolgedessen schwellen alle Flüsse dieses Gebietes mehrere Male an und zwar vor allem nach dem 20. Juni, (ein besonders schwerwiegender Umstand). Der Kansas selbst hatte sechs Hoch-

²⁵⁾ *Brandl, L., Ergebnisse hydrotechnischer Forschung im Gebiet des Jangtse-kiang.* Abh. Geogr. Ges. Wien, Bd. XV, H. 2, S. 1—64. 11 Blätter mit graphischen Darstellungen, davon mehrere zusammengefaltete, 6 Tafeln. Wie mir der hervorragende amerikanische Ingenieur *Savage* mitteilt, fielen bei Wu-fang (80 km südwestl. von Itchang) im Juli 1935 innerhalb von sechs Tagen 1320 mm Niederschlag und bei Itschang selbst 963 mm.

²⁶⁾ Im Gebiet des Hoang-ho übertreffen die Abflußfaktoren vielleicht nie die ziemlich niedrigen Werte von 15—20%, die ich oben anführte. Das hat seinen Grund einmal in der starken Aufnahmefähigkeit des Löss und zum anderen in der Mittelmäßigkeit der Niederschläge, die weder als vorbereitende noch als entscheidende Niederschläge eine solche Stärke haben wie im Gebiet des Jangtse-kiang.

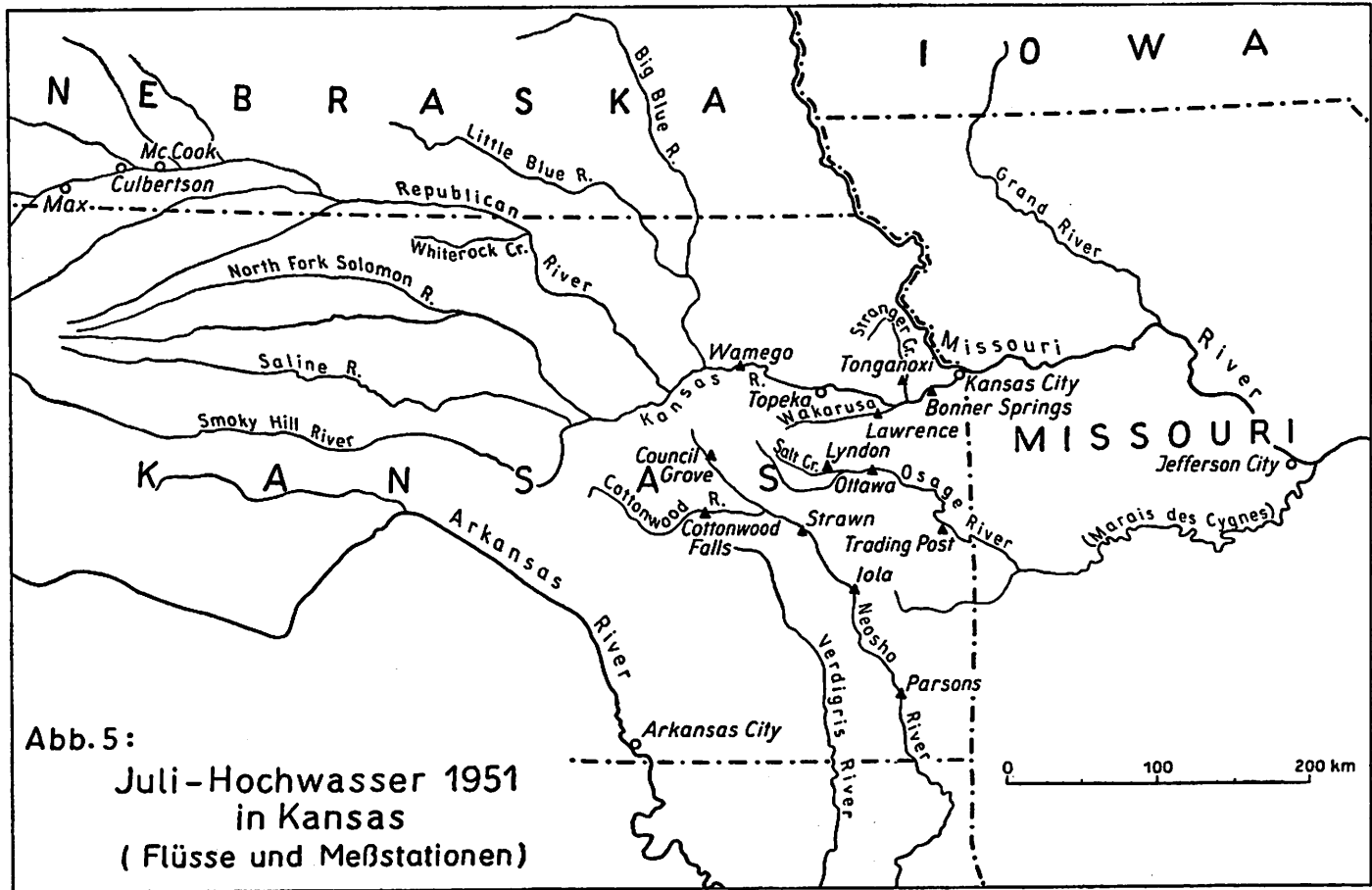


Abb. 5:
 Juli-Hochwasser 1951
 in Kansas
 (Flüsse und Meßstationen)

wasserwellen, darunter einige mit Scheitelwasserführungen von mehr als 5000 cbm/sec., die seit der Katastrophe von 1903 nie mehr vorgekommen waren. Am Morgen des 9. Juli hatten sich die Flüsse zwar gerade wieder bis auf die eigentlichen Flußbetten zurückgezogen, aber die Abflußspenden waren immer noch 8—15 mal so groß wie ihr langjähriges Mittel — ein Beweis für die phantastische Bodensättigung, die in diesem Augenblick herrschte. Da brach am Abend des 9. Juli der erste der drei kurz aufeinanderfolgenden Wolkenbrüche los, die in weniger als 72 Stunden an einigen Stellen 400—440 mm, in einem Gebiet von 13 000 qkm 330 mm und in einem Gebiet von 52 000 qkm 238 mm Niederschlag heruntergehen ließen.

Diese Niederschläge sind vom „Weather Bureau“ der Vereinigten Staaten und verschiedenen anderen Ämtern mit einer außerordentlichen Sorgfalt untersucht, kontrolliert und durch Planimetrieren gemittelt worden. Die ungewöhnlich großen Scheitelwasserführungen der Flüsse wurden teils von Ingenieuren des Geological Survey an mehreren Punkten direkt gemessen — wobei geradezu technische Meisterleistungen vollbracht wurden — teils wurden sie auf rechnerischem Wege mit Hilfe von kritisch geprüften Formeln ermittelt. Nur so war es möglich, auch die Abflußzahlen anderer Stationen, wo man den Abfluß nicht direkt messen konnte, mit großer Genauigkeit zu errechnen, indem man sie nämlich von den gemessenen Ergebnissen ableitete und dann die Methode des „flood routing“ anwandte. Wir haben die Gewißheit, daß die Abflußbilanzen, die als Ergebnis dieser Untersuchungen veröffentlicht wurden, schlimmstenfalls in Einzelheiten kritisiert werden können²⁷⁾.

Hier stellte sich nun heraus, daß die Abflußverluste selbst bei den Flüssen, die die stärksten Niederschläge erhalten hatten, nämlich beim Neosho, einem Nebenfluß des Arkansas und seinem Nebenfluß, dem Cottonwood River, sowie beim Marais des Cygnes (einem Quellast des Osage, der wiederum ein Nebenfluß des unteren Missouri ist) und schließlich bei einigen kleinen Nebenflüssen des Arkansas trotz einer mittleren Niederschlagshöhe von 250—377 mm an keiner Stelle mehr als 62 mm erreicht hatten. Vielmehr betragen sie an mehreren Stellen nur 37—41 mm — das sind Werte, die bei derartigen Niederschlägen gewöhnlich nur mitten im Winter auftreten. Entsprechend lagen die Abflußfaktoren ganzer Einzugsgebiete, von denen eines 9640 qkm umfaßt (Neosho bei Jola) im großen ganzen zwischen 80 und 90% (Abb. 6). Selbst beim Stranger Creek, einem Nebenfluß des unteren Kansas, der nur 151 mm Niederschlag erhalten hatte, was ja im Verhältnis zu den oben aufgeführten Zahlen nicht sehr viel ist, betrug der Abflußfaktor immer noch 77,7%.

²⁷⁾ Hierzu siehe vor allem: Weather Bureau, Technical Paper No. 17: Kansas-Missouri floods of June-July 1951, Kansas City Juli 1952; 105 S., 39 Fig., 11 Tafeln im Anhg.

Geological Survey (U.S. Department of the Interior) Water Supply Paper No. 1139: Kansas-Missouri floods of July 1951. Washington 1952; in Oktavformat, 239 S., 32 Fig., 19 Tafeln im Anhang, 3 zusammengefaltete Karten. Außerdem hat die „Revue pour l'Etude des Calamités“, Genf, im Jahre 1953 folgenden Aufsatz von mir veröffentlicht: Crues désastreuses de la Kansas et de quelques rivières voisines, No. 30—31; S. 52—80; 9 Fig.

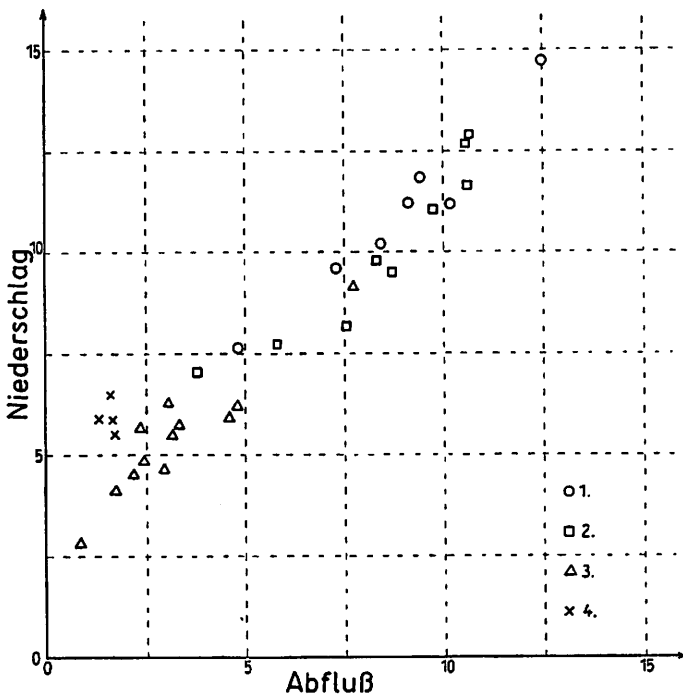


Abb. 6: Beziehungen zwischen Niederschlag und Abfluß beim Juli-Hochwasser 1951 in Kansas (9.—12. Juli 1951). Niederschlag und Abfluß sind in „inches“ ausgedrückt (1 inch = 25,4 mm).

Zeichenerklärung: 1) Gebiet des Neosko; 2) Gebiet des Osage (Marais des Cygnes im Unterlauf); 3. kleine Nebenflüsse im Gebiet des Kansas; 4) Gebiet des Solomon (nördlicher Quellast) und des White Rock Creck.

Reproduktion der Abbildung 24 (S. 219) des G. S. Water Supply Paper No. 1139.

E. Größtmögliche Hochwasserabflußverluste.

1. Problemstellung.

Es will mir scheinen, als seien wir jetzt bei den Faktoren angelangt, die für die größtmöglichen Abflußfaktoren und andererseits für die aller kleinsten Abflußverluste, die bei Sommerhochwassern auftreten können, entscheidend sind; denn die Zahlen, die ich oben anführte, sprechen für sich. Ich denke, daß der in diesen Dingen versierte Leser sicher schon einige der Schlußfolgerungen, die ich erst am Ende dieser Arbeit bringe, für sich hat vorwegnehmen können. Zuvor möchte ich aber noch zu einem andern Problem Stellung nehmen, einem Problem, das zwar mit dem in dieser Abhandlung erörterten in einem gewissen Zusammenhang steht, ihm aber an sich diametral entgegengesetzt ist. Das ist die Frage, welche Werte die aller kleinsten Abflußfaktoren und andererseits die aller größten Abflußverluste in den mittleren Breiten und in den Tropen während des Hochsommers haben können, wenn Niederschläge von mindestens 200 mm Gesamthöhe innerhalb weniger Tage in irgendeinem Einzugsgebiet nieder gehen. Und dann bleibt schließlich noch die Frage, welche Werte der größtmögliche Abflußverlust bei unbegrenzt großer Niederschlagshöhe erreichen kann.

Ich will versuchen, diese Fragen nacheinander in zwei verschiedenen Abschnitten zu beantworten, obwohl ich fürchte, daß diese Zweiteilung ein wenig fiktiv ist, da es selbst bei ganz außerordentlich durchlässigen Böden nach ganz abnorm starken Niederschlägen schließlich doch noch zu einem oberirdischen Abfluß kommen kann. Eine teilweise theoretische Gleichsetzung, (daß nämlich letzten Endes auf jedem Boden oberirdischer Abfluß stattfindet), die man bei gewissen außergewöhnlich starken Niederschlägen — die natürlich auch von Fluß zu Fluß verschieden sind — schließlich auf alle Gebiete anwenden kann, ist aber in der Praxis keineswegs erforderlich. Ich will damit sagen, daß es gewisse Gebiete mit sehr durchlässigen Gestein gibt, wo selbst die allerstärksten Niederschläge, die dort vorkommen können, nicht in der Lage sind, die Speichercapazität des Bodens zu überwinden und einen Oberflächenabfluß herbeizuführen. Oder noch anders ausgedrückt: es gibt zwar verschiedene außerordentlich durchlässige Gebiete — in denen aber trotzdem noch Hochwasser vorkommen können — doch andererseits auch noch durchlässigere, die selbst die größten Niederschläge, die auf der Erde überhaupt vorkommen, sozusagen bis zum letzten Tropfen aufnehmen können. Bei Flüssen, die derartige Gebiete entwässern, können also, wenn man von den langsamen Anschwellungen, die die allmählich auslaufenden unterirdischen Wasservorräte hervorrufen, absieht, niemals echte Hochwasserwellen vorkommen.

2. Sehr schwer zu sättigende Böden.

a) Allgemeines.

Ich werde diejenigen Fälle, die allem Anschein nach zu jener zweiten Kategorie gehören, erst an zweiter Stelle untersuchen und hier zunächst die Frage aufwerfen, wie groß die Abflußverluste sein können, wenn auf ganz stark ausgetrocknete und von Natur aus äußerst durchlässige Böden sehr starke Niederschläge treffen und dann noch — wie wir ja bei verschiedenen Hochwassern sahen — Abflußfaktoren von 30—60% zustande kommen. Da das Zahlenmaterial für eine genauere Untersuchung dieser Frage noch zu unzureichend ist, können wir im Augenblick hierauf nur eine ganz allgemeine, dafür aber auch wohl kaum anfechtbare Antwort geben: Wenn 200—300 oder noch mehr Millimeter Niederschlag innerhalb weniger Tage oder Stunden auf einen Boden treffen, der auf die Dauer doch einem starken Oberflächenabfluß stattgibt, so dürften die Abflußverluste — wenn man für alle zum Vergleich zur Verfügung stehenden Fälle eine gleiche Dauer der vorhergehenden Trockenperiode annimmt — je nach dem Grad der Durchlässigkeit und Speichermöglichkeit, d. h. nach der geologischen Beschaffenheit der Gesteine von Fall zu Fall verschieden sein.

Wie groß die Bedeutung dieses Faktors ist, wird jedem klar, der einmal in den Water Supply Papers des Geological Survey die Abflußbilanzen großer Hochwasser für mehrere Zehner oder Hunderte von benachbarten bzw. solchen Einzugsgebieten untersucht, von denen die einen bereits in anderen miteinbegriffen sind. Man begreift dann sehr schnell, daß die zahlenmäßigen Unterschiede zwischen den einzelnen Abflußfaktoren, die trotz gleicher Niederschlagshöhe entstehen und auf den ersten Blick überraschen, weil sie scheinbar jeder Logik Hohn sprechen²⁸⁾, in erster Linie nur durch die verschiedene Beschaffenheit der Gesteine erklärt werden können.

b) Einige Zahlenbeispiele.

Bevor ich jedoch zu den Beispielen, an denen sich die Wirkung dieses wichtigen Faktors ganz deutlich zeigt, einige grundsätzliche Erklärungen gebe, will ich zunächst einmal verschiedene Größenordnungen angeben und versuchen, sie zu erläutern. Wir haben gesehen (ich kann gar nicht genug auf dieses großartige Beispiel hinweisen), wie klein die Abflußfaktoren und wie groß die Abflußverluste (100—150 mm) im Vergleich zu den Niederschlägen waren, als am 16. September 1932 jener kurze, aber geradezu sintflutartige Wolkenbruch auf die sehr stark ausgetrockneten Böden Neuenglands niederging. Und im September 1938 hatten die Niederschläge, die dem Gesamtbetrag nach noch viel stärker waren, dafür aber in diesen Gebieten eine viel größere Abflußbereitschaft vorgefunden, zwar im ganzen gesehen vier bis fünf mal so große Abflußfaktoren zur Folge, aber die Abflußverluste erreichten entsprechend der Stärke der Niederschläge (im Mittel 250—370 mm) und der immer noch unvollständigen Sät-

²⁸⁾ Danach müßte man für stärkere Niederschläge auch größere Abflußfaktoren und für gleiche Niederschläge nicht sehr stark voneinander abweichende Abflußfaktoren erwarten können.

tigung der zweifellos sehr stark durchlässigen Schichten immer noch Werte von 125—180 mm. Ich glaube daher ohne weiteres annehmen zu können, daß die Abflußverluste bei gleichstarker Anfangssättigung des Bodens in den Gebieten mit größter Speichermöglichkeit — ganz abgesehen von Long Island, wo die Niederschläge restlos im Boden verschwinden — einen Betrag von 200 mm oder noch mehr hätten erreichen können, wenn hier innerhalb von fünf Tagen 400 oder 500 mm Niederschlag gefallen wären. Ja, man kann selbst noch mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit annehmen, daß sie sogar bis auf 250 mm, wenn nicht noch höher gestiegen wären, wenn derartige Niederschläge von 400—450 mm nach einer anfänglichen Trockenperiode wie der vor Eintritt des Hochwassers im Jahre 1932 gefallen wären. Sind das nun die größten Abflußverluste, die in diesen Gebieten vorkommen können? Wir wissen es nicht! Auf jeden Fall aber haben wir es hier mit erheblich größeren Werten zu tun als den 30—60 mm, auf die der Abflußverlust vielleicht zurückgegangen wäre, wenn die 250—370 mm Niederschlag in Neuengland auf einen ebenso abflußbereiten Boden getroffen wären wie etwa in Kansas vor Eintritt des entscheidenden Wolkenbruchs im Juli 1951. Ich sagte vielleicht, weil das keineswegs sicher ist; denn andererseits ist anzunehmen, daß der Hochwasser-Abflußverlust infolge der ungewöhnlich großen Waldgebiete (mehr als 60% des Einzugsgebietes) nie derart niedrige Werte annehmen kann wie in Kansas im Juli 1951; denn wenn es auch unwahrscheinlich ist, daß die bewaldeten Gebiete den Abflußverlust noch erhöhen, wenn sie erst einmal wassergesättigt sind, so kann es doch keinem Zweifel unterliegen, daß zu ihrer Durchtränkung viel größere Wassermengen erforderlich sind als beispielsweise für ganz kahle Böden oder solche, die nicht von einer derart dichten und viele lange Wurzeln treibenden Vegetation bestanden sind. Derartige Verhältnisse müßten also in vielen Gebieten die Hochwasser-Abflußverluste mehr oder weniger indirekt vergrößern.

Wenn nun die Hochwasser-Abflußverluste in Neuengland bereits 250 oder 275 mm erreichen (aber sicherlich kaum überschreiten können), so hat man in Texas während der furchtbaren Überschwemmungen vom Juli 1938 noch viel größere Abflußverluste feststellen können. Der Teil des Coloradogebietes, der damals heimgesucht wurde, liegt ziemlich weit oberhalb von Austin und ist sehr starken Dürren ausgesetzt, in denen der Boden gewissermaßen durchglüht wird. Der mittlere Jahresniederschlag ist hier relativ niedrig (650 mm im Gebiet der San Saba und nicht einmal 550 mm beim South Concho), die Temperaturen dagegen sind sehr hoch (die Mitteltemperatur liegt von Juni bis August normalerweise zwischen 24 und 27° C). Die Trockenheit des Gebietes kommt auch ganz deutlich in der mittleren Abflußspende zum Ausdruck; sie beträgt nur etwas mehr als 1 l/sec/qkm und im Oberlauf der San Saba bei Ménard ist sie noch niedriger. Trotz der 490 mm Niederschlag, die sich zwar auf die Zeit vom 16. bis zum 25. Juli verteilten, aber zum überwiegenden Teil in wenigen Tagen oder Stunden fielen, erreichte der Abflußfaktor hier nur 26,2% und weiter unterhalb, bei San Saba, betrug er in einem Gebiet von 7900 qkm Größe, das 477 mm erhalten hatte, nur 23,2%. Das ergibt einen Abflußverlust von 362 bzw. 366 mm. Einen noch höheren Wert, nämlich 405 mm, erreichte der Verlust im Gebiet des South Concho bei Christoval (1125 qkm), wo

500 mm Niederschlag gefallen waren. Das ergibt einen Abflußfaktor von nur 19%²⁹⁾. Trotzdem übertraf die Scheitelwasserführung hier mit 2830 cbm/sec. (gegenüber 2270 cbm/sec.) alle bis dahin erreichten Werte. Ich möchte annehmen, daß hier nicht nur die Austrocknung, sondern auch die geologische Beschaffenheit des Bodens einen starken lokalen Einfluß ausgeübt hat.

Wie aber sollen wir beurteilen können, ob der größtmögliche Hochwasser-Abflußverlust in extrem durchlässigen Gebieten, wo lang anhaltende Trockenperioden, die den Boden mehrere Meter tief austrocknen, mit Zeiten stärkster Niederschläge wechseln und daher auch Hochwasser vorkommen können, nicht auch 500—600 mm oder gar noch mehr erreichen kann?

c) Zeitweilige Minderung des Abflußverlustes bei oberflächlich ausgetrockneten Böden.

An dieser Stelle muß ich nun darauf hinweisen, daß lang anhaltende Trockenperioden unter gewissen Bedingungen auch einen völlig entgegengesetzten Einfluß auf den Oberflächenabfluß ausüben können, ihn also begünstigen, anstatt ihn wie gewöhnlich herabzusetzen oder gar eine Zeitlang ganz zu unterbinden.

Aus zwei Flußmonographien neueren Datums, deren Zahlenangaben ich allerdings nicht kritisch nachprüfen konnte und die sich auch nur auf zwei kleinere Gebiete, nämlich die aridesten Teile des Einzugsgebietes der Medjerdah in Tunesien und auf den Konkouré in Französisch-Äquatorial-Afrika beziehen, doch andererseits von sehr erfahrenen Ingenieuren stammen, geht nämlich folgendes hervor: Wenn in solchen Gebieten, wo Regen- und Trockenzeit streng periodisch miteinander wechseln, nur ein spärlicher Baumbestand vorhanden ist und der Grundwasserspiegel nahe an der Oberfläche liegt, kann bei einer ganz bestimmten Zusammensetzung und Mächtigkeit der Verwitterungsdecke während der Trockenzeit salzhaltiges Bodenwasser nach oben gesogen werden und sich infolge der Verdunstung des Wassers und der Kristallisation der Salze ein wasserundurchlässiger Horizont an der Oberfläche bilden. Je nach den örtlichen Bedingungen entstehen dabei entweder harte und relativ dicke Krusten oder nur dünne und nicht besonders harte Schichten, die aber auch kein Wasser durchlassen, da die einzelnen Partikel wie zusammengeleimt sind. Da die dicken Krusten der Versickerung des Regenwassers ein dauerndes oder jedenfalls sehr lange Zeit unüberwindliches Hindernis entgegenstellen, müssen wir sie als undurchlässig betrachten und können daher nur auf die dünnen und aus feinkörnigem Material zusammengesetzten Schichten eingehen, die nur zeitweise, d. h. während einiger Tage oder Wochen undurchlässig sind. In Gebieten mit solchen Schichten werden die ersten Niederschläge der Regenzeit entweder ohne weiteres oberirdisch abfließen oder zumindest nicht ganz versickern und entsprechend wird der Abflußverlust der ersten Hochwasser gering sein. Dann aber werden die Krusten nach

²⁹⁾ Von den 200 mm Niederschlag, die 2 bis 3 Tage vor Beginn der Hauptniederschläge gefallen waren, kamen nur 12,5% zum Abfluß; dann aber stieg der Abflußfaktor wegen der immer größer werdenden Bodensättigung auf 28% (und das ist ja auch noch recht wenig).

einer bestimmten Zahl von Tagen oder Wochen aufgelöst und weggeschwemmt werden, die Versickerung wird einsetzen und der Abflußverlust größer werden. Schließlich wird nach Sättigung des Bodens ein oberirdischer Abfluß stattfinden und der Abflußverlust wieder geringer werden — und das bedeutet die Rückkehr zum Normalfall.

d) Böden, die selbst im Winter große Wassermengen zu speichern vermögen.

Ich will mich jetzt wieder den Böden mit großer Speichermöglichkeit zuwenden, weil ich nur für sie genaues Zahlenmaterial besitze. Es ist klar, daß nach einer ganz bestimmten, von Fall zu Fall verschiedenen Dauer der Regen, überall wieder die Versickerung an die Stelle des soeben beschriebenen Mechanismus tritt und dann können auch hier selbst auf großen Flächen Abflußverluste auftreten, wie ich sie früher nie für möglich gehalten hätte.

Wie sollte man noch an der Bedeutung der Bodensättigung für den Abflußverlust zweifeln, wenn man bedenkt, daß in den Hochgebirgen Südkaliforniens³⁰⁾ in 3000—3500 m Höhe sogar mitten im Winter (27. 2. bis 3. 3. 1938) nach starken Niederschlägen ein Abflußverlust von 250—350 mm vorgekommen ist. Zwar war die Intensität der entscheidenden Niederschläge nicht derartig groß wie bei verschiedenen, oben erwähnten „cloudbursts“ im Sommer, aber ihre Gesamthöhe erreichte innerhalb einiger Tage auf einer Fläche von 3940 qkm 345 mm und in Gebieten von 42,5 bis 364 qkm Größe sogar 460—725 mm.

Mehr als ein Drittel dieser Niederschläge, die innerhalb von 48 Stunden fielen, bewirkte nach meiner Deutung der Abflußkurven nur eine Erhöhung der Bodensättigung — anscheinend noch nicht einmal das Erreichen der absoluten Sättigung — ohne daß die Flüsse bedenklich angestiegen wären. Dann fielen die entscheidenden Niederschläge nach einer Pause von 24 Stunden fast vollständig während eines Tages.

Wenn das letzte Drittel des Vorjahres auch ein Niederschlagsdefizit gehabt hatte, so hatten die Niederschläge doch vom 1.—25. Februar, also in den Wochen vor dem Beginn des Wolkenbruches, weit über dem Durchschnitt gelegen. Man könnte sich also wundern, daß die entscheidenden Niederschläge derartig große Abflußverluste infolge Versickerung erlitten. Ich kenne aber auch noch eine ganze Reihe anderer, allerdings älterer Zahlen, die ähnliche Fälle darstellen. So hatten z. B. 260 mm Niederschlag, die im Gebiet des San Diego River oberhalb Lakeside vor dem 13. Januar 1916 fielen, nur einen ganz bescheidenen Abfluß zur Folge und selbst die 415 mm, die vom 13. bis 21. folgten, bewirkten nur einen Abflußfaktor von 30,2%. Dann aber flossen 284 mm, die in der folgenden Woche — jedoch zum größten Teil vom 26.—28. Januar — fielen, zu mindestens 80—85% ab, ähnlich wie bei den anderen großen Winterhochwassern in Europa oder in den Appalachen.

Diese phantastisch großen Abflußverluste, die bei dem Hochwasser in Südkalifornien auftraten, wurden durch folgendes bedingt:

³⁰⁾ Troxell, Harold, and others: Floods of March 1938 in Southern California. Geological Survey, Water Supply Paper No. 844, Washington 1942; in Oktavformat, 399 S., 40 Fig., 26 Tafeln.

1. Klimatisch, durch die austrocknende Wirkung der langen Sommermonate, die diesem Gebiet einen jahreszeitlich fast wüstenartigen Charakter verleihen und

2. bodenkundlich, durch die Mächtigkeit der Verwitterungsdecke, die zahlreichen Schuttkegel und die ausgedehnten, mit groben Schottern bedeckten Flächen und schließlich durch die vielen Spalten im Muttergestein.

3. Abflußverlust von Hochwassern auf Böden mit fast unbegrenztem Aufnahmevermögen.

Nach diesen Ausführungen wird man sich fragen, wie klein die Abflußfaktoren und wie groß die Abflußverluste wohl sein können, wenn die Niederschläge in solchen periodisch trockenen Gebieten, in denen es aber nicht zur Bildung von dicken Krusten oder zeitweise undurchdringlichen Schichten kommt, oder auch in Gebieten nur gelegentlicher Dürren auf noch durchlässigere und noch mächtigere Schichten auftreffen, als die oben erwähnten. Darüber kann uns das Hochwasser, das sich im September 1938 in Neuengland ereignete, sehr interessante Aufschlüsse geben und zwar bezüglich der Insel Long Island, wo sich ein großes Gebiet, das südlich einer langen Endmoräne liegt, aus sandigem und kiesigem, nicht verfestigtem fluvioglazialen Material zusammensetzt.

Hier kamen nämlich im Massatayan Creek bei Massapagua, der innerhalb von fünf Tagen auf 96 qkm 275 mm Niederschlag erhalten hatte, nur 4 mm während seines fast unmerklichen Anstiegs zum Abfluß. Der Abflußverlust betrug also 271 mm und demgemäß der Abflußfaktor 1,45%. Auch die Pines Brook bei Malverne (259 qkm) hatte bei 273 mm Niederschlag und 265 mm Verlust nur einen Abflußfaktor von 3%. Aus verschiedenen Berechnungen, die sich auf zahlreiche Beobachtungen der phreatischen Niveaus stützen, geht hervor, daß im Süden der Insel 69% dieser Niederschläge nur dazu dienen, den Grundwasserspiegel zu erhöhen. Das nicht oberirdisch abfließende Wasser wurde entweder von den Pflanzen verbraucht, bzw. verdunstete, oder trat während des Hochwassers unterirdisch ins Flußbett aus. Eigentlich können uns diese Zahlen gar nicht verwundern; denn in verschiedenen Sandböden macht der Anteil der Hohlräume am Gesamtvolumen mehr als ein Drittel aus. Wie soll man angesichts dieser Tatsache noch daran zweifeln, daß sehr durchlässige und wenig verfestigte Böden — falls sie eine genügende Mächtigkeit haben — 90 bis 95% oder noch mehr selbst von geradezu phantastischen Niederschlagsmengen (beispielsweise 1—2 m) aufnehmen können. Bei solchen Böden wäre also der Abflußverlust der Sommerhochwasser (vielleicht sogar der der Winterhochwasser) praktisch unbegrenzt. Andererseits würde ich mich wundern, wenn es nicht auch ganze Flußgebiete mit Böden gäbe (ich spreche absichtlich nicht von einzelnen Stellen, wo der nackte Fels die Oberfläche bildet; denn da versteht es sich wohl von selbst), die selbst nach völliger sommerlicher Austrocknung und trotz stärkster Niederschläge nur einige Zehner von Millimetern oder noch weniger in ihren Hohlräumen aufspeichern können.

F. Allgemeine Schlußfolgerungen.

1. Beträchtlicher, doch im voraus nur schlecht erkennbarer Einfluß der Bodenbeschaffenheit auf den Hochwasserabfluß.

In einem Wort: die Beschaffenheit des Boden ist, oder genauer, kann ein Faktor sein, der den Hochwasserabfluß weitgehend differenziert. Allem Anschein nach vermag sie die Abflußverluste der Sommerhochwasser bei gleichen Niederschlägen und Temperaturen, bei gleicher Oberflächengestalt und gleichstarken Niederschlägen vor Eintritt eines Hochwassers von Flußgebiet zu Flußgebiet sehr stark zu variieren und zwar im Verhältnis von 1 : 2 bzw. 1 : 3 oder auch — was garnicht so selten ist — im Verhältnis von 1 : 10 oder noch mehr. In demselben Maße bzw. noch stärker differenziert die Bodenbeschaffenheit natürlich auch die Abflußfaktoren. Erinnern wir uns daran, daß sie andererseits auch beim Niedrigwasserabfluß eine große Rolle spielt. Es wird auch niemand leugnen können, daß ihr Einfluß auf die mittleren jährlichen Verluste des Oberflächenabflusses (Differenz zwischen Niederschlag und Abfluß eines ganzen Jahres, ohne Berücksichtigung des im Boden oder als Schnee zurückgehaltenen und andererseits des wiederaustretenden Wassers) nicht unbedeutend ist. Ja, ich glaube sogar, daß man selbst die Wirkung auf die jährlichen Abflußbilanzen einer langen Beobachtungsperiode nicht unterschätzen darf³¹⁾.

An dieser Stelle muß gesagt werden, daß heute eine ganze Anzahl schlecht unterrichteter Hydrologen diesem Faktor nur einen sekundären³²⁾ hydrologischen Einfluß — selbst auf die Hochwasser — zuschreibt, während man früher gewöhnlich in den umgekehrten Fehler verfiel. In der Mehrzahl aller Fälle ist es ja so, daß die Einzugsgebiete hinsichtlich ihrer geologischen Verhältnisse und der Durchlässigkeit der Gesteine einen sehr uneinheitlichen Charakter haben, was um so mehr in Erscheinung tritt, je größer die Gebiete sind. Daher wird der Abflußvorgang im allgemeinen und insbesondere auch der Hochwasserabfluß nur in seltenen Fällen nach einer bestimmten Richtung hin durch die Beschaffenheit des Bodens beeinflusst; denn in vielen Fällen üben große Teile der Einzugsgebiete eine normale Abflußverzögerung aus und in Gebieten mit sehr unterschiedlicher Gesteinsdurchlässigkeit heben sich entgegengesetzte Wirkungen häufig gegenseitig auf. Im Vorhergehenden sahen wir aber, bis zu welchem Grade der Abflußvorgang gestört oder vielmehr — wie in den hier aufge-

³¹⁾ Wenn die Art der Bodendurchlässigkeit, die dem Wasser ein rasches Versickern in große Tiefen gestattet, auch die Hochwasser-Abflußverluste sehr stark vergrößert, so muß sie doch umgekehrt das langjährige Mittel der Abflußverluste verkleinern, weil das versickerte Wasser der Einwirkung der Evapotranspiration entzogen wird.

³²⁾ Was die Erosion und den Materialtransport, insbesondere den Schweb und das Gelöste anbetrifft, so wäre es geradezu absurd, wollte man den enorm großen Einfluß der Bodenbeschaffenheit auf diese Dinge leugnen.

fürten Fällen — verzögert werden kann, wenn es sich um kleine oder nur mäßig große Einzugsgebiete handelt.

Wenn man uns also früher belehren wollte, daß in durchlässigen Gebieten keine oder höchstens ganz unbedeutende Hochwasser auftreten könnten, so kann das in einem Fall in geradezu verblüffender Weise stimmen, ein ander Mal dagegen kann das ganz unzutreffend sein. Man befand sich also früher hinsichtlich der Faktoren, dank derer ein Gebiet entweder so gut wie undurchlässig sein kann oder umgekehrt eine genügend große Rückhaltekraft besitzt, um während einer mehr oder weniger langen Zeitspanne Niederschläge speichern zu können, in einem grundsätzlichen Irrtum. Wir sahen ja am Beispiel Südkaliforniens, wie kristallines Gestein, das nach der Theorie als undurchlässig gilt und es auch tatsächlich ist, falls es nicht zerklüftet und von einer lockeren Verwitterungsschicht überzogen ist, eine ganz erstaunliche Speichermöglichkeit erhält, wenn es von Spalten durchzogen ist und unter einer mächtigen Verwitterungsdecke liegt.

Was nun die verkarsteten Gebiete anbetrifft, in denen infolge einer intensiven unterirdischen Korrosion alle möglichen waagerechten oder schrägen Gänge das Innere durchziehen und die Oberfläche eine Unzahl von Öffnungen aufweist, von denen aus senkrechte Schächte nach unten gehen, so wird heute kein Mensch mehr die enorme Durchlässigkeit solcher Gebiete und die Größe und Geschwindigkeit der hier stattfindenden Versickerung in Zweifel ziehen wollen. Der Hochwasserabfluß kann aber in solchen Gebieten auf ganz verschiedene Weise beeinflußt werden. Hier die beiden Extremfälle: Wo die Durchlässigkeit des Gesteins wie ein Sieb wirkt, wie z. B. im Gebiet des Ain oder anderer Jura-Flüsse oder auch wie bei der Bourne im Vercors, nimmt der Karst zwar sehr große Wassermengen auf, diese treten aber fast sofort wieder aus und tragen zur Bildung von Hochwassern bei. In diesem Fall wird der Hochwasser-Abflußfaktor nicht um das geringste verringert. In anderen Gebieten dagegen, wo man auf Grund der Oberflächenformen und insbesondere auch nach der geologischen Karte ähnliche Verhältnisse vermuten könnte (wie z. B. im Gebiet der Nera, die dem Tiber die Wasser des Großen Kalk-Apennin zuführt), kann sich das Gestein wie ein Schwamm verhalten. Es ermöglicht dann zwar eine ebenso schnelle und starke Versickerung wie in den oben angeführten Fällen, bewirkt aber auf Grund seiner inneren Struktur und der besonderen Beschaffenheit der Hohlräume eine sehr lange, manchmal sich über Wochen und Monate erstreckende Speicherung des Sickerwassers und macht daher große Hochwasser-Abflußfaktoren unmöglich.

Auch im Hochgebirge kann die Beeinflussung des Abflußvorganges nach beiden Seiten hin erfolgen. Wenn ein hohes Gebirge bereits tief zertalt ist, kann nämlich die Verminderung der Versickerung, die die Steilheit der Hänge bewirkt, manchmal durch große Murenablagerungen oder Schuttkegel, die die unteren Teile der Hänge säumen und ganz beachtliche Wassermengen zurückhalten können, teilweise aufgehoben oder — wie verschiedene Beispiele zeigen — sogar überkompensiert werden³³⁾.

³³⁾ So sind z. B. die Hochwasser-Abflußfaktoren des Po bei Turin verhältnismäßig klein. Bei dem sehr großen Hochwasser im Mai 1949 betrug sie höchstens 40—50%. Das mag in den oben dargelegten Verhältnissen begründet sein, es kann aber auch sehr gut möglich sein, daß alle Hochwasser-Abflußfaktoren in den Z e n t r a l - A p e n n i n durch dieselben Umstände abgeschwächt werden.

Diese Bemerkungen zu den verschiedenen Möglichkeiten einer Beeinflussung der Hochwasser-Abflußbilanzen durch die Beschaffenheit des Bodens sollen meine erste allgemeine Schlußfolgerung sein⁸⁴).

2. Vorhersage der Abflußverluste mit Hilfe von Formeln.

Das Thema, das ich hier anschneide, stellt leider eines der größten und am schwersten zu überwindenden Hindernisse für den Fortschritt der Flußhydrologie dar. Um die Richtigkeit von Formeln und Vorhersagen beurteilen zu können, ist es notwendig, die zu erwartenden Abflußmengen mit immer größerer Genauigkeit aus den Ursachen vorherzusagen. Obwohl der Einfluß der Oberflächengestalt und des Klimas in manchen Flußgebieten leicht zu erkennen ist und daher zahlenmäßig festgelegt und mit Hilfe von Konstanten in Formeln, die eine brauchbare Relation zwischen diesen Faktoren und den Abflußmengen herstellen, zum Ausdruck gebracht werden kann, ist es trotzdem selbst für sehr gute Hydrogeologen schwer, die verschiedenen Einflüsse des Bodens auseinanderzuhalten bzw. vorherzusagen, oder sie zahlenmäßig — z. B. in Parametern — festzulegen, bevor sie nicht wenigstens größenordnungsmäßig durch einige Abflußmessungen erfaßt werden konnten. Auch kann eine Vorausbestimmung der Gesteinsdurchlässigkeit auf Grund geologischer Karten — und wenn es die besten sind — oder selbst nach einer eingehenden geologischen Untersuchung eines Flußgebietes in den meisten Fällen nur unsichere Aufschlüsse ergeben. Darüber hinaus muß man bedenken, daß auch wirklich gleichartige Böden den Hochwasserabfluß auf sehr verschiedene Weise beeinflussen können und zwar erstens je nach der Menge, der Intensität, der Dauer und den Unterbrechungen der vorausgehenden oder der entscheidenden Niederschläge und zweitens, je nach den Temperatur- und Windverhältnissen und der relativen Luftfeuchtigkeit, die vor und nach den Regenfällen herrschen und schließlich noch je nach Oberflächengestalt und Pflanzenwuchs. Ein Hirngespinnst, um nicht zu sagen ein Wahnsinn scheint mir daher die Hoffnung auf Formeln von universeller Verwendungsmöglichkeit zu sein, die man nach einigen experimentellen Versuchen durch Vernunftschlüsse aufstellen zu können glaubt, um mit ihnen für alle möglichen Gebiete, für jede Jahreszeit und unter allen möglichen sonstigen Bedingungen ohne größere Fehler die Abflußverluste der Hochwasser als Funktion der in bestimmten Koeffizienten ausgedrückten Bodenverhältnisse zu bestimmen.

Andererseits ist es tatsächlich möglich, durch exakte Messungen und Vergleiche der Wasserführungen zu einer genauen Kenntnis vom Einfluß des Bodens zu kommen und diesen Einfluß für einzelne Gebiete in Formeln zu fassen. Ja, man kann selbst gute oder zumindest leidliche Ergebnisse erwarten, wenn man solche Formeln dann auch für die Hochwasser-Vorhersage in den in Betracht kommenden Flußgebieten heranzieht oder sie mit Analogieschlüssen bzw. bestimmten Veränderungen der Parameter auch auf andere Flußgebiete überträgt. Das Letztere ist aber bereits wieder ein gewagtes Unternehmen; denn das Vorhandensein einer wirklichen und

⁸⁴) *Parcé, M.*: Quelques effets modérateurs de la nature du sol sur les régimes fluviaux. *Revue de Géogr. Alpine*, Grenoble, Bd. XXXIX, 1951, S. 279—289.

nicht nur oberflächlichen hydrogeologischen Ähnlichkeit zweier Flußgebiete können uns im Grunde nur Messungen beweisen. Immerhin müßte es einem geschulten und umsichtigen Hydrologen möglich sein, in den Fällen, wo sich die Faktoren nicht allzu sehr überlagern und gegenseitig verwischen, brauchbare Annäherungswerte zu finden.

3. Typische Abflußfaktoren der Sommerhochwasser.

In den Gebieten, wo die Gesteinsverhältnisse keinen besonders markanten Einfluß nach einer bestimmten Richtung hin ausüben, übersteigen die höchsten Abflußfaktoren sehr großer Sommerhochwasser bei Flußgebieten von 5000—20 000 qkm Größe selten 50—60%. Häufig liegen sie nur zwischen 30 und 50%, wobei allerdings in kleineren, am stärksten beregneten Einzugsgebieten viel höhere Werte, nämlich 60—75%, erreicht werden können.

Für den Fall, daß die Niederschläge weniger hohe Werte erreichen, aber doch noch stark genug sind, daß im Winter mindestens 40—50% davon abfließen würden, ergeben sich im Sommer meist nur kleine, ja manchmal geradezu minimale Abflußfaktoren. Von Juli bis September sinken sie bei den meisten Flüssen auf unter 20 bzw. 10 oder selbst 5%, es sei denn, daß die Abflußbereitschaft des Bodens ganz besonders groß ist. Dies kann aber im Sommer nur unter ungleich größeren Schwierigkeiten erreicht werden als im Winter. Es ist also so, daß relativ schwache Niederschläge, die von Dezember bis März ein sofortiges Ansteigen der Flüsse zur Folge hätten, während der 3—4 Hochsommermonate den Abfluß sozusagen überhaupt nicht vergrößern. Bei Verdoppelung der Niederschlagshöhe aber können die Abflußfaktoren während des Sommers stellenweise um das 4—5fache ansteigen, während sie sich im Winter höchstens verdoppeln würden.

4. Außergewöhnlich große Abflußfaktoren, die denen zur Zeit stärksten Frostes vergleichbar sind.

In gewissen Ausnahmefällen, wie ich sie noch vor kurzem für unwahrscheinlich hielt, an deren Möglichkeit aber nicht mehr gezweifelt werden darf, vermögen die Abflußfaktoren der Sommerhochwasser bei Abflußverlusten von nur 30—60 mm genau wie die der Winterhochwasser 80 bis 90% zu erreichen. Derartig große Faktoren sind mir mit Sicherheit zwar nur für mehrere Flüsse in Kansas für das Hochwasser im Juli 1951 bekannt — diese gehören aber zu den bestgesicherten Faktoren, die ich hier anführen konnte. Daher dürfte auch an der Richtigkeit der geradezu sensationellen Schlußfolgerung, die ich aus diesen Zahlen ziehe, kein Zweifel bestehen. Ich muß jedoch betonen, daß dieser Schluß in viel größerem Maße für die Tiefebenen und Hügelländer der U.S.A. zutrifft, als etwa für die europäischen; denn in den U.S.A. können die Sommerregen bedeutend stärker sein als in Europa. Im Hochgebirge können aber auch bei uns die Abflußfaktoren kleiner Gebiete, in denen der Abfluß nicht durch Schuttkegel verzögert wird, 75—80% erreichen, wie das bei mehreren großen Wolkenbrüchen, die in den Monaten Juli und August niedergingen, der Fall war, so z. B. in den mehreren Hundert oder Tausend Quadratkilometer

großen Einzugsgebieten einiger österreichischer Alpenflüsse bei den Katastrophenhochwassern von Juli 1897 und September 1899. Damals fielen in Mühlau an einem Tage 287,5 mm und am folgenden Tage 108 mm, in Hallstadt Salzberg an 2 Tagen 478 mm und in Alt-Aussee an 7 Tagen 667,5 mm Niederschlag, davon 504 mm an zwei Tagen. Im Po-Becken hatten die Wolkenbrüche im Mai 1917 und 1926 wahrscheinlich auch stellenweise derartig große Abflußfaktoren zur Folge. Auch in den Tropen und den Monsunländern, die ja vorwiegend Sommerregen haben, dürften die Abflußfaktoren großer oder zumindest außergewöhnlich großer Sommerhochwasser trotz höherer Temperaturen und folglich stärkerer Verdunstung als in mittleren Breiten 70—80% erreichen, wie *Brandl* behauptet. Auf alle Fälle werden sie dort häufiger als in unseren Breiten sehr groß sein, weil die Bodensättigung dort während des Sommers viel größer ist als bei uns. Das muß insbesondere im Gebiet des Jangtse-kiang und weiter im Süden beim Sikiang der Fall sein — vielleicht auch noch beim Roten Fluß in Indochina.

5. Versickerung, Abflußbereitschaft des Bodens und Evapotranspiration vor und während des Hochwassers.

Viele der in diesem Aufsatz besprochenen Zahlen lassen erkennen, daß die Unzulänglichkeit der Bodensättigung und infolgedessen die große Speichermöglichkeit, die die Böden während des Sommers besitzen, die Hauptursache dafür sind, daß die Abflußfaktoren der Sommerhochwasser für gewöhnlich ziemlich klein bleiben. Daß sie außerdem bei gleich starken Niederschlägen und in ähnlichen Gebieten während des Sommers viel differenzierter sind als im Winter, hat seinen Grund nahezu einzig und allein in dem unterschiedlichen Grad der Abflußbereitschaft des Bodens. Obwohl dieser Faktor auch im Winter eine nicht zu unterschätzende Rolle spielt, ist er doch längst nicht von so entscheidender Bedeutung wie im Sommer, da im Winter bereits schwache vorbereitende Niederschläge bzw. nur Bruchteile der entscheidenden Niederschläge genügen, um eine für einen starken oberirdischen Abfluß erforderliche Bodensättigung herbeizuführen.

Durch die Tatsache, daß die Abflußverluste im Juli 1951 in Kansas selbst in den Einzugsgebieten, die die stärksten Niederschläge erhalten hatten, ebenso klein waren (30—60 mm) wie bei Winterhochwassern mit denkbar kleinem Abflußverlust, wird die wichtigste Schlußfolgerung dieses Aufsatzes, die sich oben ergab, mit aller Eindeutigkeit bewiesen. Gleichzeitig aber auch die sich daraus ableitende Umkehr dieser These: Die Evapotranspiration, die während eines Hochwassers am Werke ist, kann unmöglich der Faktor sein, der die Abflußfaktoren der Sommerhochwasser am stärksten beeinträchtigt, es sei denn, daß es sich um ein Hochwasser eines sehr langen, träge dahinfließenden und stark ausufernden Flusses handelt, bei dem sich die Gesamtdauer des Hochwassers über mehrere Wochen erstreckt; denn da kann ein ziemlich großer Teil des über weite Überschwemmungsgebiete verbreiteten Wassers verdunsten. Beim Neosho und Osage und ihren Nebenflüssen war das aber im Juni 1951 keineswegs der Fall.

Wenn die Evapotranspiration während der eigentlichen Hochwasserphasen im Sommer auch nur ein wenig stärker ist als im Winter, so vermag sie die Bodenfeuchtigkeit doch sehr stark in den Wochen vor dem Eintritt der Hochwasser zu vermindern. Im Sommer stehen daher meist viel größere Hohlräume für die Versickerung und Speicherung des Wassers zur Verfügung als etwa von November bis März. Die Evapotranspiration ist also während eines Hochwassers für die Verminderung des Abflusses nur ein Faktor von untergeordneter Bedeutung, vor Eintritt eines Hochwassers dagegen ist sie ein Hauptfaktor³⁵⁾.

6. Ausnahmsweise große Abflußbereitschaft des Bodens und dadurch bedingte Gefahren.

Die Beispiele von Juli-August 1926 in Sachsen und Schlesien und insbesondere das von Juli 1951 in Kansas zeigen, daß die Versickerung bei Erreichen der Sättigungsgrenze selbst mitten im Sommer immer mehr hemmt und schließlich ganz ausgeschaltet wird. Daraus ergeben sich für die Bewohner mancher Täler, wo man gewöhnlich nur Winterhochwasser fürchtet und ebenso für die Menschen, die in der Nähe von Flüssen wohnen, die zwar häufig im Sommer anschwellen, von denen aber manche glauben, daß sie die Höchstwasserstände, die sie in früheren Jahren einmal erreichten, nicht oder nur kaum überschreiten könnten, ebenso unvermeidliche wie beunruhigende Konsequenzen.

Die meisten dieser Hochwasser hatten nämlich, obwohl sie ganze Flußtäler verwüsteten, nur Abflußfaktoren von 60 oder selbst nur 40—50%. Dabei ist es sehr gut möglich, daß sie eines Tages Faktoren von 70—80% oder noch mehr erreichen, wenn nur die vorbereitenden Niederschläge von außergewöhnlicher Stärke und Dauer sind. Wenn die entscheidenden Niederschläge dann auch noch ihre früheren Rekordhöhen übertreffen, ist die Wahrscheinlichkeit derartig hoher Abflußfaktoren noch größer.

Es scheint mir sehr wahrscheinlich zu sein, daß eine dieser beiden Möglichkeiten bei vielen Flüssen auftreten kann, so z. B. auch bei der Garonne, trotz des im Verhältnis zur Größe des Einzugsgebietes unglaublich starken Hochwassers, das auf die Niederschläge von Juni 1875 folgte. Und warum sollte ein zeitliches Zusammentreffen beider Möglichkeiten nicht ebenso gut wie in Kansas auch bei anderen Flüssen möglich sein? Ich halte es deshalb für sehr unklug, wenn man beispielsweise bei der Garonne nicht mit der Möglichkeit rechnet, daß in dem Gebiet oberhalb Toulouse in 48—60 Stunden auch einmal 200 oder 225 mm anstelle der 160—170 mm, die die Katastrophe von 1875 zur Folge hatte, fallen könnten, und daß derart starke Niederschläge, wenn sie wirklich einmal vorkommen sollten,

³⁵⁾ Folglich erscheint es mir heute gar nicht mehr sicher, daß für das Zustandekommen außergewöhnlich großer Sommerhochwasser wie die der Yonne und der Seine im Juli 1613 bzw. Juni bis Juli 1697, oder wie das der Vienne im Juli 1792 und die des Main und der Weser im Juli 1342 und des Tarn im Juli 1652 unbedingt phantastische Niederschlagsmengen erforderlich waren. Vielleicht muß die Hauptursache dieser Fluten in einer außergewöhnlich großen Abflußbereitschaft des Bodens gesucht werden. Der Gesamtbetrag der vorbereitenden und der entscheidenden Niederschläge, die diese Hochwasser hervorriefen, muß jedoch auf jeden Fall größer gewesen sein als der, der zur Erzeugung derartiger Fluten im Winter notwendig gewesen wäre.

auch auf einen Boden treffen könnten, der beispielsweise während zweier Monate von 300—400 mm Niederschlag völlig durchtränkt wurde.

Man muß vielmehr unbedingt darauf gefaßt sein, daß oberhalb Toulouse auch mal ein Abflußfaktor von 80—85% anstelle der 57—63% von Juni 1875 vorkommt und daß der Scheitelabfluß anstelle von 7000—8000 cbm/sec., die man damals beobachten konnte, 10 000—12 000 cbm/sec. erreicht. Ebenso beunruhigende Folgerungen ergeben sich natürlich auch für eine große Zahl anderer Flüsse, wie z. B. für die Donau bei Wien, oder die Rhône bei Lyon, oder auch für die Oder und insbesondere auch für die Appalachenflüsse.

Ich hoffe, mit diesem Aufsatz ganz eindeutig gezeigt zu haben, daß man in unseren Breiten bei vielen Flüssen noch mit weit größeren Abflußfaktoren und folglich noch viel verheerenderen Sommer-Hochwassern rechnen muß als das bisher der Fall war. Ja, vielleicht müssen wir gerade hinsichtlich der Sommerhochwasser noch auf weit unangenehmere Überraschungen gefaßt sein als etwa bei den Winterhochwassern; denn von diesen erreichten bereits viele in den letzten Jahrhunderten die größten Abflußfaktoren, die überhaupt möglich sind (fast 100% — eine offensichtlich nicht überschreitbare Grenze³⁶⁾). Darum dürfte der Optimismus, den man immer noch hinsichtlich der Sommerhochwasser hegt, weil diese in weiten Gebieten Frankreichs und in den angrenzenden Ländern — die Alpen ausgenommen — nur sehr selten vorkommen³⁷⁾, durch den gefährlichen Spielraum, in dem sich die Abflußfaktoren von Juni-September bewegen, in erheblichem Maße erschüttert werden³⁸⁾.

³⁶⁾ Die Gefahr weit größerer Winterhochwasser als der bisher vorgekommenen ist an ganz außergewöhnlich starke Niederschläge geknüpft; die Eintrittsmöglichkeit solcher Hochwasser wird noch größer, wenn derartige Niederschläge auf außerordentlich dicke Schneedecken treffen.

³⁷⁾ Ich erlaube mir, noch auf zwei weitere Aufsätze aus meiner Feder hinzuweisen, die sich ebenfalls mit dem hier erörterten Problem beschäftigen.

Pardé, M.: Rapport entre l'intensité des pluies et les débits maxima des crues. Revue pour l'Étude des Calamités, Genf, Mai-Juni 1939, II, Nr. 6, S. 131—170, 10 Fig., 1 große Tabelle.

Pardé, M.: Méthode pour déterminer les débits maxima des crues exceptionnelles. Commission Internationale des Grands Barrages, Quatrième Congrès des Grands Barrages, New Delhi; Kapitel Nr. 12, Bericht 97, Bd. II, S. 805—844, 7 Fig.

³⁸⁾ Außer den in den Fußnoten angeführten Werken sind noch folgende Schriften zu empfehlen:

1. Vereinigte Staaten: Water Supply Paper No. 914 (Texas 1938 und 1939); No. 1134 B (Pennsylvanien im Juli 1942).
2. Sachsen: *Fickert, Richard*: Die größten Sommerhochwasser des sächsischen Muldengebietes in den letzten Jahrzehnten. Jahrbuch des Sächsischen Amtes für Gewässerkunde, 1934.
Ders.: Die Katastrophenhochwasser im östlichen Erzgebirge im Juli 1927.
3. Bayern: Monographien der Bayerischen Landesstelle für Gewässerkunde über die Hochwasser der bayerischen Donau und ihrer Nebenflüsse im Juni 1910 (Dr. Ing. Fischer) und im Mai 1940.

Es sei ferner darauf hingewiesen, daß in nächster Zeit einige Veröffentlichungen des Verfassers über folgende Hochwasser erscheinen werden:

Hochwasser der bayerisch-österreichischen und ungarischen Donau von Juli 1954; Überschwemmungen in Texas (Rio Grande) Ende Juni 1954 und des Jangtse-kiang im Juli 1954.

Resumé.

Rapport entre pluies écoulées et pluies tombées lors des grandes crues de saison chaude.

On appelle coefficient d'écoulement d'une crue, le rapport entre les pluies écoulées (P' ou A), lors du gonflement fluvial nettement apparent sur les graphiques, et les pluies (P ou N) directement responsables du phénomène. A ces précipitations on a éventuellement ajouté l'équivalent en eau des neiges fondues qui ont participé à l'événement. Mais on a retranché, du volume d'écoulement total, par des procédés approximatifs, les débits qui ont passé durant l'intumescence, par le fait de chutes d'eau précédentes; débits fournis, soit par la dernière phase d'une crue antérieure, soit par les sources, et alors déterminés grâce à une courbe de tarissement (Trockenwetterkurve). La différence entre pluie tombée et pluie écoulée (D ou V) est le déficit d'écoulement de crue, quantité aussi intéressante que le coefficient d'écoulement.

De bonnes connaissances sur les valeurs les plus vraisemblables pour les coefficients et déficits d'écoulement de crues, en diverses régions, dont on connaît les caractéristiques géographiques, et en diverses saisons, sous telles ou telles conditions thermiques, et après telles ou telles chutes d'eau préparatoires et saturantes, ou au contraire à la suite de sécheresses plus ou moins prononcées, ont un intérêt scientifique manifeste. En outre, elles peuvent permettre d'évaluer les débits totaux et même maxima qui résulteront d'une pluie plus ou moins exceptionnelle jugée possible dans une région donnée. Ou bien possédant les caractéristiques numériques d'une averse déjà survenue, mais point les écoulements consécutifs, on déterminera ces derniers avec une erreur assez réduite grâce à des valeurs judicieusement choisies pour le coefficient et le déficit d'écoulement; ou enfin, connaissant les débits réalisés lors d'une crue, mais point les pluies responsables, on aura le moyen de calculer au moins grossièrement ces dernières.

Un premier fait saisissant, relatif aux coefficients d'écoulement des crues de saison chaude, est qu'ils sont souvent médiocres, et même minimums, notamment en plein été, même pour des pluies très imposantes; phénomène certainement explicable par les valeurs élevées de l'infiltration et de l'évapotranspiration lors des mois caractérisés par de fortes températures. Et l'expérience démontre l'accentuation de cette faiblesse pour les crues survenant après des sécheresses marquées, accidentelles, ou normales d'après les caractéristiques régionales des climats en question.

De fait les rapports des pluies écoulées aux pluies tombées sous les latitudes tempérées, tombent fréquemment après des averses cependant très drues, à moins de 25 et même de 20 ou 15%; 7 à 10% pour la Seine à Paris en août 1875, 19% pour le Lot à Cahors en septembre suivant, moins de 10% pour l'Ardèche en septembre 1926 etc.

Et on note encore moins de 25 et de 29% pour la Vltava à Prague et l'Elbe supérieure à Brandeis en juillet-août 1897, puis 7% en Nouvelle-Angleterre pour le Merrimack à Lawrence, et 11% pour la Quinebaug, en septembre 1932, bien que la pluie limitée à 18 heures ait été diluvienne. Et les chiffres de ce genre abondent.

Cependant, au début de la saison chaude, en mai puis même dans les 2 ou 3 premières semaines de juin les coefficients d'écoulement sont généralement bien plus élevés, pour peu que la saturation préalable du sol n'ait point été trop déficitaire. Nous avons trouvé 0,48 à 0,60 pour des crues sérieuses du Main à Offenau (mai 1931) et de la Garonne à Agen en mai 1890 et 1918; puis au moins 60 à 65% pour la Susquehanna à Harrisburg en mai 1894, et des valeurs sans doute analogues pour le Pô inférieur en mai 1926 et en mai-juin 1917 et pour la Garonne à Toulouse lors de la catastrophe de juin 1875 (maximum survenu le 23); mais seulement 45 à 50% dans la même circonstance à Agen.

Même en plein été, la proportion des pluies écoulées à l'issue de plusieurs milliers de km² peut dépasser 40 et 45%, lorsque l'averse a été surabondante et après une saturation préalable déjà sensible. Citons 0,463 pour l'Oder à Ratibor, et 0,512 pour la Neisse de Glatz en juillet 1903, 50% pour la Vltava à Prague en septembre 1890, 42% pour 101 600 km² du Danube à Vienne en juillet-août 1897, et 48 à 50% (compte-tenu de la rétention nivale sur les Alpes) après la pluie formidable de septembre 1899 sur le même bassin; 0,464 pour le Roanoke dans les Appalaches, à Clarksville en août 1940; 54% pour le Connecticut à Hartford et 46,5% pour le Merrimack à Lowell en septembre 1938, et enfin 55 à 60% pour le bassin presque plat de la Muskingum, affluent de l'Ohio, en août 1935, après une saturation anormale du sol.

D'après l'ensemble des résultats acquis, à une date encore récente, j'estimais que pour 10 000 km² et plus, 60% à 65% d'écoulement en pleine saison chaude et dans les conditions les plus favorables au ruissellement étaient des maxima, contre 80 à 90% en pleine saison froide. Et je n'admettais 70 à 80% en été que pour des cas tout à fait exceptionnels, sur de très petits bassins, accidentés, imperméables, sursaturés et frappés par des pluies exorbitantes. En août 1935 l'Orba dans l'Apennin au Nord de Gênes, n'avait point débité plus de 70 à 75% d'une averse monstrueuse: 389 mm en 9 heures sur 141 km². Et cet exemple me semblait décisif.

Cependant ces opinions que j'avais adoptées sur les maxima possibles des coefficients d'écoulement de crues en plein été viennent d'être modifiées radicalement par l'examen des phénomènes survenus dans le Kansas en juillet 1951, et observés avec une exactitude toute particulière. 225 à 350 millimètres tombés en moins de 3 jours du 9 au 12 sur les affluents de la Kansas inférieure, et sur les cours supérieurs de l'Osage (tributaire du Mis-

souri) et du Neosho, qui rejoint l'Arkansas, se sont écoulés à l'issue de 2000 à 10 000 km², dans des proportions de 80 à 90%; avec des déficits ne dépassant point 30 à 60 mm (20 à 35 pour l'Ohio, la Seine, la Saône en hiver). Ainsi les coefficients d'écoulement les plus forts connus de nous pour la pleine saison froide, ont-ils été en la circonstance, presque égaux.

La cause de cette anomalie sensationnelle ne fait aucun doute. C'est une saturation préalable tout à fait extraordinaire. En mai et juin les pluies moyennes sur l'Etat de Kansas, avaient totalisé 406 millimètres contre 199 normalement; et l'arrosage avait été particulièrement sévère pendant la troisième décennie de juin. Le fait présente une valeur démonstrative de premier ordre, car il prouve que la faiblesse ou la modération habituelle des coefficients d'écoulement des crues en saison chaude ont pour cause, même en plein été bien moins l'intensité de l'évapotranspiration immédiate, c'est-à-dire contemporaine de l'intumescence, que l'ampleur de l'infiltration dans des sols desséchés. Mais ce dessèchement a eu pour origine l'évapotranspiration exercée durant les semaines ou les mois précédents. L'évapotranspiration est donc bien, en bloc, le facteur principal de grandeur pour le déchet subi par le ruissellement de crue en été; Mais son oeuvre est surtout indirecte, antérieure au phénomène proprement dit. D'ailleurs si l'on regarde les choses de près, son action directe pendant les mois chauds, paraît (phénomène logique) bien plus considérable qu'en hiver. Peut-être dans le Kansas, en huit ou dix jours de juillet 1951 a-t-elle exigé 20 à 40 millimètres sur 30 à 60 de perte totale, tandis qu'au cours de la saison froide, ce prélèvement ne dépasserait point dans le même temps 10 à 15 ou peut-être 20 millimètres. Si malgré cette grosse différence en valeur absolue, les coefficients d'écoulement ont été aussi forts en juillet 1951, c'est qu'à côté des pluies totales surabondantes que l'on a vues, la perte par évapotranspiration, même 2 fois plus sensible qu'en hiver comptait encore peu en valeur relative.

D'après ces indications, dans les régions tropicales ou pseudo-tropicales (Yang-tsé-Kiang) très arrosées, et par suite souvent ultrasaturées durant les mois estivaux, les coefficients d'écoulement des crues, même de juillet à septembre, dans notre hémisphère peuvent atteindre et dépasser 65 à 75%, malgré la chaleur, avec des déficits totaux peut-être pas plus grands que 75 ou 100 millimètres en 8 à 10 jours.

Par contre lorsqu'un extrême dessèchement antérieur s'y prête, la perte lors des crues peut devenir énorme. En Juillet 1938 au Texas, sur 490 et 500 millimètres précipités en 9 jours (mais pour plus de moitié, en 24 à 48 heures), sur la San Saba avant Ménard et la South Concho à l'amont de Christoval, respectivement, 362 et 405 millimètres ont manqué à l'écoulement de crue; et les coefficients de ruissellement pour l'averse décisive n'ont peut-être point dépassé 25 à 35 ou 40%.

Il va de soi que sous les mêmes conditions climatiques et après les mêmes phénomènes pluviaux ou thermiques, de saturation ou de dessèchement, les capacités d'absorption et de rétention que possèdent les terrains peuvent différencier très largement, voire immensément les coefficients et les déficits d'écoulement de crues. En septembre 1938, deux petites rivières de

Long Island, grâce au sol morainique très sablonneux de leurs bassins, n'ont débité respectivement que 4 et 8 mm sur 271 et 273 mm de pluies reçues en 4 jours. Aux mêmes jours sur la Nouvelle-Angleterre voisine, les coefficients d'écoulement atteignaient, selon les intensités pluviales, les reliefs, les terrains, la couverture végétale, de 0,45 à 0,65 pour la plupart des rivières, avec les pertes généralement comprises entre 100 et 160 millimètres, et donc déjà amples, faute de saturation préalable accentuée.

On peut se demander si les terrains plus haut considérés de Long Island ne seraient point susceptibles de soustraire à l'écoulement de crue, 500, voire 750 millimètres ou plus de pluie en quelques jours, à condition que ces averses ne s'abattent point avec une intensité trop excessive pour permettre à l'infiltration de fonctionner pleinement.

Tabelle I. Abflußfaktoren der Sommerhochwasser

Fluß	Station	Fläche in qkm	Zeitpunkt des Hochwassers (e) Zeitpunkt der Niederschläge (a)	Nieder- schlag (N)	Abfluß (A)	Abflußver- lust (V)	Abfluß- faktor (F)
N. E. der U.S.A.							
Tascaravas	Newcomerston	6 300	6.-7. Aug. 1935 (a); eine	101,5	47	54,5	0,463
Walhonding	Pomerene	3 850	Nacht	86,5	34,2	52,3	0,395
Licking	Toboso	1 690	„	73,6	38,1	35,5	0,517
Wills Creek	Birds Run	1 895	„	133,6	94	39,6	0,703
Muskingum	Coshocton	12 550	„	109	64,7	44,3	0,594
id.	Dresden	15 500	„	114,2	69,8	44,4	0,61
id.	MacConnellsville	19 200	„	105	58,4	47,4	0,557
Sacadanga	Rope	1 272	8.-12. Juli 1921 (a)	80	49,3	30,7	0,615 ¹⁾
Delaware							
(East Branch)	Fishes Eddy	2 028	21.-25. Aug. 1933 (a)	158	87,4	70,6	0,552
Chemung	Chemung	6 550	7.-10. Juli 1935 (a); größ- tenteils in einer Nacht	124,5	48,5	76	0,39
Susquehanna	Wilkesbare	25 800	„	118,5	38,6	79,9	0,327
id.	Harrisburg	62 400	17.-23. Mai 1894 (a)	126	87,4	38,6	0,693 ²⁾
id.	Marietta	67 200	21.-25. Aug. 1933 (a)	105	35,3	69,7	0,34
id. West Branch	Williamsport	14 700	27. Apr. - 4. Mai 1909 (a)	104	72,4	31,6	0,695
Genesee	St. Helena	2 623	14.-20. Mai 1916 (a)	93,2	49,8	43,4	0,535
Neuengland.							
Piscataquis	Foxcroft	741	16. Sept. 1932 (a); 18 Std.	183	63	120	0,344
Pleasant Riv.	Milo	844	„	205	99	106	0,483
Sandy River	Mercer	1 330	„	152	37	115	0,254
Little Andros- coggin	South Paris	197,5	„	168	42	126	0,25
Pemigewasset	Plymouth	1 610	„	102	18	84	0,176
Merrimack	Lawrence	10 032	„	132	9	123	0,088
Contoocoak	Penacook	1 985	„	89	3	86	0,034
Suncook	North Chichester	406	„	170	18	152	0,106
Quinebaug	Putnam	855	„	124,5	11,5	113	0,092
id.	Jewett City	1845	„	162	18	144	0,111
Connecticut	Thompsonville	24 950	„	61	3,3	57,7	0,054
Willimantic	South Coventry	314	„	89	10	79	0,112
Souhegan	Merrimack	443	„	127	8	119	0,083
Salmon	East Hampton	272	„	80	9	71	0,112
Austin	Bingham	236	„	165	86	79	0,52
Passumpsic	Passumpsic	1 097	„	51	8	43	0,157
Merrimack	Lowell	11 450	17.-21. Sept. 1938 (a);	202	94	108	0,465
Deerfield	Charlemont	997	stärkster Niederschlag am	224	180	44	0,805
Willimantic	South Coventry	314	21. (trop. Zyklone)	368	221	147	0,60
Shetucket	Willimantic	1 040	„	356	195	161	0,55
Quinebaug	Putnam	855	„	297	137	160	0,46
Connecticut	Dalton	3 980	„	96	52	44	0,54
Millers River	Erving	959	„	314	201	113	0,64
Ware River	Gibbs Crossing	515	„	330	206	124	0,625
Westfield River	Westfield	1 290	„	255	135	120	0,53
Farmington	Riverton	918	„	288	165	124	0,572
Farmington	Tarifville	1 496	„	276	132	144	0,48

1) scheint zu groß zu sein.

2) etwas zu groß.

Fluß	Station	Fläche	(e) bzw. (a)	N	A	V	F
East Branch of Swift R.	Dana	113	s. 1. Seite	320	207	113	0,648
Housatonic	Stevenson	4 000	„	234	134	100	0,572
Connecticut	Hartford	27 160	„	191	103	88	0,54
Stepaug	Roxburg	344	„	269	145	124	0,538
Chicopee	Bircham Bend	1 820	„	308	200	108	0,648
Salmon	East Hampton	272	„	352	173	179	0,49
Long Island							
Massatayan Greek	Massapaqua	96	„	275	4	271	0,0145
Pines Brook	Malverne	25,9	„	273	8	265	0,03
Mittlere und südliche Appalachen							
James River	Scottsville	11 850	10.-17. Aug. 1940 (a) ent-	175	61	114	0,348
id.	Richmond	17 500	scheidende Niederschläge	173	56	117	0,324
Meherrin	Lawrenceville	1 432	innerhalb von 2-3 Tagen	368	203	165	0,552
Roanoke	Roanoke	1 030	„	264	124	140	0,47
id.	Clarksville	18 950	„	246	114	132	0,464
id.	Roanoke Rapids	21 800	„	254	109	145	0,43
Banister	Halifax	1 430	„	290	130	160	0,448
Cape Fear	Fayetteville	11 300	„	119	20	99	0,168
Yadkin	Wilkesbore	1 277	„	322	165	157	0,512
Pee Dee	Mars Bluff	23 000	„	157	25	132	0,159
Catawba	Bridge Water	985	„	302	183	119	0,606
id.	Catawba	3 980	„	300	127	173	0,424
Santee	Perguson	37 830	„	170	48	122	0,232
Linville	Branch	168	„	358	279	79	0,78
Pacolet	Fingerville	550	„	264	86	178	0,326
Chattooga	Clayton	525	„	294	58	236	0,197
id.	id.	id.	28.-31. Aug. 1940 (a)	284	76	208	0,268
			2. Hochwasser				
Savannah	Clyo	25 500	10.-17. Aug. 1940 (a)	216	66	150	0,308
New River (Geb. d. Kanawha)	Jefferson	535	„	338	203	135	0,60
New River	Glen Lyn	9 750	„	185	58	127	0,313
French Broad	Asheville	2 480	„	236	66	170	0,28
Watauga	Sugar Grove	235	„	310	200	110	0,645
id.	id.	id.	28.-31. Aug. 1940 (a)	165	51	114	0,309
			2. Hochwasser				
Tuckasegee	Tuckasegee	370	10.-17. Aug. 1940 (a)	243	109	134	0,449
id.	id.	id.	„	263	79	184	0,30
Texas.							
1. Sehr unsichere Werte							
Nueces	Uvalde	5 000	12.-30. Juni 1935 (a); aber	210	100	110	0,475
Llano	Castell	9 080	Hauptniederschläge in einer Nacht	200	86	114	0,43
2. Gute Berechnungen des Geological Survey							
Colorado	San Saba	34 900	16.-25. Juli 1938 (e):	297	64,7	232,3	0,217
id.	Austin	54 500	Hälfte der Niederschläge	248	47	201	0,19 1)
San Saba	Ménard	2 900	fiel an einem Tage	490	128	362	0,262 1)
id.	San Saba	7 900	„	477	110,5	366,5	0,232 1)
South Concho	Christoval	1 125	„	500	95	405	0,19 1)
North Llano	Junction	4 560	„	378	87,7	290,3	0,232 1)

1) Die Flächen, die keine Niederschläge erhielten, bzw. keinen Oberflächenabfluß hatten, wurden hier von den Gesamtflächen der Einzugsgebiete subtrahiert.

Fluß	Station	Fläche	(e) bzw. (a)	N	A	V	F
Westliches Mississippi-Gebiet							
Etwas unsichere Werte							
Arkansas Republikan	Pueblo Max	1 500 20 000	3.-8. Juni 1921 (e) 30.-31. Mai 1935 (a) N. in 12-15 Std.	250 100- 125	100 25	150 75- 100	0,40 0,20- 0,25
id.	Culbertson	27 400	"	80- 100	20	60- 80	0,20- 0,25
Kansas River id.	Bonner Springs id.	155 000 id.	30. Mai - 16. Juni 1935 (e) 26. Mai - 20. Juni 1903 (e)	87 152	13 52	74 80	0,15 0,394
Staat Kansas							
Ausgezeichnete Berechnungen des Geological Survey.							
Strang.Creek	Tonganoxee	1 050	9.-12. Juli 1951 (a) höch-	151	117	34	0,777
Wakarusa	Lawrence	1 082	stens an 3 Tg. Niederschl.	231	196	35	0,85
Marais des Cygnes (Geb.d.Osage)	Ottava	3 250	"	296	265	31	0,885
Marais des Cygnes	Trading Post	7 520	"	250	209	41	0,835
Salt Creek	Lyndon	287	"	325	269	56	0,825
Neosho	Council Grove	646	"	377	315	62	0,835
Cottonwood River	Cottonwood Falls	3 620	"	284	257	24	0,913
Neosho id.	Strawn Jola	7 580 9 640	"	301 283	239 235	62 48	0,794 0,83
Europäische Hochwasser:							
Frankreich:							
Seine	Paris	43 700	4.-7. Aug.1875 (a)	81	4-6	75-77	0,05-0,07
Saône	Trévoux	29 171	"	72	16	56	0,22
Saône	id.	id.	7.-10. Juli 1882 (a)	100	40-45	55-60	0,40-0,45
Saône	id.	id.	21. Sept. - 7. Okt. 1896 (e)	105	15,8	89,2	0,15?
Rhône	Lyon. Becken von Genf-Lyon	12 500	28.-30. Mai 1856 (a)	110	72	38	0,655?
Ain	Pont d'Ain	2 752	19. Sept. - 4. Okt. 1896 (a)	110	75	35	0,68
Rhône	Lyon	12 500	"	95	47,5	47,5	0,50
Drac	Le Sautet	987	15.-26. Sept. 1937 (e) N größtenteils innerhalb von 2 Tagen	162	62,5	99,5	0,384
id.	id.	id.	28. Sept. 1928 (a) Nieder- schlagsdauer: 14 Std.	98	63	35	0,645
Lot	Cahors	9 169	9.-13. Sept. 1875 (a)	132	25	107	0,19
Garonne	Toulouse	10 000	20. Juni - 2. Juli 1875 (e) Starkregen währd. 60 Std.	162	103	59	0,635
Tarn	Montauban	9 724	"	130	52-58	75-78	0,40-0,45
Garonne id.	Agen id.	34 900 id.	"	127	60	67	0,47
id.	id.	id.	11.-20. Mai 1890 (e) ¹⁾	76,5	41	35,5	0,535
id.	id.	id.	5.-18. Mai 1918 (e) ¹⁾	88	54	34	0,615

1) A und F sind sicherlich um 10—15% zu groß, V wurde daher zu niedrig veranschlagt. (Der Basisabfluß muß falsch berechnet worden sein.)

Fluß	Station	Fläche	(e) bzw. (e)	N	A	V	F
Italien							
Orba	Zerbino-Talsperre	141	13. Aug. 1935 (a) Niederschlagsdauer: 9 Stunden	389	272- 292	97- 117	0,70- 0,75
Po	Pontelagoscuro	70 091	5.-31. Mai 1917 (a); drei Wolkenbrüche	260	182- 169	78- 91	0,65- 0,70
id.	id.	id.	15.-17. Mai 1926 (a)	165	90- 99	66- 75	0,55- 0,60
Mitteleuropa:							
Neckar	Offenau	12 351	7.-24. Mai 1931 (e)	63,3	30,8	32,5	0,485
Elbe	Brandeis	13 401	29. Juli - 17. Aug. 1897 (e)	118	22,4	95,6	0,29
Moldau	Prag	29 961	„	127	31,8	95,2	0,25
Elbe	Brandeis	13 401	2.-16. Sept. 1890 (e)	63,1	23,3	39,8	0,37
Moldau	Prag	26 961	„	109	62	47	0,57
Elbe	Tetschen	51 050	„	85,5	45,5	40	0,53
Zwickauer							
Mulde	Lichtenwalde	1 573	8.-19. Juni 1926 (e)	166	109	57	0,66
id.	Wechselburg	2 100	„	148	83	65	0,56
Mulde	Golzern	5 434	29. Juli - 1. Aug. 1926	111	85	26	0,76
Glatzer Neisse	Schurgast	4 354	5.-31. Juli 1903 (e) sehr große Regenintensität an 2-3 Tagen	160,7	82,3	78,4	0,512
Weichsel	Neuberun	1 779	„	163,4	123,6	39,8	0,756
id.	id.	id.	14. Juni - 15. Juli 1902 (e)	218	158,5	59,5	0,725
Donau	Wien	101 600	28.-31. Juli 1897 (a) sehr starke Niederschläge an 4 oder 5 Tagen	111,5	47	64,5	0,421
id.	id.	id.	8.-14. Sept. 1899 (a) enorme Niederschläge an 4 oder 5 Tagen	152,2	63,8	88,4	0,419
Oder	Ratibor	6 740	5.-31. Juli 1903 (e) sehr große Regenintensität an 2 oder 3 Tagen	169,5	78,4	91,1	0,463

Year	Month	Day	Hour	Location	Time	Event	Notes
1971	11	22	08:00	10000	11:00	10000	10000
1971	11	23	08:00	10000	11:00	10000	10000
1971	11	24	08:00	10000	11:00	10000	10000
1971	11	25	08:00	10000	11:00	10000	10000
1971	11	26	08:00	10000	11:00	10000	10000
1971	11	27	08:00	10000	11:00	10000	10000
1971	11	28	08:00	10000	11:00	10000	10000
1971	11	29	08:00	10000	11:00	10000	10000
1971	11	30	08:00	10000	11:00	10000	10000
1971	12	01	08:00	10000	11:00	10000	10000
1971	12	02	08:00	10000	11:00	10000	10000
1971	12	03	08:00	10000	11:00	10000	10000
1971	12	04	08:00	10000	11:00	10000	10000
1971	12	05	08:00	10000	11:00	10000	10000
1971	12	06	08:00	10000	11:00	10000	10000
1971	12	07	08:00	10000	11:00	10000	10000
1971	12	08	08:00	10000	11:00	10000	10000
1971	12	09	08:00	10000	11:00	10000	10000
1971	12	10	08:00	10000	11:00	10000	10000
1971	12	11	08:00	10000	11:00	10000	10000
1971	12	12	08:00	10000	11:00	10000	10000
1971	12	13	08:00	10000	11:00	10000	10000
1971	12	14	08:00	10000	11:00	10000	10000
1971	12	15	08:00	10000	11:00	10000	10000
1971	12	16	08:00	10000	11:00	10000	10000
1971	12	17	08:00	10000	11:00	10000	10000
1971	12	18	08:00	10000	11:00	10000	10000
1971	12	19	08:00	10000	11:00	10000	10000
1971	12	20	08:00	10000	11:00	10000	10000
1971	12	21	08:00	10000	11:00	10000	10000
1971	12	22	08:00	10000	11:00	10000	10000
1971	12	23	08:00	10000	11:00	10000	10000
1971	12	24	08:00	10000	11:00	10000	10000
1971	12	25	08:00	10000	11:00	10000	10000
1971	12	26	08:00	10000	11:00	10000	10000
1971	12	27	08:00	10000	11:00	10000	10000
1971	12	28	08:00	10000	11:00	10000	10000
1971	12	29	08:00	10000	11:00	10000	10000
1971	12	30	08:00	10000	11:00	10000	10000