

# **GREIFSWALDER GEOGRAPHISCHE ARBEITEN**

---

Geographisches Institut der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald

Band 18

## **Die Auswirkungen des historischen Talsperrenbaus auf die Zuflußverhältnisse der Ostsee**

118 Seiten, 97 Abbildungen und 18 Tabellen

Der vorliegende Band entspricht im wesentlichen der von der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald im Jahre 2000 angenommenen gleichlautenden Dissertation

**GREIFSWALD 2001**

---

**ERNST-MORITZ-ARNDT-UNIVERSITÄT GREIFSWALD**

Der Inhalt dieses Bandes wurde zusätzlich digital veröffentlicht. Somit können die im Druck lediglich schwarz-weiß wiedergegebenen Grafiken farbig betrachtet werden. Sie finden die entsprechenden Dateien im \*.pdf-Format (Acrobat Reader™) unter:

<http://www.uni-greifswald.de/~geograph/gga>

Hier befindet sich ebenso ein Link für das Betrachtungsprogramm. Die zu diesem Band gehörende CD-ROM mit multimediaaufbereiteten Inhalten zur Thematik des Bandes (siehe auch S. 112) kann ebenfalls unter obiger Adresse eingesehen werden.

#### Impressum

ISBN 3-86006-165-8

Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald

Redaktion: Raimund Rödel, Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald

Geographisches Institut

Satz: Raimund Rödel

Grafik: Raimund Rödel

Herstellung: Vervielfältigungsstelle der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald

KIEBU-Druck Greifswald

---

Für den Inhalt ist der Autor verantwortlich

# Inhaltsverzeichnis

<b>Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>1. Hydrogeographische Übersicht zum Einzugsgebiet der Ostsee</b>	<b>5</b>
1.1 Flüsse und Seen im Ostseeinzugsgebiet	5
1.1.1 Seen im Einzugsgebiet der Ostsee	7
1.2 Daten und Modelle zum Wasserhaushalt im Einzugsgebiet der Ostsee	9
1.2.1 Abflußdaten	9
1.2.2 Abflußmodelle im baltischen Raum	9
1.3 Die innerjährliche und regionale Verteilung der Wasserhaushaltskomponenten im Ostseeinzugsgebiet	15
1.3.1 Schätzung der monatlichen Verdunstung für das Einzugsgebiet der Ostsee	16
1.3.2 Schätzung des monatlichen Abflusses für das Einzugsgebiet der Ostsee	18
<b>2. Die Auswirkungen des Talsperrenbaus auf das Einzugsgebiet der Ostsee</b>	<b>28</b>
2.1 Talsperrenausbau und Speicherraumentwicklung im Ostseeinzugsgebiet	28
2.2 Auswirkungen des Talsperrenbaus auf Einzugsgebiet und Wasserkörper der Ostsee	34
2.2.1 Auswirkungen des Talsperrenausbaus auf die Nährstofftransporte in den Ostseezuflüssen	36
2.3 Auswirkungen des Talsperrenbaus auf das Abflußverhalten großer Flüsse	43
2.3.1 Datengrundlage	43
2.3.2 Abflußänderungen als mittlere Abflußdifferenz nach dem Talsperrenbau	46
<b>3. Abflußregime als Monitoring-Tool für natürliche und anthropogene Wasserhaushaltsänderungen</b>	<b>53</b>
3.1 Regimetypen des Abflusses im Einzugsgebiet der Ostsee	53
3.2 Zeitlicher Wandel - Abflußregime als aufeinanderfolgende Systemzustände	58
3.2.1 Quantitative Ansätze zur Klassifizierung von Abflußregimen	58
3.2.2 Anthropogene Änderungen im Abflußverhalten schwedischer Ostseezuflüsse	61
3.2.3 Anthropogene Änderungen im Abflußverhalten Finnlands - Entwässerung und Regulierung in finnischen Seeneinzugsgebieten	68
3.2.4 Anthropogene Änderungen im Abflußverhalten südbaltischer Ostseezuflüsse	80
3.3 Regimestabilität versus Regimevariabilität – zeitlicher Wechsel des innerjährlichen Abflußganges	88
<b>4. Räumlicher Wandel von Abflußregimen durch Klimavarianz</b>	<b>93</b>
4.1 Abflußregime des Ostseeinzugsgebietes unter ECHAM4 - Klimaparametern	93
4.2 Abschätzung eines mit einem vorhandenen Talsperrenvolumen möglichen Regulierungseffektes	98
4.1.1 Abflußregime unter den Bedingungen eines anthropogenen Klimawandels und Möglichkeiten zu deren Regulierung am Beispiel des Dalälvs	101
<b>5. Behindert die Talsperrenbewirtschaftung den Tiefenwasserzustrom zur Ostsee?</b>	<b>104</b>
<b>Zusammenfassung – von der kausalen Deutung zur synchronen Betrachtung</b>	<b>110</b>

## **Prof. Dr. Klaus-Dieter Aurada zum 60. Geburtstag gewidmet**

Das Phänomen Zeit begleitet fast jeden Wissenschaftler bei seiner Arbeit. Ob es nun die Genialität eines Stephen Hawking ist oder die erdgeschichtliche Zeitachse des Geologen, oft genug ist die Zeit selbst Gegenstand philosophischer und naturwissenschaftlicher Überlegungen.

Stephen Jay Gould beschreibt in seinem Buch „Zufall Mensch“ die Unwiederholbarkeit zeitlicher Entwicklung. Anhand der geradezu phantastischen Einmaligkeit der kambrischen Tierwelt des Burgess-Shale in British Columbia wirft er die Frage auf, welchen Weg die Erdgeschichte genommen hätte, wenn auch nur ein winziges Teil in dieser Entwicklung gefehlt oder einen anderen Lauf genommen hätte. Wie würde unsere heutige Welt aussehen, wenn *Picaia*, jener mögliche Vorfahre aller heutigen Wirbeltiere, in den Tiefen des Burgess-Ozeans ausgestorben wäre? Spult man den Film jedweden geschichtlichen Ablaufs zurück und läßt ihn erneut ablaufen, niemals würde man ein völlig identisches Ergebnis erhalten.

Dieses Phänomen kennt nicht nur jeder Mensch, auch eine wissenschaftliche Arbeit ist davon betroffen. Solange bei Beginn einer Fragestellung oder Vermutung nicht klar ist, wie an diese herangegangen werden soll, kann sich die Beantwortung auf vielerlei Weise vollziehen. Wäre auch nur ein Stein in der Entstehung solch einer Antwort anders gelegt worden, das Ergebnis könnte vielleicht ähnlich aussehen, der Weg dorthin wäre sicherlich ein anderer gewesen...

... Damit soll zum Abschluß der hier vorgelegten Arbeit Herrn Prof. Dr. K.-D. Aurada gedankt werden. Seine Idee für dieses zu bearbeitende Thema ließ mich sicherlich oftmals schwierige Fragen nach der richtigen Sichtweise auf die Problematik aufwerfen. Ihren Inhalt verdanken die folgenden Seiten jedoch dem Umstand, daß er, um mit seinen Worten als systemtheoretisch denkendem Menschen zu sprechen, seinen regulativen Einfluß auf ein Mindestmaß zurücksetzte und der Entstehung dieser Arbeit die nötige Selbstregulation zubilligte.

Vieles hätte andererseits nicht so entstehen können, wären da nicht die ruhige Minute in einem Bonner Buchladen gewesen oder ein interessanter Tagungsbeitrag über die nordatlantische Oszillation. All die kleinen Zufälle, die letztlich zum genau diesen Aussehen der nächsten Seiten beigetragen haben, sind sicherlich nicht einmal mehr mir bekannt. Sicher ist nur, daß sie das Ergebnis eben jener hinter mir liegenden drei Jahre in Greifswald sind, so bereits unwiederholbar geworden.

*Raimund Rödel*

## Einleitung

Wegen eines geplanten Staudammprojektes wird Schweden seinen Nachbarn Finnland vor dem Europäischen Gerichtshof verklagen. Schweden, auf dessen Territorium sich über die Hälfte (51%) des gesamten Talsperrenvolumens der Ostseeanrainerstaaten befindet, befürchtet durch die Überflutung von 237 Quadratkilometern lappländischer Wildnis einen massiven Schwermetall- und Nährstoffeintrag in die Ostsee. Eine jährliche Phosphatfracht in die Bottensee, die die von Helsinki um etliches übersteigt, sei durch den geplanten Vuotos-Staudamm zu erwarten. Diese werde ebenso wie eine massive Schwermetallfreisetzung durch den unter Wasser stattfindenden Humusabbau nach dem Aufstau bedingt (SPIEGEL, 27/2000, S. 216-217).

Derartige Effekte bei der Errichtung neuer Talsperren sind für skandinavische Verhältnisse nicht unbekannt. Nach dem Bau des Isohaara-Staudamms an der Kemijoki-Mündung (1948) war die Quecksilberkonzentration des entstandenen Sees so hoch, daß zwölf Jahre lang nicht gefischt werden durfte (ebenda...).

Knapp 240 größere Talsperren mit einem Fassungsvermögen von fast 15% des jährlichen Süßwasserzuflusses zur Ostsee wurden im zwanzigsten Jahrhundert in deren Einzugsgebiet errichtet. Die gerade beschriebenen Auswirkungen beim Aufstau eines solchen Sperrwerkes sind natürlich nur von temporärer Natur, Phosphat kann andererseits durch die Sedimentfallenwirkung von Talsperren in diesen auch zurückgehalten werden. Langfristig können mit den Wasserspeichern im Ostseegebiet aber weit vielfältigere Auswirkungen auf Land und Meer verbunden sein. So erniedrigt der Mensch zwar nicht den gesamten Abfluß eines Jahres, speichert in den meisten Ostseezuflüssen aber einen Teil des Schneeschmelzabflusses und dämpft damit das Frühjahrshochwasser. Im nächsten Winter kann dieses Wasser wieder in den Fluß gegeben und dabei Strom aus Wasserkraft produziert werden.

Heute, nach der Flußregulierung, gelangt demnach in den Wintermonaten mehr Wasser von den Festlandsgebieten in die Ostsee, während im Sommer und teilweise im Herbst der Ostsee weniger Wasser zufließt. In der Summe stellte sich durch die Bewirtschaftung von Talsperren die gesamte saisonale Verteilung des Süßwasserzustromes in die Ostsee um. SCHINKE, 1996 äußerte Überlegungen, daß ein saisonal veränderter Zustrom von Süßwasser nicht ohne Auswirkungen auf die Bilanz des Ein- und Ausstromes für dieses Brackwassermeer bleiben würde.

Das Süßwasser aus den Flüssen findet sich in der Ostsee oberhalb eines salzreichen Tiefenwasserkörpers und gelangt über die dänische Beltsee und das Kattegat in die Nordsee. Andererseits ist von der Nordsee einströmendes Salzwasser für die Sauerstoffversorgung der Ostsee im Tiefenwasser verantwortlich. Dieser Zustrom schweren Salzwassers wird wesentlich deutlicher von der Menge des aus der Ostsee ausströmenden Süßwassers beeinflußt als bislang angenommen. Wenn seit dem Bau der meisten Talsperren mehr oberflächennahes Süßwasser im Winter und teilweise Frühjahr aus der Ostsee ausströmt, müßte das salzreiche Tiefenwasser unter nunmehr schwierigeren Bedingungen einströmen. Damit könnten durch die Nutzung der Wasserkraft im Ostseeraum indirekt die winterlichen Salzwassereinbrüche und damit auch die Sauerstoffversorgung des Tiefenwassers behindert worden sein (MATTHÄUS & SCHINKE, 1998 & 1999).

Sicherlich ist gerade der Wasseraustausch zwischen Ostsee und Nordsee und damit das Zustandekommen der Salzwassereinbrüche in seiner Komplexität noch lange nicht vollständig verstanden. Einen Überblick über den bisherigen Kenntnisstand geben MATTHÄUS & SCHINKE, 1998 & 1999. Im folgenden kann deshalb nur versucht werden, dem Verständnis dieses elementaren Prozesses für das Funktionieren des Systems Ostsee einige weitere Puzzleteile hinzuzufügen. Die wissenschaftliche Frage nach den genaueren Ursachen des Tiefenwasserzustroms zur Ostsee verlangt eine detaillierte Kenntnis aller die Bilanz des

Aus- und Einstromes in das Ostseebecken beeinflussenden Prozesse. Im Mittelpunkt des hier vorgelegten Beitrags soll dabei eine eingehendere Quantifizierung des durch Talsperren veränderten Zuflußverhaltens zur Ostsee stehen.

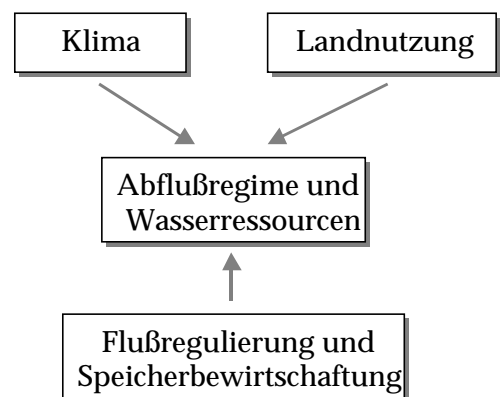
**Kapitel 1** wird daher das Einzugsgebiet der Ostsee unter allgemein hydrogeographischen Gesichtspunkten charakterisieren und auf bisherige und laufende Arbeiten zur Abflußmodellierung eingehen. Um die räumliche und zeitliche Verteilung der Wasserhaushaltskomponenten zu beschreiben, wird eine vollständig neu berechnete monatliche Wasserhaushaltsbilanz für die Periode 1961-90 auf 0,5° Rasterfeldern vorgestellt. Mit Hilfe des hier verwendeten Bilanzmodells können auch veränderte Abflußverhältnisse durch einen anthropogenen Klimawandel untersucht und damit die Veränderung des Süßwasserzuflusses unter dem Aspekt klimatischer Variabilität betrachtet werden.

Das Augenmerk des **zweiten Kapitels** gilt der generellen Entwicklung des Talsperrenbaus im Ostseeinzugsgebiet. Hierbei soll ein Überblick über die Dimensionen des Speicherausbaus vermittelt sowie dessen mögliche Konsequenzen auf das Geosystem angedeutet werden. So lassen sich unter anderem Hinweise für eine Veränderung der fluvialen Nährstofffrachten infolge der vorhandenen Talsperren näher beleuchten. Nachfolgend sollen erste Überlegungen zur Bilanzierung des jahreszeitlich geänderten Süßwasserzuflusses zur Ostsee vor und nach dem Bau der Speicherräume aufgezeigt werden. Der durch den Talsperrenbau bedingte Wandel im jahreszeitlichen Abfluß läßt sich durch eine Analyse der Bautätigkeit von Staudämmen und Mittelwerttests über normierte Zeitreihen von daraus abgeleiteten unregulierten und regulierten Abflußreihen abschätzen. Die erhaltenen Größen des saisonal geänderten Abflusses sollten aufgrund der Methodik genauer als die von SCHINKE, 1996 abgeschätzten Werte sein. Mit ihrer Hilfe wird auf der Grundlage eines von WULFF ET AL, 1999 entwickelten Modells zum Wasser- und Salzhaushalt der Ostsee der vermutete Talsperreneinfluß auf den Salzwasserein- und Süßwasserausstrom der Ostsee indizienhaft weiter verfolgt (Kap. 5).

Dennoch repräsentieren die veränderten Zuflußraten lediglich Mittelwerte, welche nur eine einzige Änderung der jahreszeitlichen Flußwasserzufuhr, nämlich nach dem Bau einer großen Anzahl von Talsperren annehmen.

Diese Angaben widerspiegeln sicher nur ungenügend die Realität. Zusätzliche Schwankungen im Verhalten des Abflusses sind hierin nicht enthalten, müssen aber ebenso betrachtet werden. Man wird erst dann die Auswirkungen menschlichen Wirkens im Zusammenhang mit der natürlichen Systemen innewohnenden Variabilität verstehen können. Wie kann für diese Fragestellung ein neues „Mikroskop“ aussehen, welches den „Blick in die Zeit“ erlaubt, zeitliche Veränderungen „erinnerbar“ macht (HAUHS, M. H. LANGE U. A. KASTNER-MARESCH, 2000)?

Dieser Frage wird **Kapitel 3** nachgehen. Der Jahresgang des Abflusses widerspiegelt die Wirkung klimatischer Faktoren gleichermaßen wie durch den Menschen verursachte direkte (Flußausbau) und indirekte, landnutzungsbezogene Veränderungen in einem Einzugsgebiet (Bild 1). Abflußregime sind als Denkmodelle für den Jahresgang des Abflusses geeignet, unterschiedliche geographische Regionen mit einem typischen Abflußgang aufzufinden. Sie lassen sich jedoch auch dazu verwenden, den beobachteten Gang des Wasserstandes eines Flusses in jedem Jahr einem bestimmten Typ zuzuordnen (KRASOVSKAIA, 1997). Damit werden Systemzustände definiert, aus deren Aufeinanderfolge Aussagen zur einmal natürlich und zusätzlich anthropogen bedingten Variabilität ermöglicht werden. Diese



**Bild 1:** Steuernde Faktoren für das Abflußverhalten (ARNELL, 1996).

Systemzustände ähneln einer Bildersprache, die wesentlich leichter verständlich ist als die zeitliche Aufeinanderfolge verschiedener Monatsabflüsse einer langen Beobachtungsreihe.

In Kapitel 3 werden deshalb Möglichkeiten zur Klassifizierung von Abflußregimen für den Ostseeraum vorgestellt. Nach der Analyse der zeitlichen Aufeinanderfolge von Abflußregimen in den Einzugsgebieten Nord- und Mittelschwedens, Finnlands und des südlichen Ostseeraumes wird der Übergang zwischen Variabilität und Stabilität als wesentliches Merkmal von anthropogenen Änderungen des Abflußverhaltens dargestellt. Talsperren als Regulierungsinstrument können damit nicht nur den innerjährlichen Abfluß umverteilen, sondern auch die Wahrscheinlichkeit des Auftretens eines bestimmten Abflußganges modifizieren. Diese geänderte Stabilität eines bestimmten Abflußverhalten kann aber ebenfalls durch einen Landnutzungswandel hervorgerufen werden.

Der Einfluß des Klimas auf den Abflußgang wird in Bezug auf einen angenommenen anthropogenen Klimawandel („Treibhauseffekt“) als räumlicher Wandel des Abflußverhaltens im Einzugsgebiet der Ostsee zu beschreiben sein (**Kap. 4**).

Resümierend läßt sich schließlich feststellen, daß der Jahresgang des Abflusses in seiner Ausprägung wie auch Variabilität als ein geeignetes Monitoring-Tool für den anthropogenen Wandel des regionalen Wasserhaushaltes nutzbar ist. Neben Anzeichen für eine direkte Beeinflussung des Ein- und Ausstromverhaltens des Ostseebeckens durch den vorwiegend skandinavischen Talsperrenbau (**Kap. 5**) werden die angesprochenen Kapitel dann vor allem versucht haben, einen detaillierteren Überblick über die jahreszeitliche Flußwasserzufuhr zur Ostsee und deren anthropogene Änderung zu vermitteln.

Aus dem Zusammenspiel von Klimafluktuationen über dem Nordatlantik und Effekten der Talsperrenbewirtschaftung im Ostseeraum wird sich abschließend ein Bild zeichnen lassen, welches das Zustandekommen und Ausbleiben von Salzwassereinbrüchen in das Tiefenwasser der Ostsee besser verständlich machen wird.



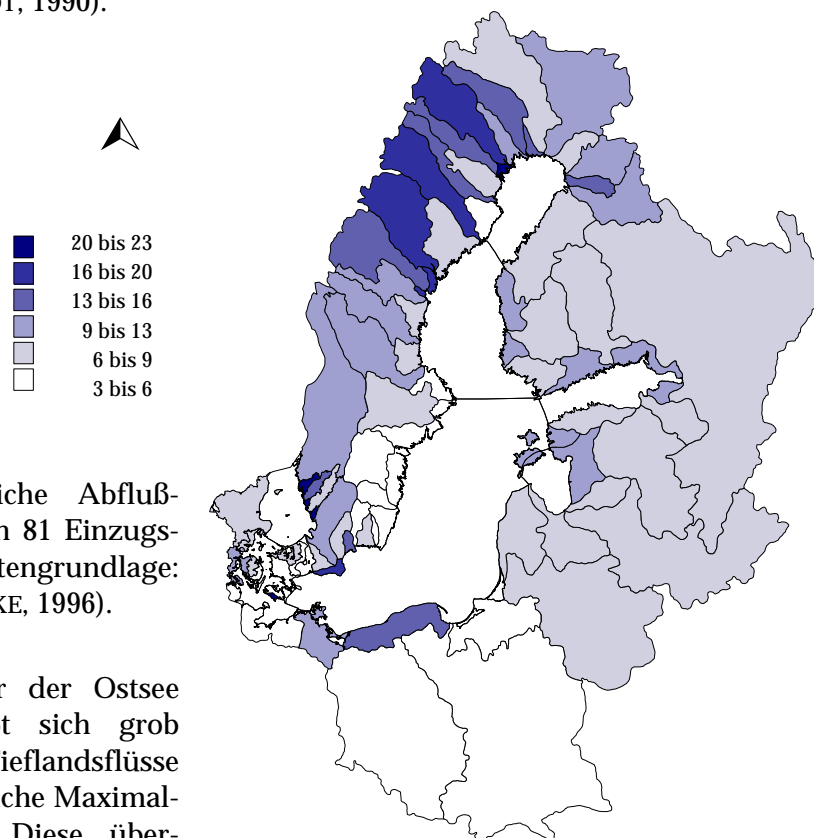


# 1. Hydrogeographische Übersicht zum Einzugsgebiet der Ostsee

## 1.1 Flüsse und Seen im Ostseeinzugsgebiet

Zahlreiche Ströme fließen in die Ostsee, große Tieflandsflüsse wie Oder, Weichsel, Njemen und die russische Neva, Gebirgsflüsse aus dem skandinavischen Hochgebirge und finnische, seenreiche Wasserläufe. Mit einer Wassermenge von  $14151 \text{ m}^3/\text{s}$  ( $\cong 450 \text{ km}^3/\text{Jahr}$ ) fließt dem größten Brackwassermeer der Erde jährlich eine ähnlich große Wassermenge zu, wie sie Mississippi oder Mekong in die Weltozeane speisen (GRAHAM, 1999).

Dieses Süßwasser aus den Flüssen findet sich in der Ostsee oberhalb des salzreichen Tiefenwasserkörpers und gelangt über die dänische Beltsee und das Kattegat in die Nordsee. Allein aufgrund der Flußwasserzufuhr würde der Volumeninhalt des Ostseebeckens ( $21200 \text{ km}^3$ ) innerhalb von 48 Jahren ausgetauscht werden (BERGSTRÖM & CARLSSON, 1993). Der Einstrom salzhaltigen Wassers der Nordsee zur Ostsee über die dänischen Sunde während eines Jahres liegt allerdings in der Größenordnung der zehnfachen Menge der Flußwasserzufuhr (OMSTEDT, 1990).

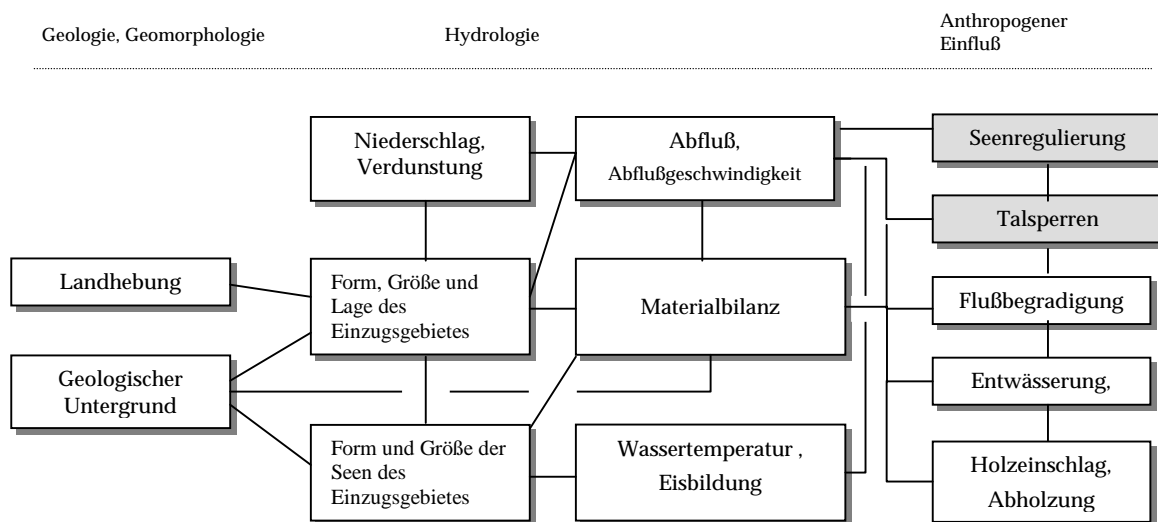


**Bild 1.1:** Mittlere jährliche Abflussspenden ( $\text{m}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2$ ) in den 81 Einzugsgebieten der Ostsee (Datengrundlage: SWEITZER, LANGAAS & FOLKE, 1996).

Das Abflußgeschehen der der Ostsee zufließenden Ströme läßt sich grob zweiteilen. Die südlichen Tieflandsflüsse sind durch mäßige winterliche Maximalabflüsse gekennzeichnet. Diese übersteigen den mittleren Jahresabfluß nur unwesentlich um 40 bis 90% (GRIMM, 1968). Nach Osten nehmen die Abflussspenden durch nachlassende zyklonale Niederschläge allgemein ab. Abflußganglinien von Flüssen des skandinavischen Hochgebirges sind dagegen durch kräftige oder sehr ausgeprägte Hochwässer während der Schneeschmelze im späten Frühjahr und zeitigen Sommer geprägt. Der Anteil des höchsten Abflusses übersteigt den mittleren Jahresabfluß um bis zu 290% (GRIMM, 1968). Entsprechend dem hypsometrischen Formenwandel nimmt die jährliche Abflußmenge in den höheren Gebirgslagen Skandinaviens zu, im östlichen Finnland unter kontinentalerem Einfluß wieder leicht ab. Die höchsten Abflussspenden des  $1,729 \text{ Mio km}^2$  Fläche umfassenden Ostseeinzugsgebietes werden somit aufgrund der hohen Niederschläge und zusätzlich geringen Verdunstung im nördlichen Schweden (und Norwegen) gebildet (BERGSTRÖM & CARLSSON, 1993). Bild 1.1 gibt einen Überblick über die mittleren jährlichen Abflussspenden in den 81 Einzugsgebieten der größeren Ostseezuflüsse.

SDANAWITSCHUS, 1998 untersuchte das Trendverhalten aller Ostseezuflüsse auf der Basis abgeglicherer Zeitreihen von 1921-1975 (FALKENMARK & MIKULSKI, 1975) und 1950-1990 (BERGSTRÖM & CARLSSON, 1993). Ein Anstieg oder Abfall des mittleren jährlichen Gesamtabflusses konnte durch sie verneint werden. BERGSTRÖM & CARLSSON, 1993 verweisen allerdings auf die klimatisch bedingten Schwankungen der jährlichen Ostseezuflüsse innerhalb mehrerer Jahrzehnte. Das Jahr 1924 gilt als das abflußstärkste in der beobachteten Zeitreihe (1921-1990),  $19500 \text{ m}^3/\text{s}$  ( $615 \text{ km}^3/\text{Jahr}$ ) Wasser flossen hier im jährlichen Mittel der Ostsee zu. Mit  $11100 \text{ m}^3/\text{s}$  ( $350 \text{ km}^3/\text{Jahr}$ ) läßt sich das Jahr 1976 als das trockenste kennzeichnen, die Schwankungen über mehrere Jahre können damit im Bereich von maximal  $8400 \text{ m}^3/\text{s}$  ( $265 \text{ km}^3/\text{Jahr}$ ) liegen.

Die Dekade von 1981-90 läßt sich als die niederschlagsreichste des Beobachtungszeitraumes charakterisieren. Alle Einzugsgebiete mit Ausnahme des finnischen Meerbusens sind durch erhöhte Herbst- und Winterabflüsse gekennzeichnet. Milde Winter mit geringer Schneakkumulation werden dabei als eine Ursache der vergleichsweise höheren Abflüsse genannt (BERGSTRÖM & CARLSSON, 1993, weiter siehe aber auch Kap. 5). Durch die höheren Niederschläge in dieser Dekade wurden zudem häufiger Herbsthochwässer beobachtet (LINDSTRÖM, 1993). Diese Regenhochwässer während eines zweiten Abflußmaximums im Herbst wirken wegen ihrer schweren Vorhersagbarkeit als einschneidende Ereignisse im Abflußgeschehen. Durch Flußregulierung und Talsperrenbau sind die Amplitudenausschläge der Hochwasserabflüsse seit 1960 zwar deutlich erniedrigt. In ausgebauten Einzugsgebieten fallen andererseits Schwankungen der abfließenden Hochwässer deutlicher auf, da Siedlungen und Landwirtschaft auf einen nahezu konstanten Wasserstand der Flüsse eingestellt sind. Sind die Speicherräume im Herbst gefüllt, können extreme Hochwässer auch nach dem Speicherausbau auftreten. So zerstörten abfließende Wassermassen der Septemberfluten von Voxnan und Dalälv 1985 den Noppikoski-Damm im mittleren Schweden (Bild 1.3). Ebenso wurden in den achtziger Jahren starke Sommer- und Herbsthochwässer am Angermanälv (August 1987) und Luleälv (August 1989) sowie im südlichen Schweden (Helgeån, Dezember 1980 und 1985) beobachtet (LINDSTRÖM, 1993).



**Bild 1.2:** Zusammenhang zwischen Abfluß und abflußsteuernden Faktoren im Einzugsgebiet der Ostsee (nach HYVÄRINEN, 1984).

Diese Änderungen liegen jedoch im Bereich der natürlichen Schwankungen des Niederschlags-Abflußsystems. LINDSTRÖM konnte weder Anzeichen für insgesamt häufiger auftretende Hochwasser noch höhere Spitzenabflüsse finden. In Einzugsgebieten mit relativ niedrigem Jahresabfluß wie im südlichen Ostsee-einzugsgebiet ist die Hochwasservariabilität aber insgesamt höher.

HYVÄRINEN, 1984 veranschaulicht die Abhängigkeiten zwischen Abfluß und physisch-geographischen sowie anthropogenen Faktoren im Ostseeinzugsgebiet. Neben allgemein gültigen Wechselwirkungen zwischen Größe und Form des Einzugsgebietes und Abflußmenge oder Niederschlag und Abfluß fällt die iso- und eustatische Landhebung als Charakteristikum des baltischen Einzugsgebietes auf (Bild 1.2).

Die Küstenbereiche entlang der Bottenwiek vergrößern sich durch das langsame Aufsteigen Nordskandinaviens, damit nehmen die Flächenanteile der bottnischen Einzugsgebiete ständig zu. Allein in Finnland führt dies zu einer Vergrößerung der Einzugsgebiete von ca. 700 km<sup>2</sup> alle hundert Jahre (KUKKAMÄKI, 1956; zit. in KUUSISTO, 1995). Im Zuge der sich vergrößernden Einzugsgebietsfläche schätzt man, daß sich der Abfluß Finnlands um etwa jährlich 0,016 km<sup>3</sup> ( $\approx 0,5 \text{ m}^3/\text{s}$ ) erhöht (KUUSISTO, 1995).

Durch die schnelle Hebung Nordskandinaviens wachsen die Einzugsgebiete der finnischen Seenplatte zuungunsten der finnischen Zuflüsse in die Bottenwiek. Das dramatischste Ereignis in der durch Landhebung bedingten Umgestaltung des bottnischen Gewässernetzes war der Durchbruch des Kymijoki durch die Salpausselkä-Randlage der Weichselvereisung um 6000 BC. Entwässerten die finnischen Seen bis zu diesem Zeitpunkt über den heutigen Kalajoki in die Bottensee, gelangt deren Wasser heute in den finnischen Meerbusen. Gleichzeitig vergrößern sich einige Seen durch unterschiedliche Hebungsbeträge im Einzugsgebiet. Der Seenbereich des Oulujärvi hebt sich tendenziell stärker als das übrige Oulujoki-Einzugsgebiet, hierdurch wird die Seenfläche ständig vergrößert (KUUSISTO, 1995).



**Bild 1.3:** Der Noppikoski-Damm brach im September 1985 aufgrund eines extremen Herbsthochwassers (aus: NATIONAL ATLAS OF SWEDEN, CLIMATE LAKES AND RIVERS, p.161).

### 1.1.1 Seen im Einzugsgebiet der Ostsee

Große Seen sind vor allem für die Teileinzugsgebiete von finnischem Meerbusen, Bottensee und Bottenwiek sowie das Einzugsgebiet des Kattegats typisch. Einen Überblick über den Seenanteil für die sieben Teileinzugsgebiete der Ostsee gibt Tab. 1.1 (SWEITZER, LANGAAS & FOLKE, 1996). Die Karte in Bild 1.4 stellt den Seenanteil für die einzelnen Einzugsgebiete selbst dar.

**Tab. 1.1:** Anteil der Seenfläche für die sieben Teileinzugsgebiete der Ostsee (SWEITZER, LANGAAS & FOLKE, 1996).

Bottenwiek	Bottensee	Finnischer Meerbusen	Rigaer Meerbusen	Zentrale Ostsee	Dänische Sunde	Kattegat	Gesamt
4.38 %	5.36 %	13.51 %	1.91 %	2.28 %	1.80 %	11.19 %	6.12 %

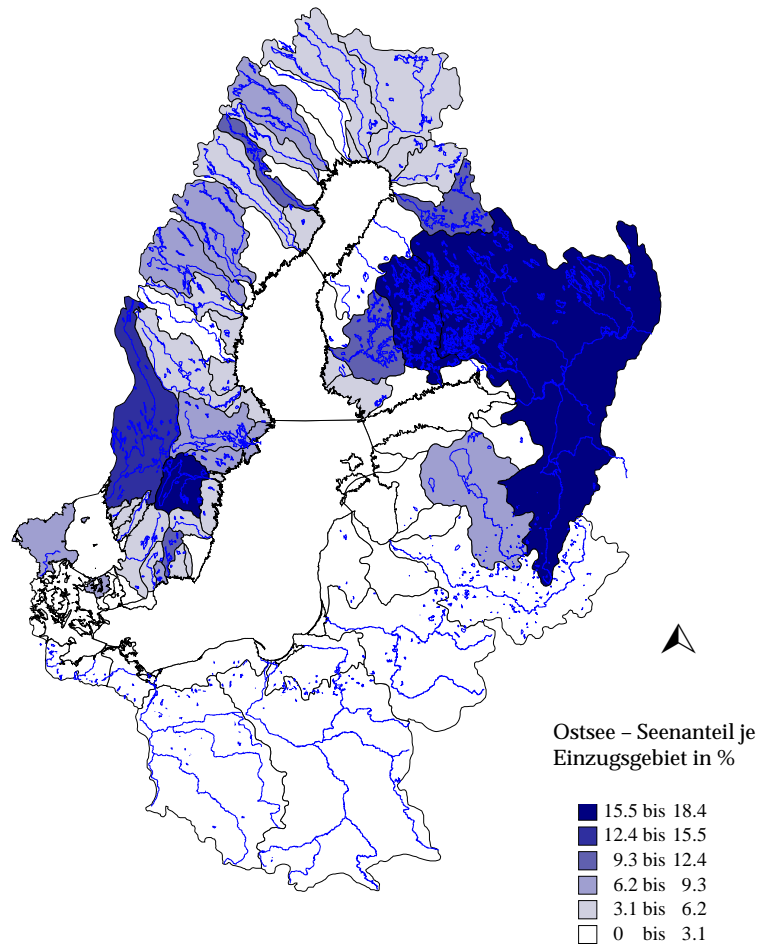
**Bild 1.4:** Anteil der Seenfläche je Flußeinzugsgebiet der Ostsee (Datengrundlage: SWEITZER, LANGAAS & FOLKE, 1996).

Ist die zum Zufluß eines Sees beitragende Landfläche gering, bleiben die Auswirkungen der Seespeicherung auf den Abflußgang minimal. So ist die abflußverzögernde Wirkung des Vätternsees in Südschweden kaum nennenswert (GRAHAM, 1999).

Seensysteme wie das Saimen-Seensystem Ostfinnlands, das Onega-, Ladoga-, Ilmen- und Peipusseensystem dämpfen in deutlicher Weise den jährlichen Abflußverlauf. Der Jahresgang des Abflusses an der Neva-mündung ist deutlicher als bei allen anderen Einzugsgebieten geglättet (BERGSTRÖM & CARLSSON, 1993). Wasser aus dem Oberlauf der finnischen und russischen Seeneinzugsgebiete gelangt stark verzögert in die Ostsee. KUUSISTO, 1995

gibt die mittlere Verweildauer des zuströmenden Wassers in den Onega- und Ladogasee mit 12 Jahren an. Im Gegensatz dazu gelangt das Quellwasser der Weichsel über den 1100 km langen, aber fast seenfreien Flußlauf aus den Karpaten bereits nach einem Monat in die Ostsee. Ein als "natürliche Seeregulierung" bezeichneter Effekt ist beim Ladogasee als größtem See im Einzugsgebiet mit einer Fläche von 17 700 km<sup>2</sup> zu beobachten. Im Winter blockieren Eisschollen am Seeauslaß den Abfluß und reduzieren diesen um etwa die Hälfte. Im Frühling wird dieses "Flutter" durch die Eisschmelze wieder geöffnet. Dabei wird ein entsprechender Abflußpeak induziert (GRAHAM, 1999).

Die meisten finnischen und schwedischen Seen weisen durch Schneeschmelzzuflüsse und anthropogene Inanspruchnahme des Wassers stärkere Seespiegelschwankungen innerhalb eines Jahres auf. In den großen Wasserkörpern des Ladoga- und Onegasees sind die innerjährlichen Wasserstandsänderungen dagegen relativ gering.



## **1.2 Daten und Modelle zum Wasserhaushalt im Einzugsgebiet der Ostsee**

Einer der prinzipiellen Untersuchungsgegenstände in der Hydrologie ist die Schätzung der Größenordnung des Abflusses der Kontinente in die Ozeane. Untersuchungen zum Abflußgeschehen der Ostsee auf mittleren bis großen Skalenniveaus und zur Bilanzierung der Abflußmengen existieren bereits seit Anfang dieses Jahrhunderts. WITTING publiziert 1918 erste Schätzungen zum Abfluss der umliegenden Einzugsgebiete in die Ostsee (WITTING, R. In: Fennia 39, No. 5.).

### **1.2.1 Abflußdaten**

In den folgenden Jahren wurde zunächst das Abflußgeschehen in einzelnen Teileinzugsgebieten untersucht, so für die finnischen Einzugsgebiete von 1911 bis 1950 durch GUSTAFSSON, 1963. Dieser Arbeit folgen 1992 Untersuchungen zum finnischen Abflußverhalten für die Periode 1931 bis 1990 (KUUSISTO, 1992).

Die ersten Zeitreihen des Gesamtabflusses in die Ostsee veröffentlicht MIKULSKI 1970 auf der Basis von sechs Teileinzugsgebieten. Diese Arbeit umfaßt vorerst nur die Werte von 1961 bis 1970, zwölf Jahre später liegen dann Zeitreihen von 1921 bis 1975 vor (MIKULSKI, 1982).

Nach Bilanzrechnungen des Wasserhaushaltes durch die HELCOM im Jahr 1986, wo insgesamt 83 Teileinzugsgebiete im Maßstab 1:5.000 000 ausgewiesen werden, übernimmt Schweden den Staffelstab in der hydrologischen Erforschung des Ostsee-einzugsgebietes. 1992 werden im Rahmen des Programms „Large-scale Environmental Effects and Ecological Processes in the Baltic Sea“ durch das SMHI monatliche Abflußwerte (1950 bis 1993) für insgesamt 122 Küstensegmente berechnet (CARLSSON, LARSSON & JOHANSSON, 1992). Die Datengrundlage bilden hierbei repräsentative Abflußmessungen für die jeweiligen Küstenabschnitte. Alle diese Werte sind in der SMHI-Runoff Database from 112 different Coast-Segment around the Baltic Sea (Version Date 1995-01-10) verfügbar. (MINUTES OF FIRST BALTEX HYDROLOGY WORKSHOP, 1997).

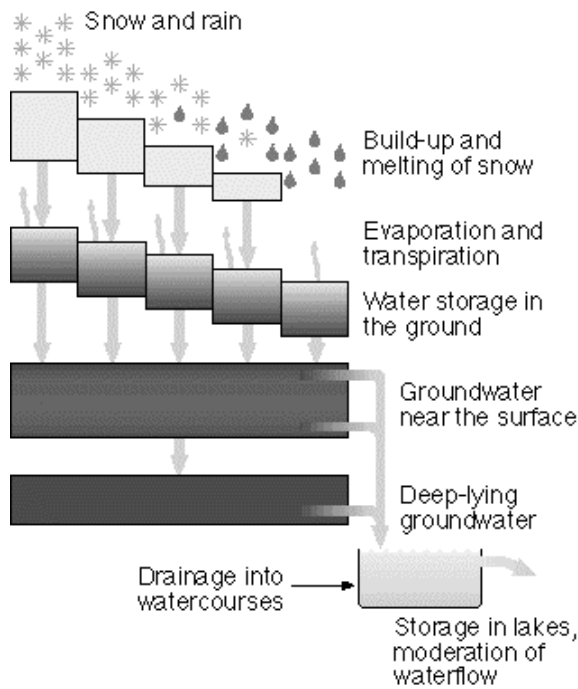
Im darauffolgenden Jahr stellt der SMHI eine Zuflußreihe von 1950 bis 1990 für die sechs Einzugsgebiete der Ostsee vor, wie sie MIKULSKI, 1982 bereits verwendete (BERGSTRÖM & CARLSSON, 1993).

Gleichzeitig wird im Rahmen des BALtIc Sea EXperiment (BALTEX) mit dem Sammeln aller verfügbaren Abflußmessungen im Einzugsgebiet der Ostsee begonnen. Diese Daten werden ab jeweils 1950 im BALTEX Hydrological Data Centre (BHDC, [HTTP://WWW.SMHLSE/SGN0102/BHDC/INDEX.HTM](http://www.smh.se/sgn0102/bhdc/index.htm)) zusammengetragen. Während für Finnland und Schweden ausreichend Werte vorliegen, beginnen die bislang vorhandenen Aufzeichnungen der Staaten des südbaltischen Raumes meist nicht vor 1990 und sind oft inkonsistent.

### **1.2.2 Abflußmodelle im baltischen Raum**

Mit der Entwicklung des schwedischen HBV-Modells (Bild 1.5), eines Modells zur Bestimmung der Niederschlags-Abfluß-Transformation, bestehen seit Mitte der siebziger Jahre Ansätze zur modellhaften Erfassung des Abflußgeschehens im Ostsee-einzugsgebiet (BERGSTRÖM, 1980 & 1992).

Das HBV-Modell wurde am SMHI vorzugsweise bei der Planung von Stauanlagen genutzt. In der aktuellen Version ist eine räumliche Verteilung von Eingangswerten in Teileinzugsgebieten über Rastergitter möglich (quasi-distributed). Als Continuous-Stream-Flow Simulation Model wird bei HBV nicht nur der Oberflächenabfluß nach Infiltrationsüberschreitung, sondern der gesamte Hydrograph mit Interflow und Basisabfluß in Zeiten ohne Niederschlag simuliert. Besonderes Augenmerk bei der Entwicklung galt und gilt der Implementierung von Schneeakkumulations- und Schneeschmelzprozessen (BRANDT & BERGSTRÖM, 1994).



Diese induzieren besonders in den nördlichen Bereichen des Einzugsgebietes die früh-sommerlichen Hochwasserwellen. Eine Übersicht der bis 1979 mit HBV bereits bearbeiteten Gebiete gibt Bild 1.6.

Üblicherweise werden bei den HBV-Modellrechnungen tägliche Eingangswerte verwendet (MINUTES OF FIRST BALTEX HYDROLOGY WORKSHOP, 1996). Den physikalischen Eingangsgrößen täglicher Niederschlag und tägliche Temperatur sowie potentielle Evapotranspiration stehen räumliche Parameter wie Landnutzung, Bodencharakteristika und Geometrie des Einzugsgebietes gegenüber.

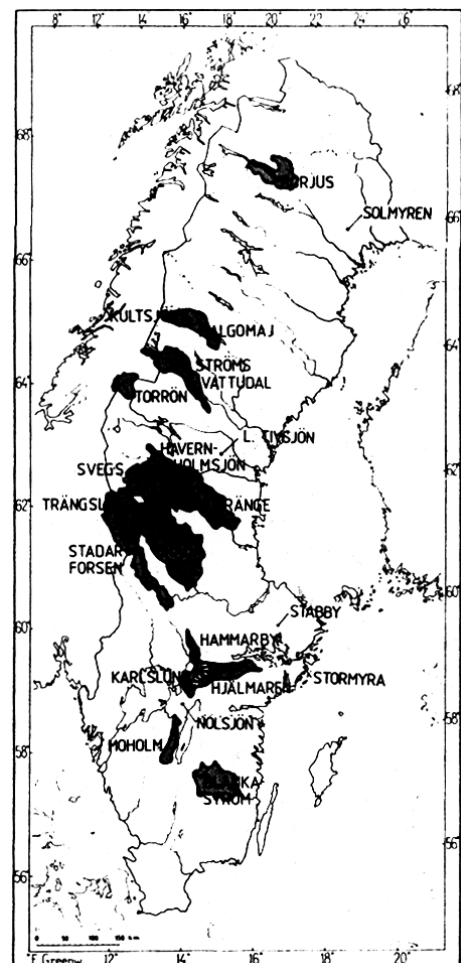
**Bild 1.5:** Prinzip des HBV-Modells (BERGSTRÖM, 1992).

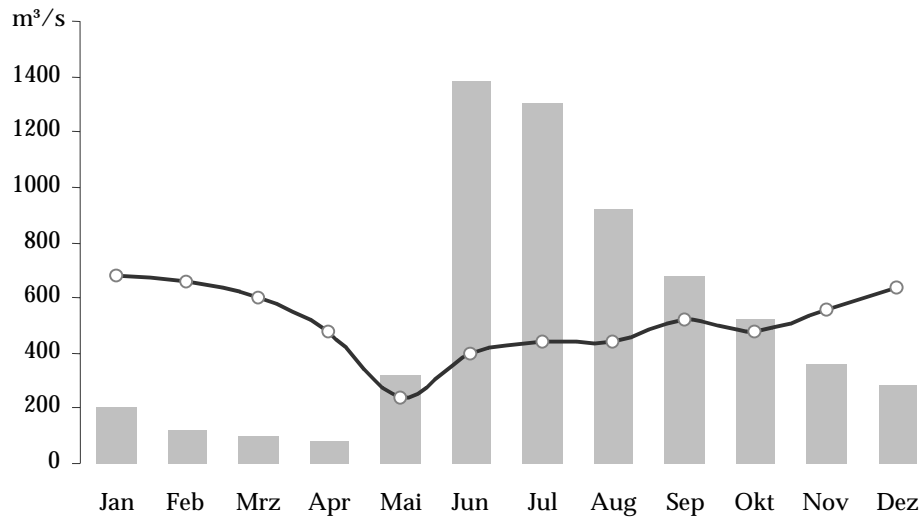
Weitere Abflußmodelle im baltischen Raum werden in MINUTES OF FIRST BALTEX HYDROLOGY WORKSHOP, 1996 beschrieben. Hierbei handelt es sich zumeist um Modelle auf mesoskaliger Ebene (Beispiel: MOREMAZ, Autor: J. OSTROWSKI).

Bereits BERGSTRÖM & CARLSSON, 1993 konstatieren für die Reihe 1950 bis 1990 der Ostseezuflüsse einen Einfluß durch verstärkt anthropogene Speicherbauten ab spätestens den siebziger Jahren. Hierbei wird immer wieder das Beispiel Luleälv zitiert, wo die Amplitudendeformation und Phasenverschiebung im Hydrographen besonders deutlich werden (BERGSTRÖM, 1995).

Um den Effekt der anthropogenen Veränderung des Abflusses durch Talsperrenbauwerke zur Wasserkraftgewinnung zu quantifizieren, wird im Rahmen des „Gulf of Bothnia year 1991“ das HBV-Modell zur Simulation des unregulierten Abflusses im Einzugsgebiet der Bottenwiek eingesetzt (CARLSSON & SANNER, 1994). HBV wird dabei mit Abflußwerten zwischen 1925-1936, einem Systemzustand mit noch nicht reguliertem Abfluß, kalibriert. Der dann erfolgte Simulationslauf für die Periode 1981-90 schätzt den theoretischen unregulierten Abfluß und stellt diesen für Vergleiche mit dem tatsächlich gemessenen, regulierten Abfluß zur Verfügung (Bild 1.7).

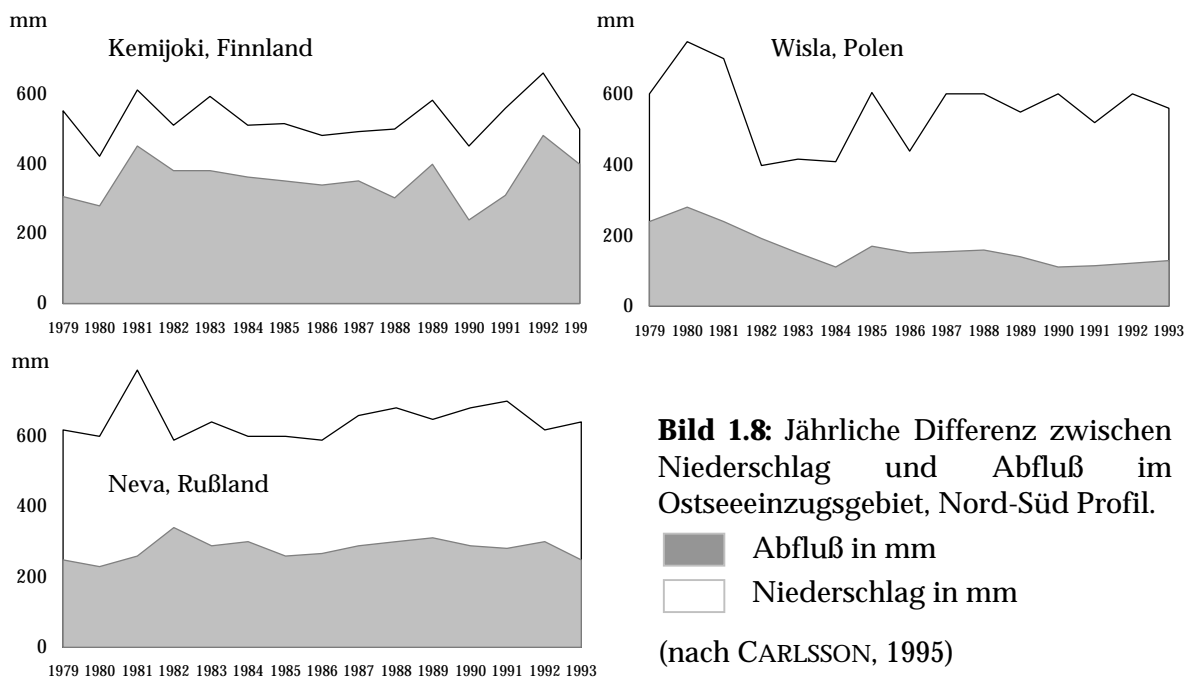
**Bild 1.6:** Einsatz des HBV-Modells in Schweden bis 1979 (BERGSTRÖM, 1980).

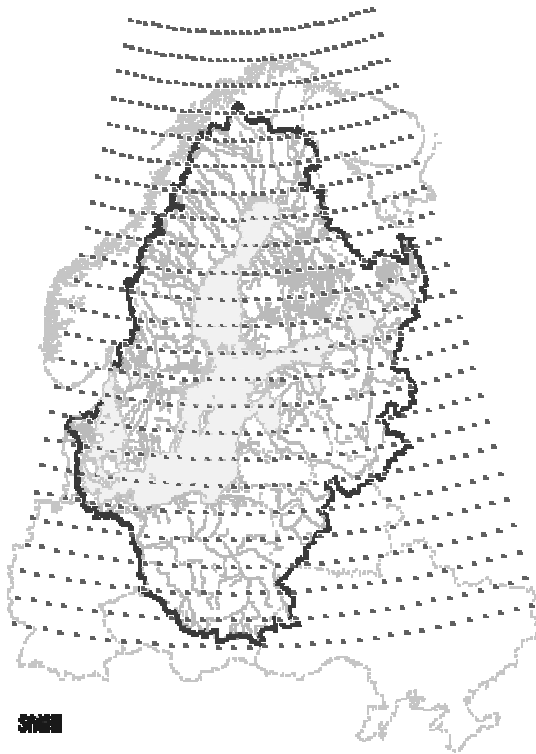




**Bild 1.7:** Gemessener (schwarze Linie) und simulierter natürlicher Abfluß für das Einzugsgebiet Northern Norrlands (größtenteils Luleälv) 1981-1990 (nach CARLSSON & SANNER, 1994).

Aufbauend auf den guten Resultaten der großskaligen Abflußmodellierung im Einzugsgebiet von Bottensee und Bottenwiek schlägt CARLSSON, 1995 vor, das gesamte Ostseeinzugsgebiet hinsichtlich des hydrologischen Verhaltens zu modellieren. Die räumlich variierenden physikalischen Prozesse mit ihrem deutlichen Nord-Süd-Gefälle sollen dabei konsequent erfaßt werden. CARLSSON sieht dabei unter anderem die sich nach Norden verringernde Evapotranspiration (Bild 1.8). Aus einem dichten Netz synoptischer meteorologischer Stationen sollen die Eingangswerte für die Modellrechnungen gewonnen werden.





Diese Eingangswerte liegen mittlerweile als Datenbank vor. Aus 700-800 räumlich verteilten Stationen wurden am Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI - Autor: LARS MEULLER, [HTTP:// WWW.SMHI.SE /SGN0102 /BHDC /INDEX.HTM](http://www.smhi.se/SGN0102/BHDC/INDEX.HTM)) auf einem Raster von  $1^\circ \times 1^\circ$  mittlere Werte für die Zeitreihe von 1979 bis 1997 berechnet. Lufttemperatur, Luftdruck, Niederschlag und Nettoeinstrahlung werden dabei ebenso in dreistündiger Auflösung zur Verfügung gestellt wie Feuchtigkeit und Wolkenbedeckung. Daraus resultierend stehen für jeden Monat 30/31 x 12 Datensätze mit den genannten Größen zur Verfügung (Bild 1.9).

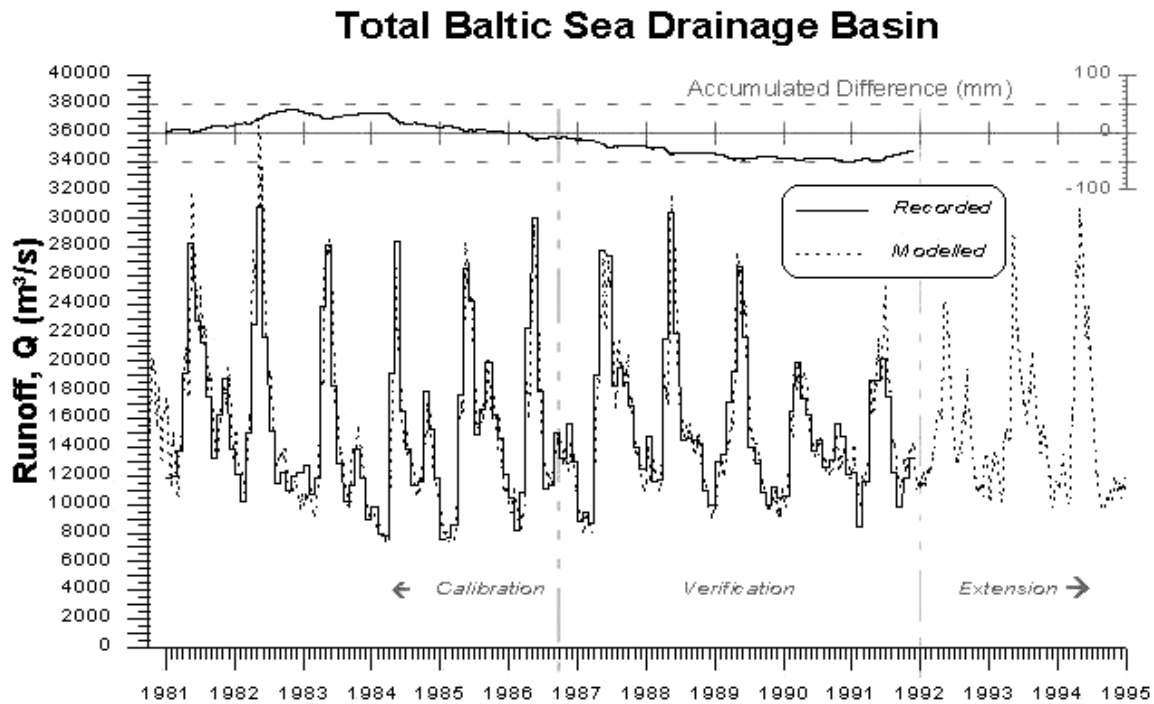
**Bild 1.9:** Rastergitter mit berechneten mittleren meteorologischen Parametern als Dreistundenwerte für die Reihe 1979-1997, (SMHI, 1997).

GRAHAM stellt 1999 einen Ansatz zur großskaligen Modellierung des gesamten Einzugsgebietes der Ostsee innerhalb der Programme BALTEX und NEWBALTIC mittels eines modifizierten HBV-Modells (HBV-Baltic) vor (GRAHAM, 1999). Kern der hydrologischen Modellierung auf unterschiedlichen Zeitskalen ist dabei eine räumliche Betrachtungsweise von 25 hydrologischen Regionen des Ostseeinzugsgebietes (Bild 1.11).

Anders als rein physikalische Modelle sind bei konzeptionellen Modellen wie HBV etliche Beziehungen zwischen den Modellgrößen empirisch (und damit auch räumlich) festgelegt. GRAHAM betont die Notwendigkeit, an Datenlage und Skalenniveau angepasste Modelle zu verwenden. Da die Modellstruktur auf große Teilräume angepaßt sein sollte, wurde auf möglichst einfache Ausgangsdaten und eine empirisch ermittelte Modellstruktur Wert gelegt. Für jedes dieser 25 Einzugsgebiete schätzte GRAHAM die Temperatur - und Niederschlagswerte als Modelleingangsdaten. Zusätzlich zu den klimatischen Inputs, aus denen nach der Thornthwait'schen Gleichung temperaturbasierte Evaporationswerte berechnet wurden, gingen in die Berechnungen Höheninformationen mit 100m vertikaler Auflösung, eine dreiklassige Landnutzungsklassifizierung und Speicherrountinen zur Simulation der finnischen und russischen Seen ein.

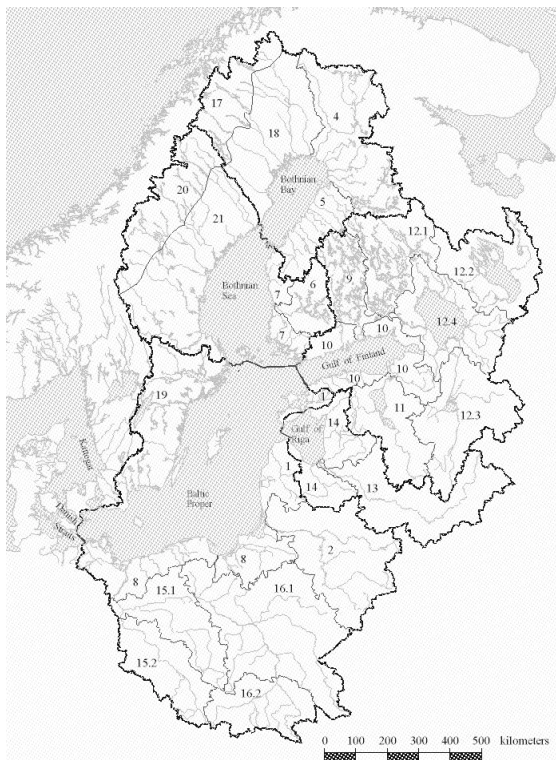
Die Güte der von GRAHAM, 1999 erhaltenen Simulationsläufe widerspiegelt Bild 1.10. Im oberen Teil ist die kumulierte Volumendifferenz zwischen berechneten und gemessenen Werten dargestellt. Auftretende Abweichungen von +/- 50 mm, in den einzelnen Teil-einzugsgebieten +/- 100 mm, liegen in einem tolerierbaren Bereich. Die besten Übereinstimmungen sind in Gebieten mit schneeschnelzdominierten Abflußregimen zu beobachten. Neben den nördlichen Regionen der Bottenwiek und Bottensee gehören hierzu ebenso die finnische und russische Seenregion. Die in HBV-Baltic implementierten Schneeretentions und -schmelzrountinen sowie Speicherrountinen für Seen sind hier entsprechend gut angepaßt. Die südlichen baltischen Regionen werden dagegen aufgrund einer inkonsistenten Datengrundlage und den schwerer faßbaren regendominierten Regimen nicht ausreichend wiedergegeben.





**Bild 1.10:** Modellierter Abfluss für die Ostsee. Der Gesamtfehler ist als akkumulierte Differenz angegeben. (GRAHAM, 1999).

HBV-Baltic soll mittels numerischer Studien Klimasimulationen unter Betrachtung des Wasserkreislaufs ermöglichen. Hier sollen letztendlich auch ozeanographische Prozesse angekoppelt werden, die die Wasseraustauschprozesse mit der Nordsee beschreiben. Für einzelne Flußteileinzugsgebiete kann HBV-Baltic allerdings nicht als ausreichend repräsentativ gelten, die Modellgüte liegt niedriger als es diese Raumeinheiten verlangen.



**Bild 1.11:** Regionale Einheiten für das hydrologische Modell in NEWBALTIC (GRAHAM, 1999).



### 1.3 Die innerjährliche und regionale Verteilung der Wasserhaushaltskomponenten im Ostseeinzugsgebiet

Modellierung des Wasserhaushalts im Einzugsgebiet der Ostsee auf 0,5° Rasterfeldern

Die Verfügbarkeit globaler Datensätze des mittleren Monatsniederschlags, der Monatsmitteltemperaturen und -einstrahlung gestattet es, klimagesteuerte Wasserhaushaltsmodelle für hydrogeographische Aussagen zu entwickeln und anzuwenden. Eine Darstellung der Wasserhaushaltskomponenten im Einzugsgebiet der Ostsee soll die zeitliche und räumliche Variabilität der Abflußbildung im Ostseeraum verdeutlichen. Die als Eingangsgrößen wirkenden klimatischen Faktoren werden in einem großskaligen Niederschlag-Abflußmodell über räumlich variierende Verlust- und Speichergrößen in den Abfluß transformiert. Dabei ist für jede Bilanzgröße deren innerjährliche und regionale Variabilität zu erkennen. Ebenso kann deren Verhalten bei sich ändernden Klimaeinflüssen dargestellt werden (Kap. 4).

Rasterbasierte Abschätzungen des großräumigen bis globalen Wasserhaushalts aufgrund von Klimadatensätzen liegen erst seit kurzem vor. VÖRÖSMARTY, FEKETE & GRABS (VÖRÖSMARTY ET AL., 2000) entwickelten auf der Grundlage globaler 0,5°-Felder des monatlichen Niederschlags und der Monatsmitteltemperaturen nach LEGATES & WILLMOTT (LEGATES & WILLMOTT, 1990 zit. in VÖRÖSMARTY ET AL., 2000) sogenannte „Global Composite Runoff Fields“ für die Periode 1961-90 (UNH-GRDC COMPOSITE RUNOFF FIELDS V1.0).

Die auf einem Rasterfeld modellierten monatlichen Abflußwerte faßten die Autoren mittels des aus GTOPO30-Höhendaten simulierten Fluß- und Einzugsgebietsnetzwerkes STN-30p zu Gebietsabflüssen zusammen, diese jeweils aufsummierten jährlichen Gebietsabflüsse wurden mit den gemessenen Stationsabflüssen des Global Runoff Data Centre (GRDC) koregistriert. Somit konnten für Einzugsgebiete und Teileinzugsgebiete mit jeweils mehr als 10 000 km<sup>2</sup> Fläche und Lauflängen unter 2500 km Korrekturfaktoren für die simulierten Abflüsse ermittelt werden. Bei Lauflängen von weniger als 2500 km kann eine Abflußverzögerung in Monats-schrittweite grob vernachlässigt werden, da ein Wasserteilchen bei einer angenommenen Fließgeschwindigkeit von 1 m/s monatlich etwa 2500 km zurücklegt (zum Vergleich: die längste Fließstrecke im Einzugsgebiet der Wisla bis zur Mündung beträgt 1100 km). Eine Verzögerung durch Seenspeicherung oder Eisgang ist dabei nicht berücksichtigt.

Der von VÖRÖSMARTY ET AL., 2000 modellierte Abfluß eines Rasterfeldes wird durch die Einbeziehung der Infiltration (Bodenfeuchtebestimmung nach THORNTHWAITE, 1955; modelliert auf einer 2° FAO-Bodenkarte) und einer temperaturbasierten Abschätzung der potentiellen Evapotranspiration aus dem Niederschlagseingang erhalten. In den Gesamtabfluß beziehen die Autoren einen empirisch ermittelten Verzögerungsterm für den Grundwasserabfluß ein. Der Oberflächenabfluß setzt sich aus Wasserüberschuß gegenüber der Infiltrationsrate und temperaturabhängiger Schneespeicherung zusammen.

Parallel zu dem von VÖRÖSMARTY ET AL., 2000 vorgestellten Ansatz zur Abflußschätzung auf einem 0,5° Gitternetz soll hier für das Ostseeinzugsgebiet ein ähnlicher Ansatz zur Wasserhaushaltsmodellierung vorgestellt werden. Die Verdunstung wird nach dieser Herangehensweise einstrahlungsbasiert und damit detailgenauer als in den UNH-GRDC COMPOSITE RUNOFF FIELDS abgeschätzt. Um die Abflußkomponenten Oberflächen- und Basisabfluß zu separieren, wurde die Infiltration nach der US Soil Conservation Method (SCS-Methode) auf einer 1° Rasterkarte von Bodentexturen geschätzt. Der Grundwasserabfluß ließ sich ebenso wie der Schneeschmelzwasserabfluß näherungsweise dem Verhalten eines linearen Einzelspeichers gleichsetzen. Durch diese Modellerweiterungen sollten einmal detaillierte Monatskarten für die Wasserhaushaltskomponenten mittlere Verdunstung und Oberflächen- sowie Basisabfluß für die Periode 1961-90 im Ostseeinzugsgebiet gewonnen werden. Gleichfalls sollte der mittlere Jahresgang des Abflusses möglichst losgelöst von Korrekturfaktoren geschätzt werden. Dadurch wäre im folgenden eine Prognose des geänderten Abflußverhaltens unter einer angenommenen Klimavarianz bei einer Klimaerwärmung möglich. Zusätzlich zu ingenieurtechnischen Einflüssen auf den Abfluß

(Flußausbau, Speicherwirtschaft) könnte dann die Wirkung eines Klimawandels auf die Abflußvariabilität (Kap. 4) abgeschätzt werden. Die verwendeten Eingangsdaten für das anvisierte Wasserhaushaltsmodell und ihre Herkunft sind Tab. 1.2 aufgelistet.

**Tab. 1.2:** Verwendete Datensätze zur rasterbasierten Wasserhaushaltsmodellierung im Einzugsgebiet der Ostsee.

<i>Datensatz</i>	<i>Einheit</i>	<i>Gitterweite</i>	<i>Bezug/ Quelle</i>
Mittlerer monatlicher Niederschlag 1961-90	10 * mm/day	0,5 °	( <a href="http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk/cru_data/datadownload/download_index.html">HTTP:// IPCC-DDC.CRU. UEA.AC.UK/ CRU_DATA/ DATADOWNLOAD/ DOWNLOAD_INDEX.HTML</a> )
Mittlere monatliche kurzwellige Einstrahlung 1961-90	W/m <sup>2</sup>	0,5 °	siehe oben
Mittlere monatliche Temperatur 1961-90	10 * °C	0,5 °	siehe oben
MATTHEWS saisonale Albedo daraus abgeleitet: Landnutzung		1 °	(MATTHEWS SEASONAL ALBEDO, <a href="http://www.grida.no/gis">WWW.GRIDA.NO/GIS</a> ) MATTHEWS, E.: Vegetation, land use and seasonal albedo data sets: Documentation of archived data tape. NASA Technical Memorandum No. 86107, 1984. MATTHEWS, E.: Atlas of archived vegetation, land use and seasonal albedo, 1985.
Bodentextur der Zoblerschen Bodenkarte		1 °	(ZOBLENER NEAR-SURFACE SOIL TEXTURE, <a href="http://www.grida.no/gis">WWW.GRIDA.NO/GIS</a> ) STAUB, B. & C. ROSENZWEIG. Global Digital Data Sets of Soil Type, Soil Texture, Surface Slope, and Other Properties: Documentation of Archived Tape Data. NASA Technical Memorandum No.100685, O. J..

### 1.3.1 Schätzung der monatlichen Verdunstung für das Einzugsgebiet der Ostsee

Die räumliche Verteilung der monatlichen Verdunstung im Ostsee-Einzugsgebiet wurde mittels georeferenzierter Datensets von Temperatur, gesamter kurzwelliger Einstrahlung und der Albedo modelliert. Für die Periode 1961-90 wurden gemessene und auf ein 0,5 Grad Gitter interpolierte Werte von Temperatur und kurzwelliger Einstrahlung aus Datenbeständen des Intergovernmental Panel on Climate Change – IPCC ([HTTP:// IPCC-DDC.CRU. UEA.AC.UK/ CRU\\_DATA/ DATADOWNLOAD/ DOWNLOAD\\_INDEX.HTML](http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk/cru_data/datadownload/download_index.html)) genutzt. Im enthaltenen Datenmaterial sind die Temperatur in °C x 10 und die Einstrahlung in W/m<sup>2</sup> angegeben. Die Albedowerte entstammen Rasterdaten mit 1° Auflösung und saisonaler Zeitskala für das Ostseegebiet ([WWW.GRIDA.NO/GIS](http://www.grida.no/gis)). Beide Datenquellen wurden räumlich verschnitten. Aus diesen Eingangswerten konnte die monatliche Verdunstung jeder einzelnen Rasterzelle eines 0,5 ° Gitters über dem Ostsee-Einzugsgebiet abgeschätzt werden. Für diese Aufgabe bildete folgende modifizierte Berechnungssequenz nach SHUTTLEWORTH IN MAIDMENT, 1992 die Grundlage:

Zuerst wurde die extraterrestrische Einstrahlung  $S_0$  für alle Breitengrade der jeweiligen Datenpunkte des Eingangsdatensatzes berechnet.

$$S_0 = 15,392 d_r (\bar{\omega}_s \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \sin \omega_s) \quad (1.1)$$

$$\text{mit } d_r = 1 + 0,033 \cos \left( \frac{2\pi}{365} J \right) \quad (1.2)$$

$$\delta = 0,4093 \sin \left( \frac{2\pi}{365} J - 1,405 \right) \quad (1.3)$$

$$\varpi_s = \arccos (-\tan \phi \tan \delta) \quad (1.4)$$

$\phi$  ist die jeweilige Breite, J der Tag nach julianischem Kalender. Unter Zuhilfenahme der Werte der gesamten atmosphärischen kurzwelligigen Einstrahlung  $S_t$  aus dem IPCC-Klimadatensatz und der jeweils drei Monaten zugewiesenen saisonalen Albedo ( $\alpha$ ) wurde die kurzwellige Nettoeinstrahlung geschätzt.

$$S_n = S_t(1 - \alpha) \quad (1.5)$$

Als nächstes wurde die dazugehörige langwellige Einstrahlung  $L_n$  berechnet.

$$L_n = -f\varepsilon'\sigma(T + 272,2) \quad (1.6)$$

$\sigma$  - Stefan-Boltzmann Konstante

Hierbei steht f für den Bedeckungsfaktor (cloudiness factor), welcher sich aus der kurzwelligen extraterrestrischen  $S_0$  und der atmosphärischen Einstrahlung  $S_t$  bei humiden Klimaten wie folgt ergibt:

$$f = \frac{S_t}{S_{t0}} \quad (1.7)$$

$$S_{t0} = S_0 \times 0,75$$

$\varepsilon'$  in Gleichg. (1.6) steht für die Nettoemissivität und wird aus den monatlichen Mitteltemperaturen geschätzt.

$$\varepsilon' = -0,02 + 0,261 \exp(-7,77 \times 10^{-4} T^2) \quad (1.8)$$

Letztlich ergibt die Summe aus kurz- und langwelliger Einstrahlung die gesamte für die Verdunstung zur Verfügung stehende Nettoeinstrahlung.

$$R_n = S_n + L_n \quad (1.9)$$

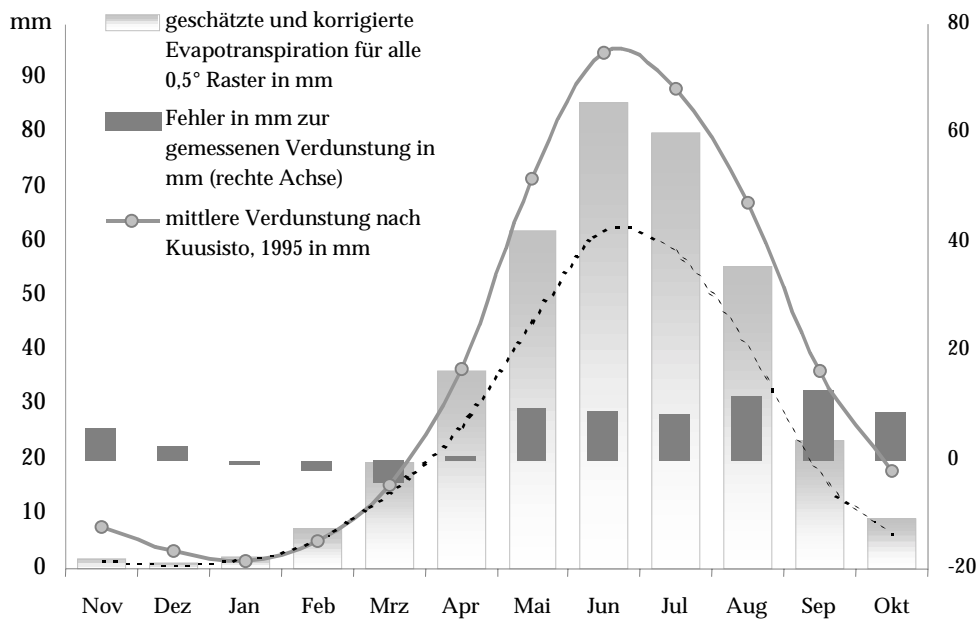
Damit kann die monatliche Verdunstung einer  $0,5^\circ$  Rasterzelle einstrahlungsbasiert nach folgender Formel geschätzt werden:

$$E = 1,26 \left[ \Delta / (\Delta + \gamma) \right] R_n \quad (1.10)$$

$\Delta$  ist der Gradient des Dampfdruckes im gesättigten Luftfeuchtezustand und  $\gamma$  die dazugehörige psychrometrische Konstante. Diese Verdunstungswerte beziehen sich aufgrund der verwendeten Berechnungsgrundlagen auf eine ideale Kurzgrasfläche und können nur als Schätzwerte für die monatliche Evapotranspirationsverteilung im Ostseeraum angesehen werden.

Zur Verbesserung der Schätzung wurden nachfolgend die monatlichen Evapotranspirationsraten für Forsten und Wälder mit einem Korrekturfaktor von 0,8 multipliziert (SHUTTLEWORTH IN MAIDMENT, 1992). Die Klassifizierung in Wald- und Offenland wurde hierbei anhand der Albedowerte vorgenommen. Diese Herangehensweise versprach eine engere Bindung der Landnutzungsklassen an die Klimavariablen. Raster mit Albedowerten über 0,16 gingen als Wald in die Betrachtung ein, geringere Albedowerte führten zur Einstufung als Offenland.

Alle erhaltenen Verdunstungswerte der Rasterfelder für das Ostseeinzugsgebiet wurden folgend gemittelt und der monatlichen Evapotranspiration nach KUUSISTO, 1995 gegenübergestellt. In Bild 1.12 sind der Jahresgang der Evapotranspiration nach KUUSISTO, 1995 und als gestrichelte Linie der nach der obigen Berechnungssequenz erhaltene Jahresgang dargestellt. Die jährliche geschätzte Verdunstung liegt 38% unter der von KUUSISTO angegebenen Menge. Um diese Differenz auszugleichen, wurden alle Verdunstungsangaben in den Rasterfeldern mit einem Korrekturfaktor von 1,38 multipliziert. Danach widerspiegelten die geschätzten Verdunstungswerte 86% der jährlichen Verdunstungsmenge nach KUUSISTO, 1995. Diese Menge entspricht etwa auch den um 14% niedrigeren Rasterwerten des Niederschlags aus den IPCC-Daten. Die im folgenden beschriebene Simulation der monatlichen Abflüsse erbrachte gegenüber KUUSISTO ebenfalls um 14-15% niedrigere Jahressummen. Diese



**Bild 1.12:** Auf 0,5° Gitter geschätzte monatliche Evapotranspiration für das Ostseeinzugsgebiet im Vergleich zu Monatswerten nach KUUSISTO, 1995. Die gestrichelt schwarze Linie stellt die ursprünglich berechneten Werte dar. Diese wurde mit einem Korrekturfaktor von 1,38 multipliziert (Balken).

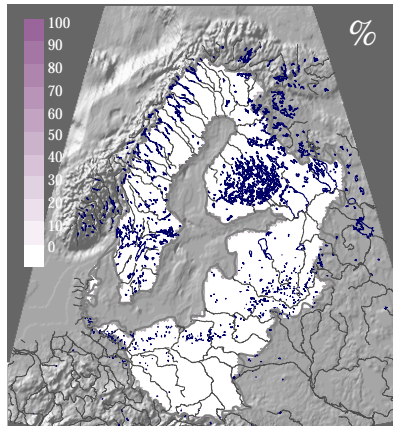
Differenz wird in der weiteren Schätzung des Abflusses also beibehalten. Damit widerspiegeln alle folgenden Angaben zur räumlichen Verteilung der Wasserhaushaltsgrößen im Einzugsgebiet der Ostsee um insgesamt etwa 10-20% zu niedrige Werte.

Eine deutliche regionale Differenzierung der monatlichen Verdunstung in der Periode 1961-90 läßt sich nach Bild 1.13 nicht erkennen. Vielmehr widerspiegeln die Karten deutlich deren ausgeprägten Jahresgang mit allerdings abnehmenden Evapotranspirationswerten von Süd nach Nord und geringerer Verdunstung in den Gebirgslagen.

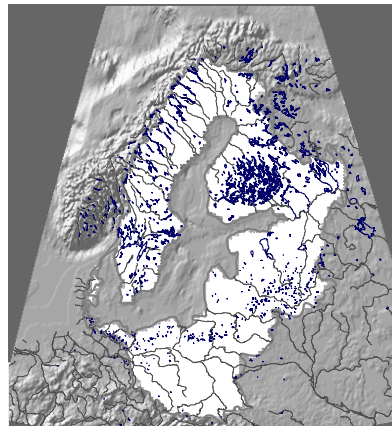
### 1.3.2 Schätzung des monatlichen Abflusses für das Einzugsgebiet der Ostsee

Die monatlichen Abflußraten für jede der 0,5° Rasterzellen wurden mittels eines Niederschlag-Abflußmodells, welches auf einem MS EXCEL™-Tabellenblatt programmiert wurde, geschätzt. Als Input fungierten Daten des monatlichen Niederschlags mit einer räumlichen Auflösung von 0,5° ([HTTP://IPCC-DDC.CRU.UEA.AC.UK/CRU\\_DATA/DATADOWNLOAD/DOWNLOAD\\_INDEX.HTML](http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk/cru_data/datadownload/download_index.html)).

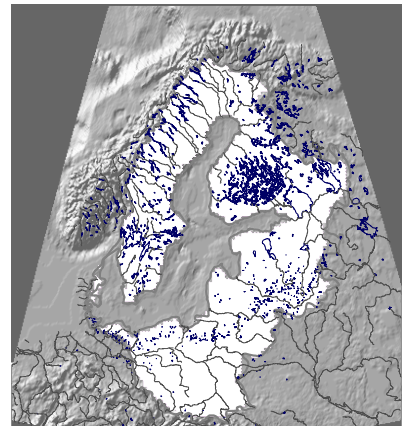
**Bild 1.13:** Mittlere monatliche Evapotranspiration im Einzugsgebiet der Ostsee (1961-90) in mm, einstrahlungsbasiert geschätzt aus 0,5° Rasterklimadaten.



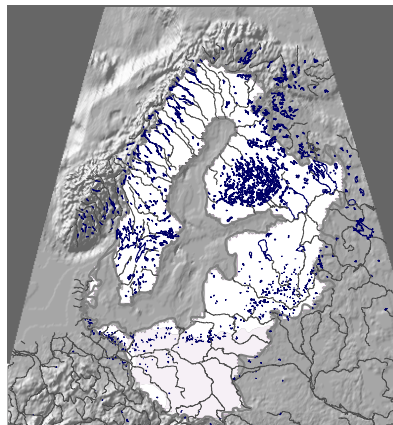
November



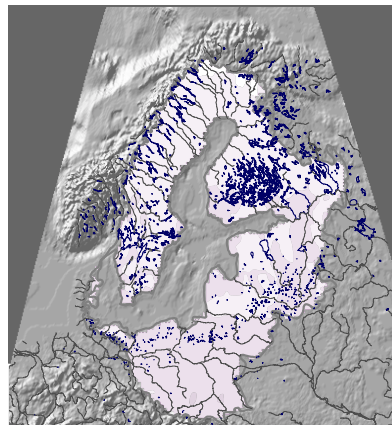
Dezember



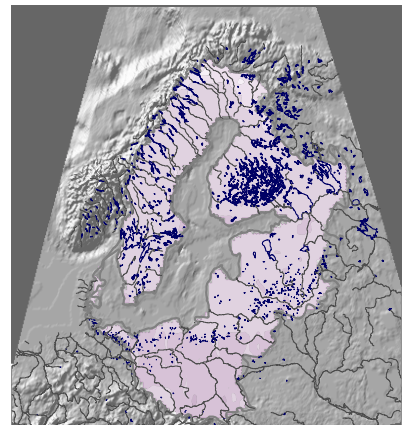
Januar



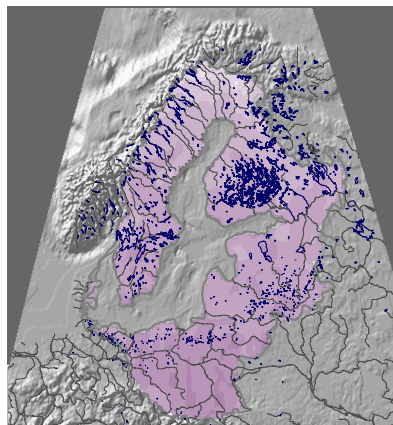
Februar



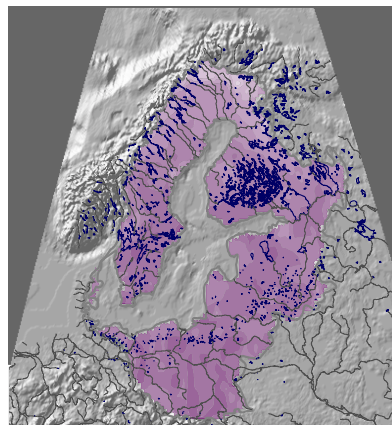
März



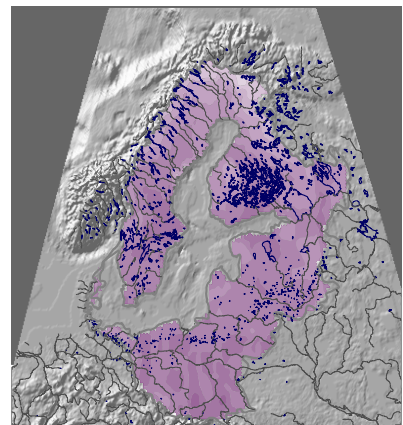
April



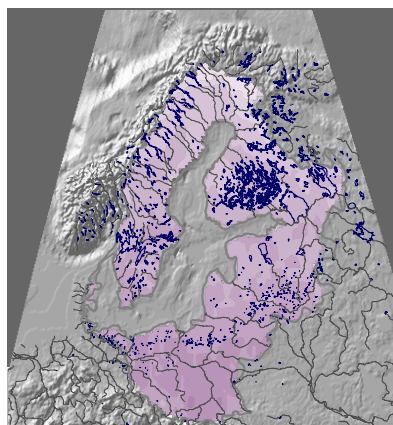
Mai



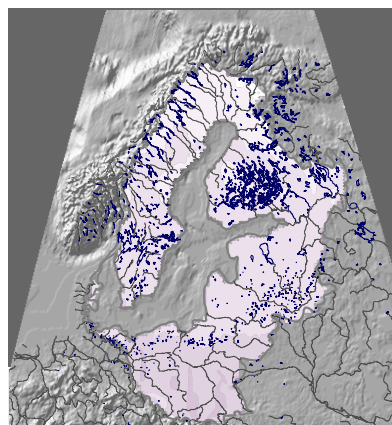
Juni



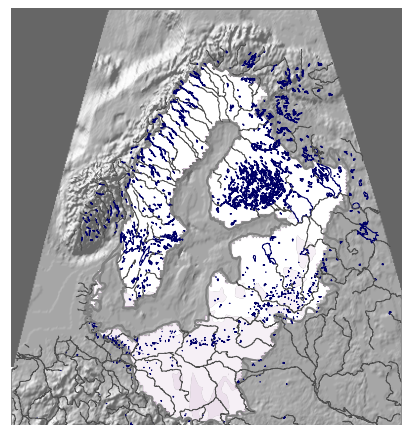
Juli



August



September



Oktober

Für die angestrebte Abflußmodellierung mußten Verlust- und Speicherterme festgelegt werden. Als erstes wurde die **winterliche Speicherung von Wasser als Schnee** in die Überlegungen miteinbezogen. Hierbei wurde angenommen, daß die Dauer der Schneespeicherung und der Zeitpunkt der Schneeschmelze durch die jeweilige Monatsmitteltemperatur gesteuert werden. KUZIN, 1960 zit. in GRIMM, 1968 benennt für den osteuropäischen Raum Monatsmitteltemperaturen von kleiner als  $-1^{\circ}\text{C}$  bis  $-2^{\circ}\text{C}$ , bei denen eine über einen Monat geschlossene Schneedecke beobachtet werden kann. Folglich wurde in den Modellgleichungen eine Schneespeicherung und damit Aufsummierung des Niederschlags bei Monatsmitteltemperaturen unter  $-1^{\circ}\text{C}$  angenommen. Diesen Grenzwert nutzen auch VÖRÖSMARTY ET AL., 2000. Steigt die Monatsmitteltemperatur eines Rasterfeldes nach Monaten mit Werten unter  $-1^{\circ}\text{C}$  wieder über  $-1^{\circ}\text{C}$  an, wird der bis dahin akkumulierte Niederschlag als Schneeschmelzwasser abgegeben. Für diesen Algorithmus wurde innerhalb des EXCEL™-Tabellenblattes folgende hier beispielhaft für den Dezember (DecRunoff) dargestellte Tabellenfunktion eingesetzt:

```
=WENN(DecTemp<=m;0;WENN(UND(DecTemp>m;NovTemp<=m);Dec_RainfallExcess+DecPrec;WENN(UND(DecTemp>m;NovTemp<=m;OctTemp<=m);OctPrec+NovPrec+Dec_RainfallExcess;WENN(UND(DecTemp>m;NovTemp<=m;OctTemp<=m;SepTemp<=m);SepPrec+OctPrec+NovPrec+Dec_RainfallExcess;Dec_RainfallExcess))))
```

*m* – kritische Temperatur für die Schneeschmelze ( $-1^{\circ}\text{C}$ )

Bei den folgenden Monaten verlängert sich die Wenn-Abfrage für Schneeakkumulation entsprechend, frühester Monat für eine mögliche Schneespeicherung ist im Einzugsgebiet der Ostsee der September. Die Formel für den Oberflächenabfluß (Rainfall excess) wird in den folgenden Abschnitten beschrieben.

Um die Schneeschmelze genauer zu simulieren, wurde das als Niederschlag akkumulierte Wasser analog zum Leerlaufterm eines linearen Einzelspeichers (Gleichg. (1.11); DYCK, 1995; S. 398) über zwei Monate abgegeben.

$$q(\Delta t) = q_{\Delta t} e^{-(t-\Delta t)/K} \quad (1.11)$$

Die entsprechende Tabellenfunktion hierfür fragt ein Schneeschmelzereignis im Rasterfeld ab und gibt das Schmelzwasser nach Gleichg. (1.11) aus dem entsprechenden Monat und dem Vormonat ab (im Beispiel wieder für den Dezember).

```
=WENN(UND(NovTemp<=m;DezTemp>m);DecRunoff*POTENZ(2.71828;(-1/1));WENN(UND(OctTemp<=m;NovTemp>m);NovRunoff-NovRunoff*POTENZ(2.71828;(-1/1))+DecRunoff;DecRunoff))
```

*m* – kritische Temperatur für die Schneeschmelze ( $-1^{\circ}\text{C}$ )

*l* – Leerlaufkonstante (nach bester Anpassung geschätzt, hier 1,6)

Nach der Darstellung der Berechnungssequenz für die Verdunstungswerte (Kap. 1.3.1) soll die **Infiltration von Wasser in den Boden** als ein weiterer Verlustterm betrachtet werden.

Die Infiltration und als Pendant der abfließende Regenwasserüberschuß (Oberflächenabfluß, rainfall excess) wurden nach der Methode des US Soil Conservation Service (SCS-Methode; RAWLS, AHUJA, BRAKENSIEK & SHIRMOHAMMADI IN MAIDMENT, 1992) modelliert. Ein  $1^{\circ}$  Raster-Datensatz (ZOBBLER NEAR-SURFACE SOIL TEXTURE, WWW.GRIDA.NO/GIS) mit Angaben zur Bodentextur definierte die jeweiligen hydrologischen Bodenklassen für jeweils vier zusammengefaßte  $0,5^{\circ}$  Grids. Die Textureigenschaften dieser ZOBLERSCHEN Bodenkarte wurden nach folgendem Schema (Tab. 1.3) in die hydrologischen Bodentypen transformiert (Beschreibung der hydrologischen Bodenklassen für die SCS-Methode in CHOW, MAIDMENT & MAYS, 1988, P. 149):



**Tab. 1.3:** Texturarten der Zoblerschen Bodenkarte (ZOBLER NEAR-SURFACE SOIL TEXTURE, WWW.GRIDA.NO/GIS) und zugeordnete hydrologische Bodentypen gemäß der SCS-Methode.

Texturkategorie nach dem Zoblerschen Datenset	Zugeordneter hydrologischer Bodentyp
Coarse	a
Medium	b
Coarse-medium	b
Coarse-fine	b
Coarse-medium-fine	b
Medium-fine	c
Organic	a
Fine	d

Mit Hilfe von hydrologischem Bodentyp und Landnutzung konnten die Runoff Curve Numbers oder CN-Werte für die Infiltrationsberechnung tabellarisch aus CHOW, MAIDMENT & MAYS, 1988 ermittelt werden. Für die Landnutzung Wald im Einzugsgebiet der Ostsee wurde in den Tabellenwerten die Werte für Forst (thin stand, poor cover, no mulch) angenommen. Innerhalb des EXCEL™-Tabellenblattes konnte durch eine entsprechende Abfrage somit jedem Raster der entsprechende CN-Wert analog Tab. 1.4 zugewiesen werden.

**Tab. 1.4:** Zugewiesene CN-Werte für die einzelnen Raster aufgrund der hydrologischen Bodenklasse und der Landnutzung (nach CHOW, MAIDMENT & MAYS, 1988).

Hydrologische Bodenklasse	a	b	c	d
CN für Offenland, ackerbauliche Nutzung	62	71	78	81
CN für Wald, Forst	45	66	77	83

Aus den zugewiesenen CN-Werten ließ sich folgend aus dem Niederschlag der monatliche Regenwasserüberschuß ( $P_e$  – Rainfall excess) nach Gleichg. (1.12) schätzen. Hierbei wurden die Bodenfeuchtebedingungen als nicht variabel (normale Bodenfeuchtebedingungen) angenommen.

$$P_e = \frac{(P - 0,2S)^2}{P + 0,8S} \quad (1.12)$$

$$S = \frac{1000}{CN} - 10 [in\ inch]$$

Zusätzlich zur Schneespeicherung ging in die Modellüberlegungen die Speicherung des in den Boden infiltrierten Wassers und dessen verzögerte Abgabe (**Grundwasserspeicherung**) ein. Bild 1.14 veranschaulicht das Prinzip der Implementierung des Basisabflusses.

Innerhalb des Tabellenblattes wurden folgende Berechnungen angestellt: Zunächst wird die Variable Monat\_Infiltr angelegt. Diese sammelt den Wasserüberschuß abzüglich Verdunstung und Oberflächenabfluß und ohne Schneespeicherung (im Beispiel wieder für den Dezember).

```
=WENN((DecPrec-DecEvap-Dec_RainFallExcess)>0;WENN(DecRunoff>0
´Abfrage, ob keine Schneespeicherung´
;DecPrec-DecEvap- Dec_RainFallExcess;0);0)
```

Dieses in den Boden infiltrierte Wasser fließt nach dem Prinzip der Füllung eines linearen Einzelspeichers (Gleich. (1.13); DYCK, 1995; S. 398) dem Grundwasserreservoir zu.

$$q(\Delta t) = p_i(1 - e^{-\Delta t/K}) \quad (1.13)$$

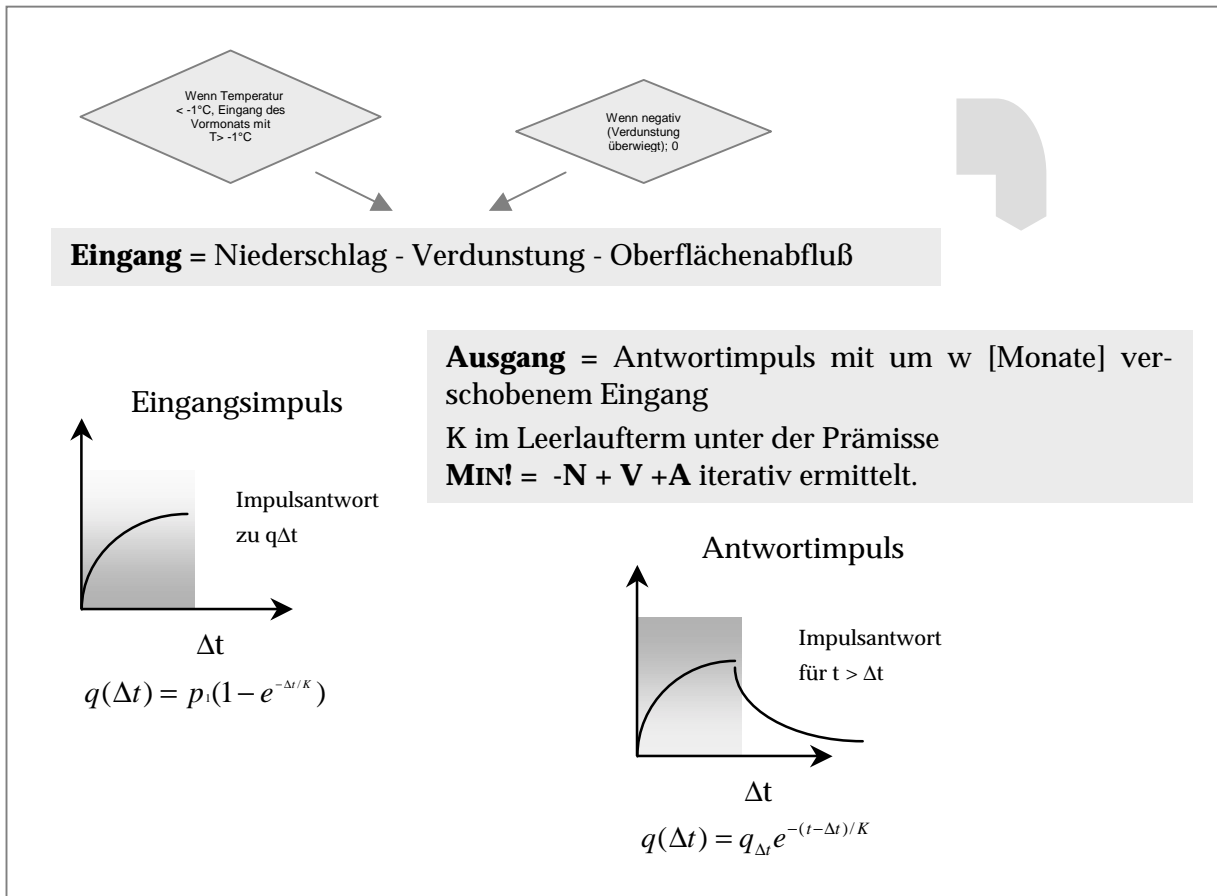
Eine EXCEL™-Tabellenfunktion (siehe folgender Kasten) überprüft, daß keine Grundwasserneubildung bei Schneebedeckung stattfindet. Bei Schneelage wird der Füllterm auf den Zeitschritt  $\Delta$  Monate vor dem ersten Schneemonat gesetzt.

```
=WENN(WENN(UND(DecTemp>m;NovTemp<=m;OctTemp<=m;SepTemp<=m);Sep_Infiltr*
(1-POTENZ(2.71828;(-4/k)))-NovBase_In;WENN(UND(DecTemp>m;NovTemp<=m;O
ctTemp<=m);Oct_Infiltr*(1-POTENZ(2.71828;(-3/k)))-NovBase_In;WENN(UND(
DecTemp>m;NovTemp<=m);Nov_Infiltr*(1-POTENZ(2.71828;(-2/k)))-NovBase_I
n;Dec_Infiltr*(1-POTENZ(2.71828;(-2/k)))-NovBase_In)))
```

$m$  - kritische Temperatur für die Schneeschmelze ( $-1^\circ\text{C}$ )

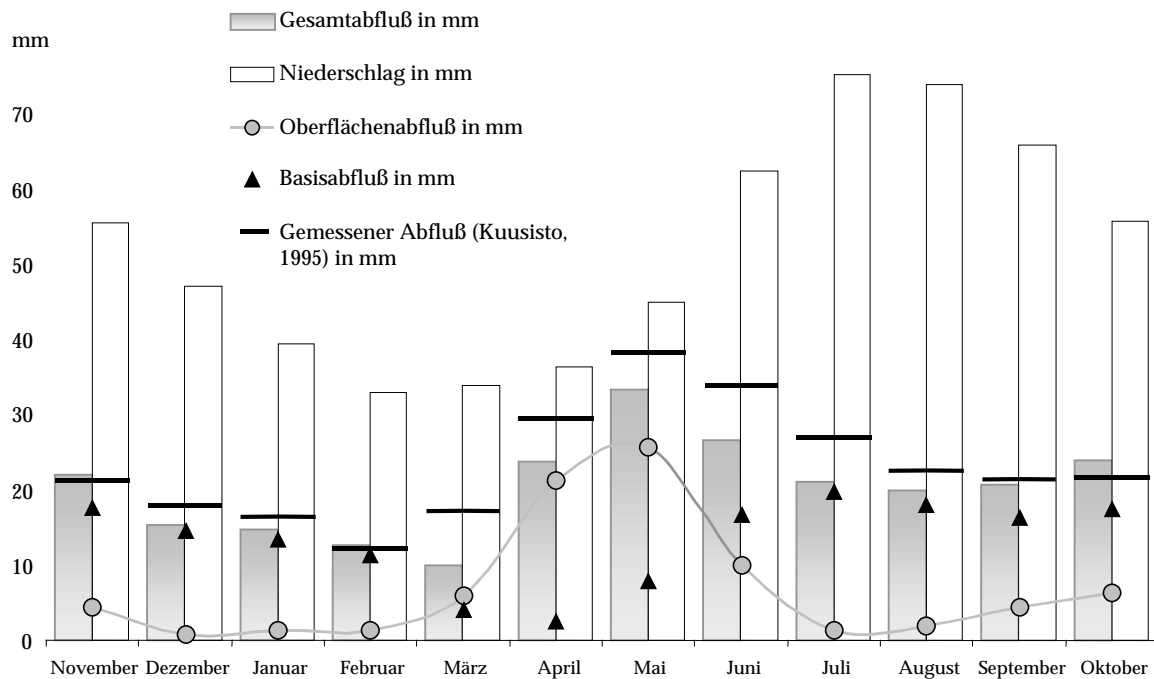
$k$  - Füllkonstante auf 1 gesetzt

die Rückgangskonstante  $K$  in Gleich. (1.11) wird, wie nachfolgend beschrieben, iterativ ermittelt



**Bild 1.14:** Implementierung des Basisabflusses in das 0,5° Raster-Niederschlag-Abflußmodell.

Für die Abgabe als Basisabfluß gilt wieder der Leerlaufterm des linearen Einzelspeichers nach Gleich. (1.11). Zusätzlich besteht über die Tabellenfunktion `BEREICH.VERSCHIEBEN` die Möglichkeit, diesen Basisabfluß um eine gewählte Anzahl Monate zu verzögern. Hierbei wurde die Verzögerungszeit solange variiert, bis die Summe des Abflusses in allen Rasterfeldern für das Ostseeinzugsgebiet am besten mit einer gemessenen Abflußkurve (KUUSISTO, 1995) übereinstimmte. Der Abfluß des Grundwassers verzögerte sich dabei um 8 Monate gegenüber dessen Bildung. Zusätzlich wurde für jedes Rasterfeld die Rückgangskonstante  $K$  des Leerlaufterms iterativ ermittelt. Das Programm iterierte  $K$  solange, bis die Gesamtbilanz des Wasserhaushaltes für die entsprechende Rasterzelle (Gleich. (1.14)) möglichst ausgeglichen war.



**Bild 1.15:** Modellerte Monatsmittel der Wasserhaushaltskomponenten im Ostsee-einzugsgebiet und zum Vergleich der gemessene Abfluß. (Die Meßwerte nach KUUSISTO, 1995 wurden um den Talsperreneinfluß korrigiert.)

$$\text{Min!} = -N + V + A \quad (1.14)$$

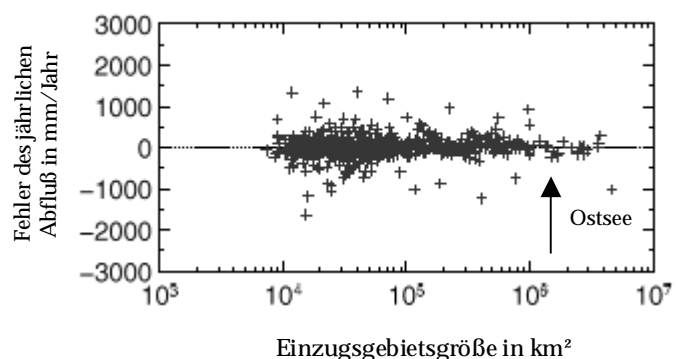
Damit ist auch die modellierte Gesamtwasserbilanz ebenfalls für das gesamte Ostsee-einzugsgebiet hinreichend ausgeglichen.

Nachdem für alle 1022 Rasterzellen die monatlichen Wasserhaushaltsgrößen nach dem gerade beschriebenen Modell geschätzt wurden, zeichnet sich im Vergleich mit gemessenen Werten zur Wasserbilanz des Ostsee-einzugsgebietes (KUUSISTO, 1995) folgendes Bild ab:

Die Differenz zwischen jährlich gemessenem Abfluß und dem simulierten Abfluß beträgt 35,5 mm. Damit repräsentieren die simulierten Abflüsse in ihrer Jahressumme in etwa 14 bis 15% niedrigere Werte als die von KUUSISTO, 1995 angegebenen. Der geschätzte Abfluß ist damit um die Größenordnung erniedrigt, um die ebenfalls die Rasterwerte der IPCC-Niederschlagsdaten niedriger ausfallen.

**Bild 1.16:** Zusammenhang zwischen Einzugsgebietsgröße und Fehler des simulierten Abflusses im WBM-Modell nach VÖRÖSMARTY ET AL., 2000.

VÖRÖSMARTY ET AL., 2000 kennzeichnen den Niederschlag als die am meisten fehlerbehaftete Größe bei Niederschlag-Abflußmodellierungen. Dieses kritische Element in Bilanzberechnungen variiert zusätzlich mit seinen Fehlern in der Fläche. Allerdings verringern sich die Gesamtfehler des Abfluß in Niederschlag-Abflußmodellen mit größer werdenden Einzugsgebieten. VÖRÖSMARTY ET AL., 2000 konnten diesen Zusammenhang zwischen Einzugsgebietsgröße und Fehler bei simulierten Abflüssen feststellen (Bild 1.16). Die Differenz des Jahresmittels zwischen simulierten und gemessenem Abfluß von 35,5 mm liegt im Ostsee-einzugsgebiet somit im unteren zu erwartenden Bereich. Der Jahresgang von simuliertem



und gemessenem Abfluß ähnelt sich hinreichend gut, wenngleich die Winter- und Frühjahrsabflüsse tendenziell überschätzt werden. Bei der geringen Anzahl an dazu recht großskaligen Eingangsdaten kann von einem Modell nicht erwartet werden, daß es vollständig die Realität wiederzugeben vermag. Vielmehr müssen die Eigenarten des Modellausgangs, hier des Jahresgang des Abflusses, weitgehend korrekt wiedergegeben werden. Diese Forderung scheint hier erfüllt zu sein.

Somit ist es möglich, mittels der Bilanzschätzung des Wasserhaushalts im Einzugsgebiet der Ostsee eine Aussage zur räumlichen Verteilung des innerjährlichen Verlaufs der Wasserhaushaltskomponenten zu treffen. Schneeschmelzmaxima, Luv-Lee-Formenwandel oder ozeanische Prägung des Abflusses im westlichen Tiefland können damit kartographisch dargestellt werden. Die erhaltenen Datensets des monatlichen Abflusses der Periode 1961-90 wurden nach Umprojektion auf ein planares Koordinatensystem (UTM-34N) mittels Linearer Interpolation/Triangulation im Programm SURFER™ kartengerecht aufbereitet.

### 1. 3. 2. Das Abflußverhalten im Einzugsgebiet der Ostsee

Der Abfluß eines Gebietes integriert die Klimaparameter Niederschlag, Temperatur und Einstrahlung. Diese werden über Relief, Boden und Vegetation modifiziert. Regionale Besonderheiten der Klimafaktoren spiegeln sich über ihre Transformation in den Abfluß stets im jahreszeitlichen Abflußgang wider. Bereits die von PARDE, 1955 vorgenommene Unterteilung des innerjährlichen Abflußganges der Flüsse in pluviale, nivopluviale und nivale Regime berücksichtigt diesen Umstand. Somit bildet die räumliche Verteilung des Abflußganges den regionalen klimatischen Wechsel oder auch die „Interferenz der vier Formenwandelkategorien“ (GRIMM, 1968), also den geographischen Formenwandel nach LAUTENSACH, 1952 ab. Der Abflußgang hängt eng mit den formenwandelbedingenden Klimafaktoren zusammen. Lediglich in Gebieten mit Seenspeicherung, wie im südlichen Finnland, weist der tatsächlich gemessene Abfluß gegenüber einem aus Klimavariablen geschätzten Abflußgang einen um ein bis zwei Monate verschobenen und geglätteten Abflußgang auf.

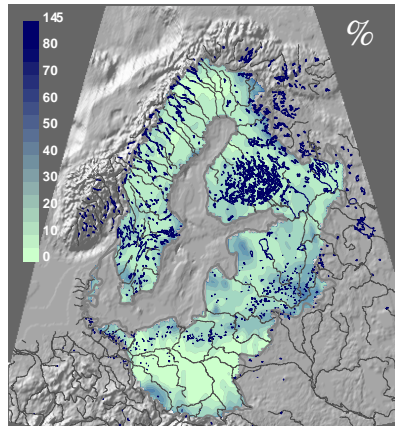
Für den Ostseeraum bedeutet dies, die in Bild 1.17 dargestellte innerjährliche Abflußverteilung im Einzugsgebiet der Ostsee nach Aspekten des

- Nord-Süd- oder zonalen Wandels,
- des maritim-kontinentalen Wandels und
- des hypsometrischen Formenwandels zu betrachten.

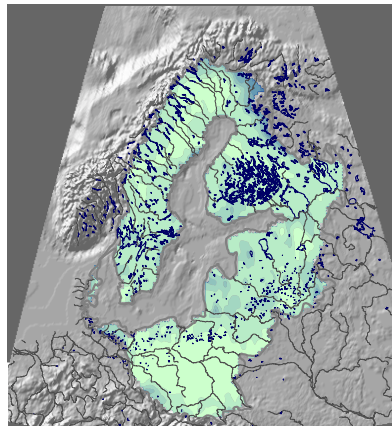
Geradezu klassisch läßt sich der Nord-Süd-Formenwandel beobachten. Die Schneeschmelze und damit das Abflußmaximum setzt im polnischen Tiefland im März ein, wandert dann mit gleichzeitig stärker werdenden Abflußmaxima im April in die Breiten zwischen 56° bis 64° des Ostseeinzugsgebietes, um im Mai für starke Schneeschmelzhochwässer nördlich des Polarkreises zu sorgen. Im südlichen Tiefland fällt ebenfalls der zusätzliche Einfluß des maritim-kontinentalen Formenwandels auf. Eine stärker pluvial geprägte Abflußbildung dieser ozeanisch getönten Klimabereiche führt zu den Januar- und Februarmaxima im deutschen Ostseeküstenbereich und im Einzugsgebiet der Oder. Küstennahe Bereiche um den Rigaer Meerbusen weisen durch diesen Formenwandel bereits im März höhere Abflüsse auf, im dahinterliegende Einzugsgebiet beobachtet man erst im April die Frühjahrshochwässer.

Als dritte Formenwandelkategorie fällt im Odereinzugsgebiet zusätzlich der hypsometrische Formenwandel auf. Die Hochlagen der polnischen Mittelgebirge sind wieder durch stärkere Abflußmaxima, die erst im April auftreten, geprägt. Eine Verschiebung der Schneeschmelzabflüsse charakterisiert besonders auffällig auch die Gebirgslagen Skandinaviens. Die ausgeprägten Schneeschmelzabflüsse im Mai reichen entlang der Hochbereiche der Skanden bis in Breiten von 64°.

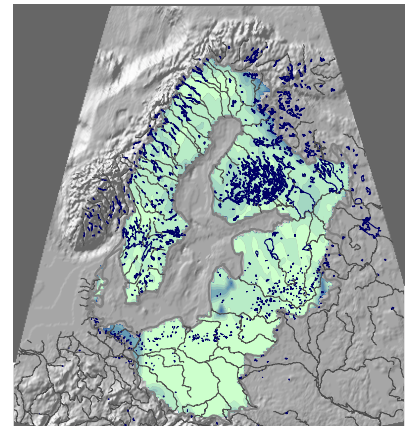
**Bild 1.17:** Mittlerer monatlicher Abfluß im Einzugsgebiet der Ostsee (1961-90) in mm, modelliert aus 0,5° Rasterklimadaten.



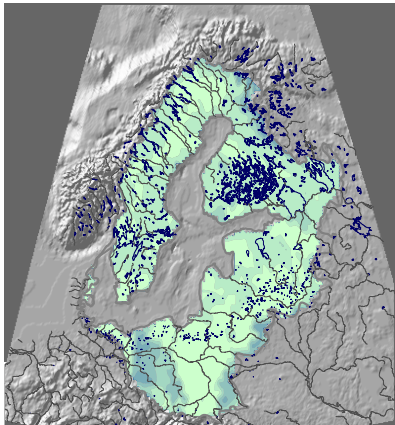
November



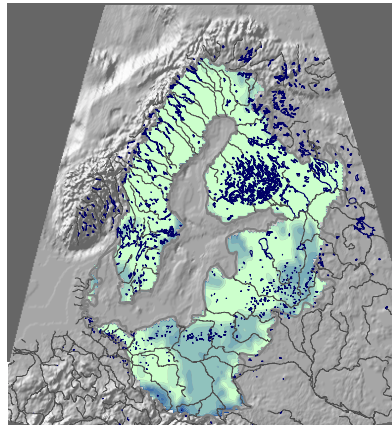
Dezember



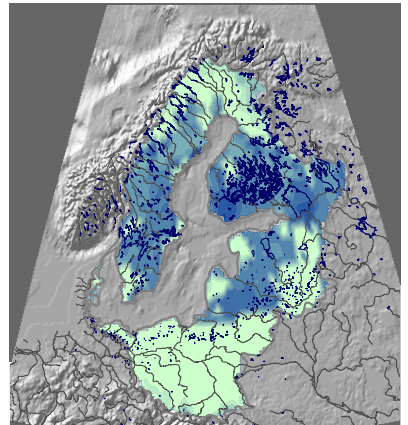
Januar



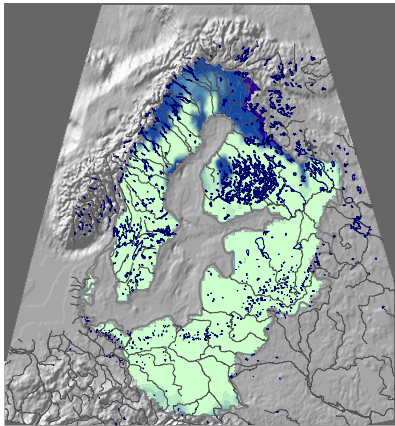
Februar



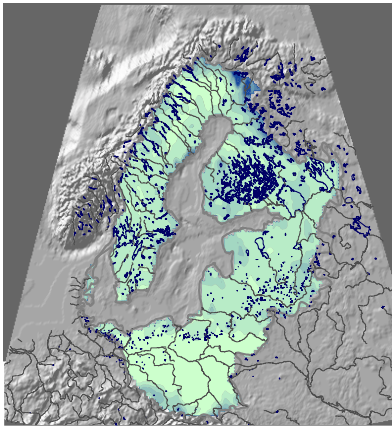
März



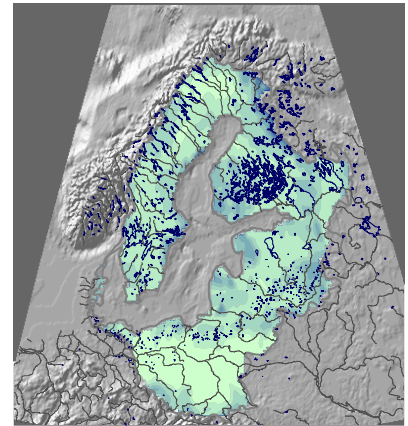
April



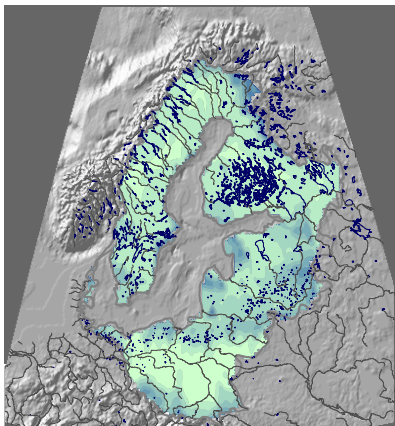
Mai



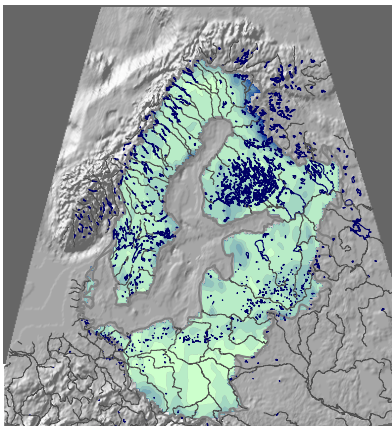
Juni



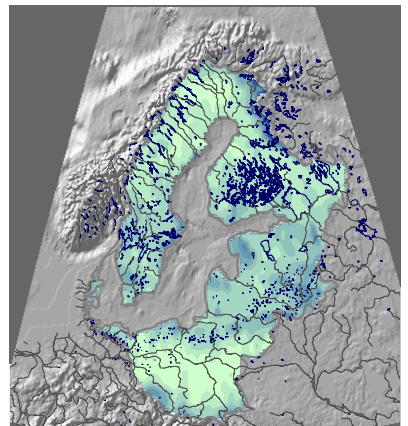
Juli



August

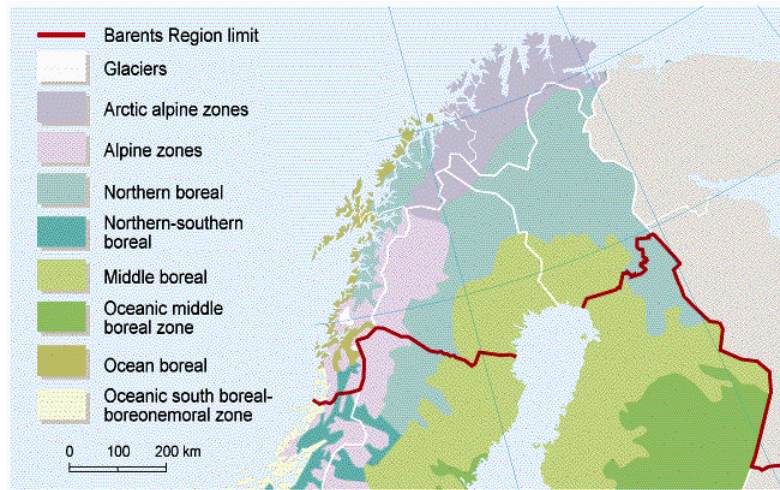


September



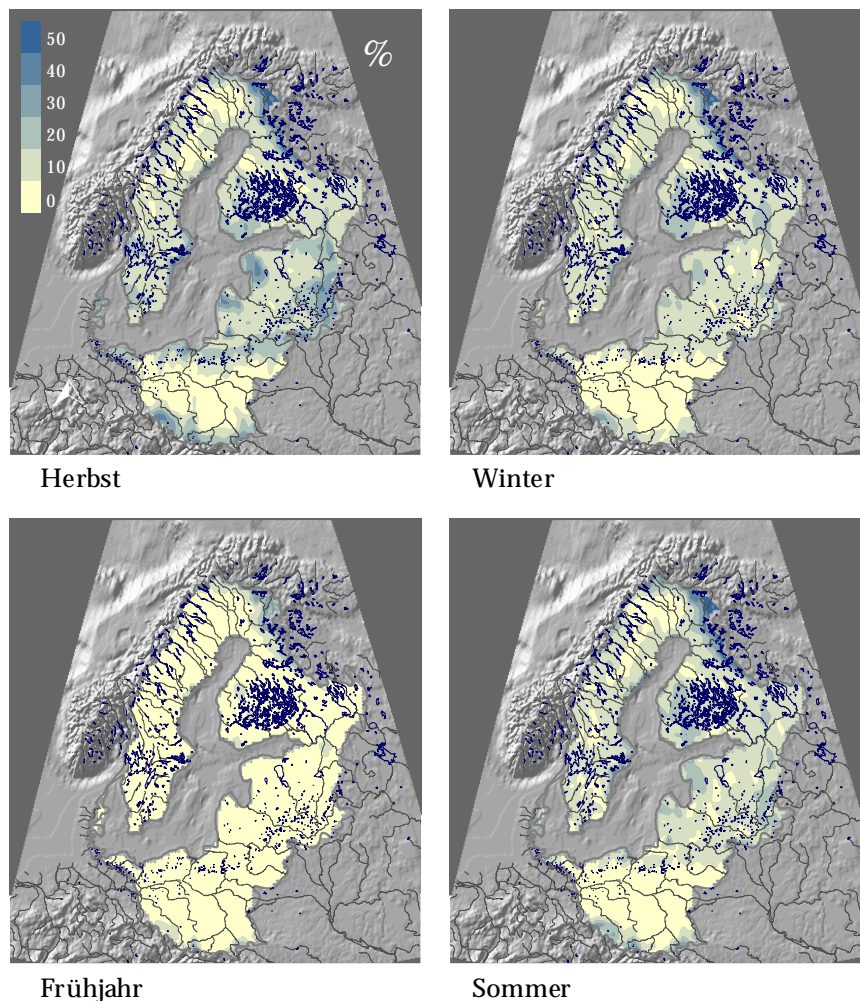
Oktober

Besonders interessant ist, daß sich dieses Bild ebenso am östlichen Rand des nördlichen Ostsee-einzugsgebietes beobachten läßt. Der Maanselkä-Höhenzug im nördlichen Finnland vermag nach den Skanden einen weiteren Luv-Effekt auszulösen. SOLANTJE, 1975 weist in seiner Untergliederung der Abflußregime Finnlands explizit ein Maanselkä-Regime mit Maximum im Mai aus. Somit widerspiegelt diese regionale Abbildung auch die Güte der modellierten Abflußkarten. Ein ähnliches Verhalten charakterisiert nochmals den Suomenselkä-Höhenzug, eine Erhebung im Süden der finnischen Provinz Ostrobothnia. Der Maanselkä-Höhenzug paust sich ebenfalls in den Landschaftszonen Nordeuropas hindurch (Bild 1.18) wo hier die nördliche boreal geprägte Landschaftszone weiter nach Süden ausgreift.



**Bild 1.18:** Landschaftszonen in Nordskandinavien.  
(Quelle: WWW. GRIDA.NO, Kartographie: P. REKACEWICZ)

Betrachtet man die Karten des saisonalen Grundwasserabflusses (Bild 1.19), so fällt zudem auf, daß die hohen Abflüsse in diesem Gebiet zu einem großen Teil einer hohen Speicherkapazität der Landschaft entstammen. Hier bilden die noch intakten borealen Moorgebiete im Ileksa-Nationalpark unter einer geringen Jahresverdunstung hervorragende Wasserspeicher und bedingen somit zusätzlich die Auffälligkeit des Maanselkä-Höhenzuges in der Darstellung der innerjährlichen Abflußverteilung.



**Bild 1.19:** Mittlerer monatlicher Basisabfluß (1961-90) im Einzugsgebiet der Ostsee in mm, modelliert aus  $0,5^\circ$  Rasterklimadaten.



## 2. Die Auswirkungen des Talsperrenbaus auf das Einzugsgebiet der Ostsee

### 2.1 Talsperrenausbau und Speicherraumentwicklung im Ostseeinzugsgebiet

Knapp 240 Talsperren mit einer Stauhöhe von über 15 m zählt das Talsperrenverzeichnis der International Commission on Large Dams (ICOLD; 1988 und 1998) im Einzugsgebiet der Ostsee. Die einmündenden Flüsse lassen dem Ostseeaquatorium jährlich etwa 483,5 km<sup>3</sup> Wasser zufließen (SMHI: RUNOFF FROM COAST SEGMENTS..., 1995).

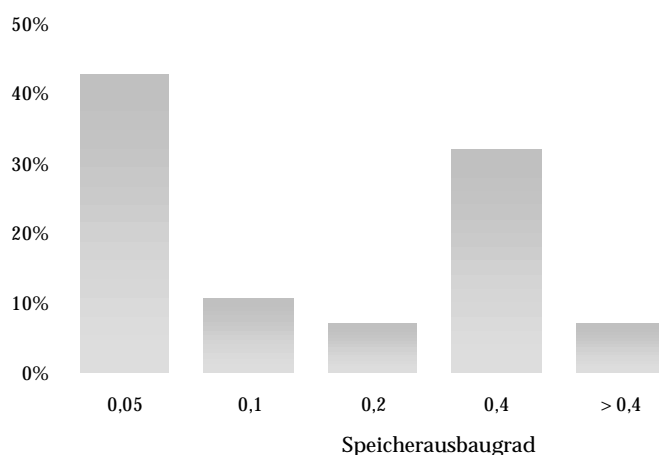
War die prozentuale Aufhöhung des in den Flußläufen der Ostseezuflüsse enthaltenen Wassers durch Talsperren 1930 kaum meßbar (101 %), betrug sie 1950 gerade 105 %. Etwa ab 1970 kann eine Erhöhung dieses Wertes auf 111 % konstatiert werden, 1990 wurde durch den Gesamtstauraum aller Talsperren (66,5 km<sup>3</sup>, ohne Onegasee) dann fast 14 % mehr Wasser als natürlicherweise in den Flussläufen gehalten. Diese Werte liegen etwa im Bereich der globalen Entwicklung. KORZOUN ET. AL., 1978 geben für die Dekade 1970-80 eine Erhöhung des Flußwasserinhalts durch Speicherbau auf 108%, L'VOVICH & WHITE, 1990 für die folgende Dekade einen Wert von 114% an.

Als Maß für die Beeinflussung eines Flußeinzugsgebietes wird im allgemeinen der Quotient aus dem Gesamtspeicherraum der Sperrwerke eines Flusses und dessen jährlichen Gesamtabfluß genutzt. MANIAK, 1992 bezeichnet diesen Quotienten als **Speicherausbaugrad**. VÖROSMARTY ET AL., 1997 setzen lediglich den um den Nutzungsfaktor 0,67 korrigierten Gesamtstauraum ein und fassen den Quotienten als erhöhte Verweildauer  $\Delta\tau$  ("local aging") für den Abfluß auf. Ein Quotient von 0,33 würde demnach eine Abflußverzögerung von einem Drittel Jahr oder 4 Monaten bedeuten. Nach UNESCO-Angaben (UNEP/UNESCO, 1986) kann ab Speicherausbaugraden von 0,25 bis 0,30 von einer signifikanten Beeinflussung des Wasserhaushaltes eines Flusses ausgegangen werden. Die Verteilung des Speicherausbaus talsperrenbeeinflusster Flüsse der Ostsee (Bild 2.1). zeigt, daß neben Flüssen mit geringen Ausbaugraden zusätzlich Flüsse mit signifikanter Beeinflussung des Wasserhaushaltes (Ausbaugrade > 0,25) dominieren Dies steht im Gegensatz zu globalen Tendenzen, wo die hohen Speicherausbaugrade deutlich weniger häufig als die niedrigen auftreten (VÖROSMARTY ET AL. 1997). Die abflußstarken Ströme des Ostseeinzugsgebietes weisen erwartungsgemäß den größten Anteil an Speicherraum auf (Tab. 2.1).

**Tab. 2.1:** Mittlere Speicherausbaugrade für Flüsse im Ostseeraum bezogen auf den jährlichen Abfluß der Einzugsgebiete (aufgeteilt auf die Quartile der Einzugsgebietsabflüsse).

mittlerer jährlicher Abfluß in 10 <sup>9</sup> m <sup>3</sup> /s	bis 3 m <sup>3</sup> /s	bis 8 m <sup>3</sup> /s	bis 15 m <sup>3</sup> /s	über 15 m <sup>3</sup> /s
Speicherausbaugrad	0,06	0,14	0,14	<u>0,34</u>

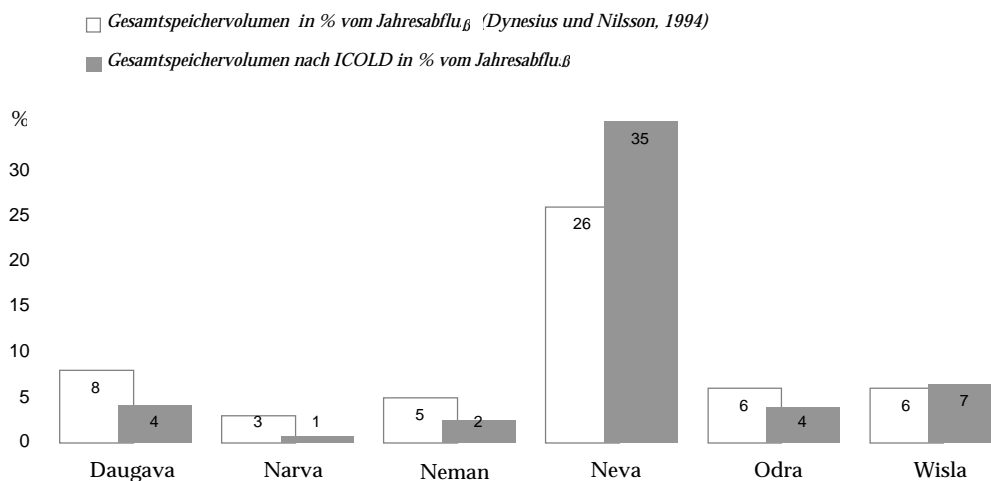
**Bild 2.1:** Häufigkeitsverteilung des Speicherausbaus talsperrenbeeinflusster Flüsse der Ostsee. Die Grafik zeigt, daß neben den geringen Ausbaugraden zusätzlich Flüsse mit signifikanter Beeinflussung des Wasserhaushaltes (Ausbaugrade > 0,25) dominieren.





Eine erste Übersicht zur beginnenden Wasserkraftnutzung und der damit verbundenen Anlage von Talsperren in Skandinavien gibt LUDIN, 1930. Um den zunehmenden Talsperrenausbau der Flüsse des Ostseeraumes bis etwa 1990 zu dokumentieren, wurden Angaben für alle Speicherräume nach dem Datenbestand der International Commission on Large Dams (ICOLD; 1988 und 1998) extrahiert. Diese umfassen alle Talsperren mit einer Mindesthöhe von 15m. Im ICOLD-Jahrbuch von 1988 sind zusätzlich die 1998 nicht mehr enthaltenen Angaben zu sowjetischen Talsperrenbauten im Baltikum und Neva-Einzugsgebiet enthalten. Die relevanten Statistiken fassen das Gesamtvollvolumen, Baujahr und Lagebezug zur nächsten Stadt zusammen. Zusätzlich wurden das schwedische Talsperrenarchiv (SVENSKT DAMMREGISTER, 1994, 1995, 1996) und Angaben des polnischen nationalen Talsperrenkomitees ([HTTP://WWW.OTKZ.POL.PL](http://www.otkz.pol.pl)) miteinbezogen. Genaue Lagekoordinaten sind für die jeweiligen Talsperren nicht angegeben und mußten mit Hilfe topographischer und Atlaskarten annähernd bestimmt werden.

Die Angaben zu den Gesamtvolumina aller Talsperren eines Einzugsgebietes werden bei alleiniger Verwendung von ICOLD-Daten leicht unterschätzt. DYNESIUS & NILSSON, 1994 haben in einer Bearbeitung zur Beeinflussung der Fließgewässerökosysteme der Nordhemisphäre für Skandinavien weitere Daten zum Speicherausbaugrad und der Abgabe oder Zufuhr von Wasser in oder aus anderen Einzugsgebieten vorgelegt. Diese Daten zu den Staudämmen stammen von verschiedenen staatlichen Stellen und sind nur teilweise ICOLD-Angaben. Ein Vergleich mit den Daten aus ICOLD, 1998 für das Ostseeinzugsgebiet zeigt dann auch Differenzen hinsichtlich des Speicherraumes auf (Bild 2.2). Bereits das genutzte Speichervolumen nach DYNESIUS & NILSSON, 1994 liegt in den meisten Fällen über dem Gesamtspeichervolumen der im ICOLD-Verzeichniss (ICOLD, 1998) aufgeführten Speicherräume. Ursache hierfür ist, daß Talsperren im ICOLD-Verzeichnis erst ab 15m Stauhöhe erfaßt werden.



**Bild 2.2:** Gesamtspeichervolumen ausgewählter Ostseeflüsse nach verschiedenen Quellen.

Die zeitliche Entwicklung des Talsperrenausbaus im Einzugsgebiet der Ostsee läßt sich mit den vorliegenden Daten nunmehr wie folgt charakterisieren:

Bis etwa 1960-70 existieren verhältnismäßig wenige Talsperren mit geringem Speicherraum. Lediglich die Regulierung großer Seen wie dem Vänern 1934 und dem Onegasee 1952 nimmt bereits merklichen Einfluß auf das Abflußgeschehen. In den sechziger und den siebziger Jahren nimmt die Zahl der Talsperren bemerkenswert zu. Das betrifft sowohl eine rege Bautätigkeit in Polen mit großen Staudammprojekten wie dem Wloclawek-Stausee und später den Sperren Jeziorsko und Mietkow (CIOLKOSZ, 1993). Ebenso schaffen Seenregulierungen in Finnland und Talsperrenbauten im mittleren und nördlichen

Schweden (Tab. 2.2, Tab. 2.3 und Bild 2.5) große Speicherräume. Der Talsperrenbau erschließt dabei immer nördlichere und montane Regionen.

**Tab. 2.2:** Zunahme des Talsperrenvolumens in den Teileinzugsgebieten der Ostsee.

Volumeninhalte in Mio m <sup>3</sup>	Zentrale Ostsee	Bottenwiek	Bottensee	Kattegat	Golf von Finnland <sup>1</sup>	Golf von Riga
bis 1910	20			482	0	0
bis 1915	74	600	0	482	0	0
bis 1920	83	600	9	482	0	0
bis 1925	371	600	9	482	0	0
bis 1930	390	600	29	482	3002	0
bis 1935	516	600	129	9982	3122	0
bis 1940	548	600	1514	10030	3122	0
bis 1945	722	602	2513	10030	3122	0
bis 1950	722	3041	3176	10030	8738	0
bis 1955	750	3693	3447	10050	8738	0
bis 1960	1459	4831	6852	10223	13183	0
bis 1965	1564	6204	9130	10493	13188	510
bis 1970	2555	12734	13371	10493	13294	510
bis 1975	2761	19606	16687	10493	13294	510
bis 1980	2815	19794	17436	10493	13294	850
bis 1985	2836	20457	17449	10543	13294	850
bis 1990 und noch in Planung	3765	20539	17510	10543	13294	850

<sup>1</sup>ohne Verkhne-Svirskaya /Svir: fertiggestellt 1952; 17500 Mio m<sup>3</sup> Stauraum (enthält Onega-See)

**Tab. 2.3:** Zunahme der Anzahl der Talsperren in den Teileinzugsgebieten der Ostsee.

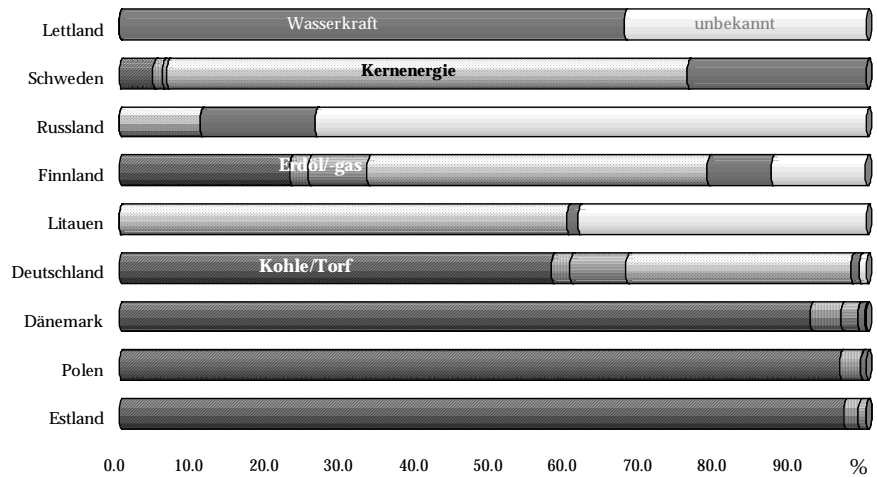
Anzahl der Talsperren	Zentrale Ostsee	Bottenwiek	Bottensee	Kattegat	Golf von Finnland	Golf von Riga
bis 1910	5			2		
bis 1915	6	1	0	2	0	
bis 1920	8	1	1	2	0	
bis 1925	13	1	1	2	0	
bis 1930	16	1	4	2	1	
bis 1935	18	1	5	3	3	
bis 1940	20	1	11	5	3	
bis 1945	22	2	17	5	3	
bis 1950	22	6	23	5	5	1
bis 1955	24	13	31	6	6	1
bis 1960	26	20	51	8	10	1
bis 1965	28	33	66	10	11	3
bis 1970	33	47	82	10	13	3
bis 1975	36	57	91	10	13	3
bis 1980	38	60	97	10	13	5
bis 1985	40	62	100	11	13	5
bis 1990 und noch in Planung	50	65	101	11	13	5

Ziel dieses expansiven Speicherbaus war die Ausnutzung der abflußreichen Mittel- und Hochgebirgsregionen Skandinaviens für die Wasserkraftgewinnung. Laut ICOLD-Statistik dient der überwiegende Anteil der skandinavischen Talsperren der Energieproduktion. Mittel- und Nordschweden sind wegen der die Talsperrenanlage begünstigenden Gebirgstäler und die hohen Abflußpenden aufgrund des Luv-Effekts der Skanden für die Wasserkraftgewinnung besonders prädestiniert. Lettland bezieht einen Großteil seiner Energie aus der Wasserkraftnutzung an der Daugava.

**Bild 2.3:** Anteil der Energieträger für die Energieproduktion in den Ostseeanrainerstaaten 1990 in Prozent (grau: Wasserkraft)

Die Angaben zu Rußland beziehen sich auf das gesamte Territorium und sind damit nicht unbedingt relevant.

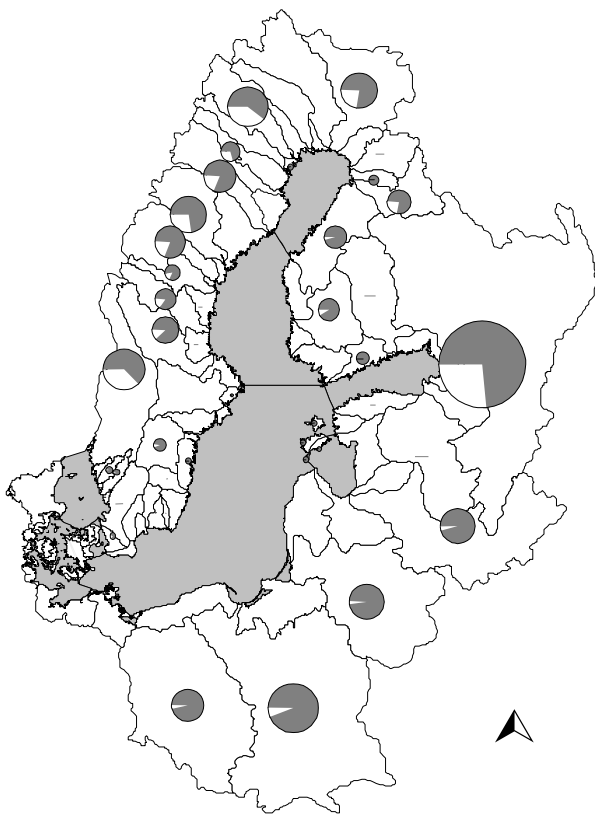
(DATENQUELLE: LANGAAS, [HTTP://WWW.GRIDA.NO](http://www.grida.no))



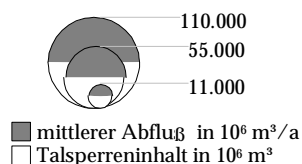
In einigen mittelschwedischen Flüssen (wie dem Dalälvi) wird zusätzlich eine Dämpfung der Abflußspitzen als Nutzung angegeben, ebenso erfüllen polnische Staudammprojekte zusätzlich Aufgaben der Niedrigwasseraufhöhung und des Hochwasserschutzes.

In skandinavischen Ländern nimmt die Wasserkraft als Energieträger einen deutlich höheren Stellenwert ein als in mitteleuropäischen Ländern (Bild 2.3). Bei einem Energieverbrauch von

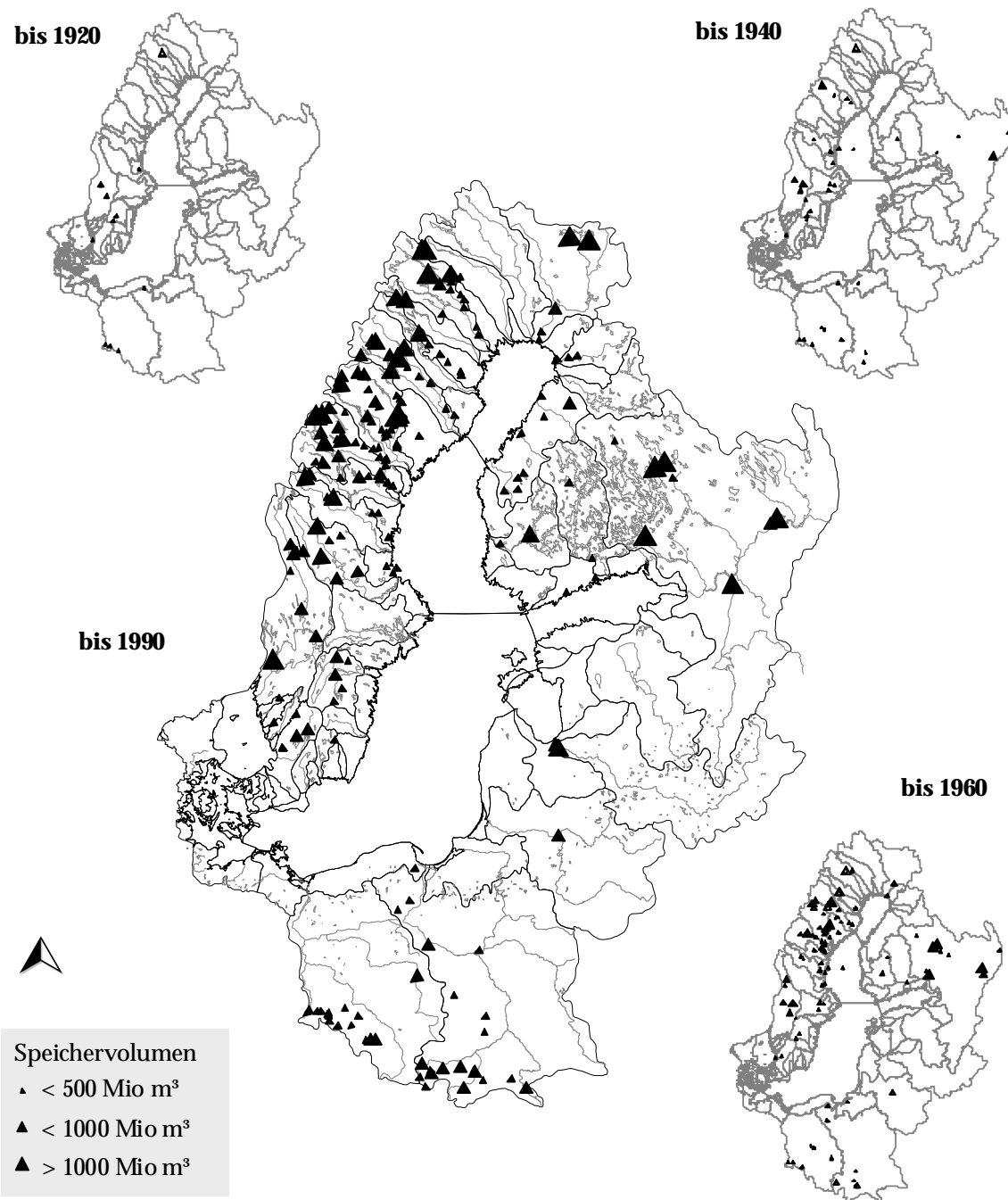
998 Petajoule Elektroenergie in Schweden werden 24,5 % der Gesamtenergieproduktion durch Wasserkraft gedeckt (1990, BASICS). Dafür stehen in Schweden über 1000 Wasserkraftwerke und über 130 Talsperrenbauwerke mit einer Höhe über 15 m zur Verfügung (HARLIN, 1992). Finnland produziert 8,5 % seines Energiebedarfs von 287 Petajoule Elektroenergie aus Wasserkraft (1990, BASICS). Die Regulierungsstrategie in beiden Ländern verfolgt das Ziel, die Frühjahrs-, Sommer- und teilweise Herbstabflüsse in den Winter zu speichern und sie in dieser Zeit zur Energieproduktion zu nutzen (HARLIN, 1992).



Talsperreninhalt 1990 in Relation zum jährlichen Abfluß



**Bild 2.4:** Anteil des Volumeninhalts der Talsperren (1990) am jährlichen Gesamt-abfluß im Ostseeinzugsgebiet (Speicherausbaugrade).



**Bild 2.5:** Speicherausbau im Einzugsgebiet der Ostsee (Quelle: ICOLD, 1998). Berücksichtigt sind lediglich Sperrwerke mit einer Höhe über 15m.

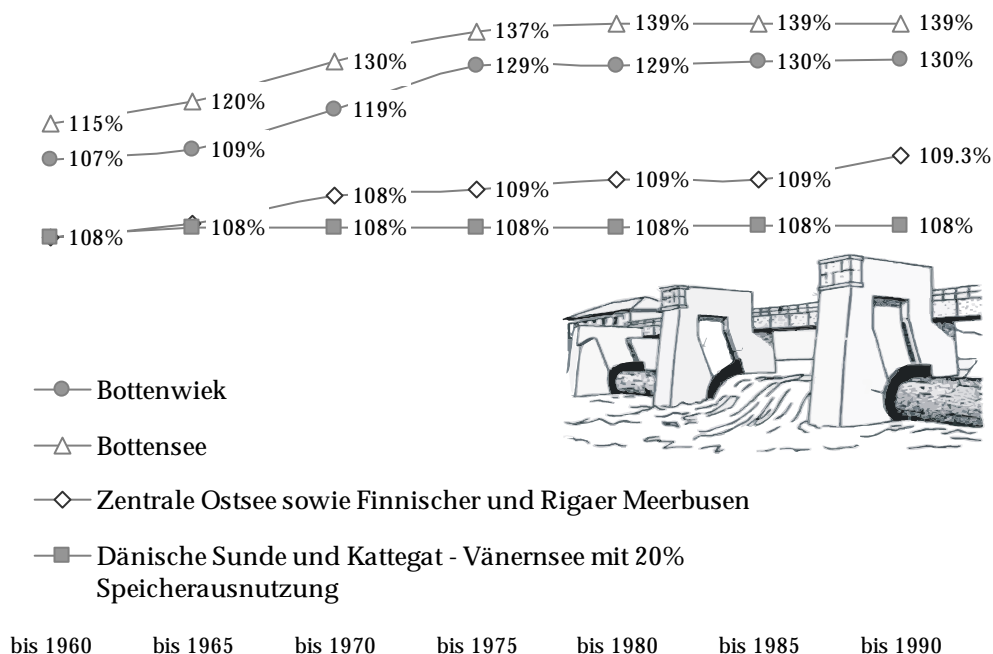
Durch den Ausbau der Wasserkraft zeichnet sich 1990 ein Bild besonders intensiver Nutzung des Wasserdargebots in den nördlichen Einzugsgebieten der Ostsee ab. In einigen schwedischen Flüssen kann der Inhalt aller Talsperren an einem Fluß mehr als ein Viertel des insgesamt jährlich abfließenden Wassers aufnehmen, die Wasserabgabe aus den Talsperren übersteigt im Winter den natürlichen Abfluß um das zehnfache (HARLIN, 1992).

Bild 2.4 stellt diesen Anteil des Talsperrenvolumens am jährlichen Gesamtabfluß, den Speicherausbaugrad, für jedes Einzugsgebiet dar. Der hohe Speicherausbaugrad an der Neva resultiert daraus, daß das Volumen des regulierten Onegasees mit hinzugezählt wurde. Zwar wurde diese Volumenangabe in Tab. 2.2 bereits ausgelassen, zahlreiche weitere regulierte Seen in Finnland und Schweden mit nur wenigen Metern bewirtschafteter Lamelle lassen die reale Speichernutzung jedoch einzugsgebietspezifisch deutlich niedriger

ausfallen. Einen gewissen Eindruck über die Nutzungsintensität des Wasserdargebots durch die Wasserkraft kann zusätzlich die regionsspezifische Zunahme der Anzahl der Talsperren vermitteln (Bild 2.5). Auch hier zeigt sich wieder der bereits erwähnte intensive Talsperrenbau in den sechziger und siebziger Jahren, der im wesentlichen die Mittel- und Hochgebirgsregionen im Ostseeraum betraf.

Weiterhin können tendenziell ansteigende Werte des verfügbaren Wasserdargebotes ( $D_{\text{verf}}$ ) als Indikator für Wasserhaushalts- und im engeren Sinne Wasserdargebotsänderungen infolge Talsperrenbaus genutzt werden (AURADA, 1983 und 1999). Das verfügbare Dargebot summiert dabei den Grundwasser- oder Basisabfluß eines Gebiets, das stabile Dargebot ( $D_{\text{stab}}$ ), und das anthropogen geschaffene regulierte Dargebot ( $D_{\text{reg}}$ ). Letzteres umfaßt die Gesamtheit aller Speicherräume eines Flusses, wird aber im allgemeinen um einen Nutzraumfaktor von 0,8 korrigiert. Das daraus abgeleitete verfügbare Dargebot repräsentiert das gesamte wirtschaftlich nutzbare Dargebot eines Jahres (AURADA, 1983 und 1999).

Aus den im ersten Teil der Arbeit vorgestellten Bilanzberechnungen zum Wasserhaushalt des Ostseeinzugsgebietes ist das stabile Dargebot bekannt. Dieses nimmt für die Teileinzugsgebiete der Ostsee in der Periode 1961-90 folgende mittlere Werte an: In die Bottenwiek fließen jährlich  $54,070 \text{ km}^3$ , in die Bottensee  $35,704 \text{ km}^3$  Wasser als Basisabfluß der Flüsse. Die zentrale Ostsee empfängt mit dem Finnischen und Rigaer Meerbusen  $154,616 \text{ km}^3$  Wasser als stabiles Dargebot, das Einzugsgebiet des Kattegats entsprechend  $21,499 \text{ km}^3$ . Daraus läßt sich die prozentuale Erhöhung des verfügbaren Dargebotes (Bild 2.6) ermitteln. Diese nimmt vor allem in den stark ausgebauten nördlichen Einzugsgebieten deutlich höhere Werte als im Vergleich zu Deutschland an, wo bis 1995 von einem durch Speichernutzung auf 105% erhöhten verfügbaren Dargebot ausgegangen wird (AURADA, 1999).

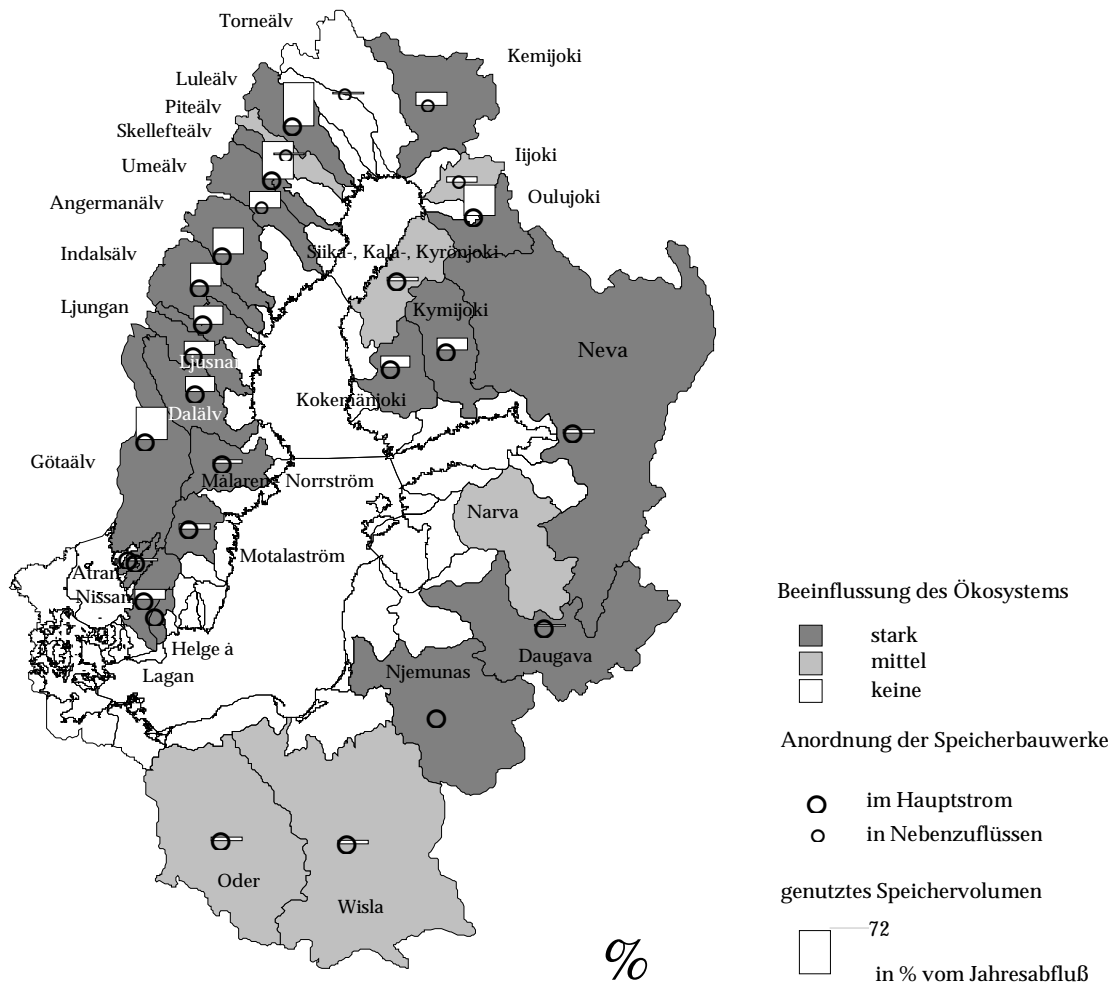


**Bild 2.6:** Geschätzte prozentuale Aufhöhung des stabilen Dargebots ( $D_{\text{stab}}$ ) um das regulierte Dargebot ( $D_{\text{reg}80\%}$ ) durch den Talsperrenbau zum verfügbaren Dargebot ( $D_{\text{verf}}$ ) in den Teileinzugsgebieten der Ostsee.

Das Talsperrenvolumen des Onegasees (Zentrale Ostsee und Finnischer sowie Rigaer Meerbusen) wurde ausgeklammert, im Teileinzugsgebiet Kattegat der Vänernsee mit nur 20% Speicherraumausnutzung angesetzt.

## 2.2 Auswirkungen des Talsperrenbaus auf Einzugsgebiet und Wasserkörper der Ostsee

Der Bau von Talsperren kann mit Änderungen der jährlichen Gesamtwasserbilanz einhergehen. Wasserverluste treten in verschiedener Weise auf: durch Verdunstung von der Oberfläche eines Stausees, Versickerung in den Flachwasserbereichen und Änderungen in der Evapotranspiration des Unterlaufs durch Verringerung der Überflutungsfläche (VUGLINSKY, 1995). Diese Effekte sind jedoch in ariden Klimaten ausgeprägter als im Klimabereich der Ostsee und werden im Rahmen dieser Arbeit vernachlässigt.



**Bild 2.7:** Veränderung der baltischen Flußsysteme durch Talsperrenausbau (nach DYNESIUS & NILSSON, 1994).

Im Ostseeraum sind durch Flußausbau und -regulierung deutlichere Auswirkungen auf die innerjährliche Abflußverteilung zu erwarten. Bereits 1974 bilanzierten EHLIN & ZACHRISSON die durch Talsperrennutzung umverteilten Monatsabflüsse der Bottenwiek in der Periode 1951-70, nachfolgend CARLSSON & SANNER, 1994 für die Bottensee- und -wiek und die Zeitscheibe 1981-91. In den folgenden Kapiteln werden diese Untersuchungen auf das gesamte Einzugsgebiet der Ostsee und den Zeitraum von etwa 1920 bis 1990 ausgedehnt.

Zusätzlich sind jedoch weitere Änderungen der Energie- und Materialtransportprozesse in den Flüssen zu erwarten, die die durch eine Klimavarianz induzierte natürliche Systemvariabilität um ein vielfaches übersteigen können. Neben Wirkungen auf die Verkettung terrestrischer und ozeanischer Stoffflüsse durch Landnutzungsänderung, Urbanisierung, Industrialisierung und Treibhauseffekt verändern gerade auch direkte Eingriffe in die

fluvialen Systeme deren Stoff- und Energiebilanz. Zu diesen direkten Eingriffen zählen Talsperrenbau, Be- und Entwässerung sowie die Wasserabgabe an Fremdeinzugsgebiete. Aufgrund dieser Maßnahmen sind die Verbindungskorridore zwischen Land und Ozean, die Flussläufe, oftmals stark fragmentiert und um Habitatfunktion und Biodiversität vermindert (VÖRÖSMARTY & MEYBECK, 1999).

DYNESIUS & NILSSON, 1994 untersuchten die Flußsysteme des nördlichen Teiles der Welt unter dem Gesichtspunkt noch vorhandener unbeeinflusster Fließgewässerökosysteme. Dabei wurden eine Unterbrechung des Gerinnebettes infolge Staudammbauten und der Speicherausbaugrad als kennzeichnende Faktoren angesehen.

Die hierbei vorgenommene Bewertung des Talsperreneinflusses auf Flußsysteme fußt auf der Klassifizierung der Relation unbeeinflusste Lauflänge bis erstes Sperrwerk zu Gesamtlauflänge und Angaben des Speicherausbaugrades sowie des externen Wasseraustauschs (Zufuhr und Abgabe) mit fremden Einzugsgebieten. Aus diesen Werten werden die folgenden drei Klassen abgeleitet: nicht, wenig und deutlich durch Staudämme beeinflusstes Flußsystem. Folgend wurde die technogene Beeinflussung der Flußeinzugsgebiete der nördlichen Halbkugel durch Speicherbauwerke bewertet (Bild 2.7).

ROZENGURT, 1993 (mndl., Tab. 2.4) stellt mögliche Auswirkungen der anthropogenen Abflußregulierung auf die Mündungsbereiche von Flüssen und damit die Land-Meer-Kontaktzone vor. Die vermuteten Interaktionen zwischen dem durch den Speicherbau veränderten Süßwasserzufluß in die Ostsee und deren Salzwasseraustausch mit der Nordsee wird Kap. 5 beschreiben.

**Tab. 2.4:** Auswirkungen von Flußausbau und -regulierung auf Küstenökosysteme (M. ROZENGURT, März 1993, mndl., [HTTP://WWW.SANDELMAN.OCUNIX.ON.CA/DAMS/MISHASCHART](http://www.sandelman.ocunix.on.ca/dams/mishaschart)).

Veränderungen im Einzugsgebiet	Auswirkungen auf das Küstenökosystem
Änderungen im Abflußregime, kumulative Abflußverluste überschreiten zeitweise das Wasservolumen eines Deltas	Verlust von Millionen Tonnen von Schluff, organischen Materials und von Sauerstoff Versalzung von Brunnen und Aquiferen
↓	
Entwässerung des Deltas, unnormale Fluktuation des Wasserstandes, Temperatur- und Sauerstoff-Schocks, verminderte Abflußgeschwindigkeit und Selbstreinigungskraft, erhöhte Verweildauer des Flußwassers im Fluß	Verwüstung, Versalzung, Erosion des Deltas, Akkumulation von Schadstoffen
Abflußdefizite behindern Prozesse des Küstensystems (Advektion, Durchmischung, Anreicherung und Abbau von Nährstoffen etc.)	Anstieg der Halokline, Versalzung des Mündungsgebietes, Sauerstoffdefizite, Eutrophierung/Verlust der Produktivität
↓	
Transformation des stochastisch ausbalancierten Küstenökosystems in aus dem Gleichgewicht geratene Wasserkörper	Auslöschung des Küstenökosystems, landwirtschaftlich geprägte Abflüsse verschlimmern dieses Problem

Flußausbau und -regulierung können weiterhin durch eine längere Verweildauer des Wassers in den Flüssen und eine veränderte Mobilisierung und Immobilisierung von Wasserinhaltsstoffen die Flußwasserqualität verändern. Beispielsweise sind bei der Anlage von Speicherräumen zunächst immense Phosphatschübe zu erwarten. Der gesamte im Boden des überfluteten Geländes enthaltene Phosphor kann durch Änderung des Redoxpotentials freigesetzt werden. Andererseits können bestehende Talsperren mit ihrer Sedimentfallenwirkung meßbar zur Verringerung von Phosphat-, aber auch Silicium- und Eisenfrachten beitragen. Diesen Aspekt beschreibt Kap. 2.2.1 für den Ostseeraum.

Global betrachtet, werden die Sedimentfrachten der Flüsse durch anthropogen verursachte Erosion vervielfacht und gleichzeitig durch Speicherbau um 20-30% vermindert (VÖRÖSMARTY & MEYBECK, 1999). Weitere Einflüsse von Staudambbauten sind durch die Änderungen des Mikroklimas oder der seismischen Stabilität eines Gebietes zu erwarten, ebenso infolge der Unterbrechung von Verkehrswegen und Auflösung von Siedlungsstrukturen, andererseits aber auch in geänderten Eintrittswahrscheinlichkeiten für Naturkatastrophen (MC DONNEL & MACMILLAN, 1993). Die Gefahr von Dammbbrüchen wird etabliert, die Hochwassergefährdung aber erniedrigt und die Versorgungssicherheit eines Gebietes mit Wasser erhöht (AURADA, 1983 und 1999). Ebenso können neue Industriezweige (namentlich Wasserkraftgewinnung) angesiedelt werden. Einen umfassenden Überblick über den anthropogenen Wandel von Flußsystemen durch direkte und indirekte Eingriffe gibt PETTS, 1984.

### 2.2.1 Auswirkungen des Talsperrenausbaus auf die Nährstofftransporte in den Ostseezuflüssen

Veränderungen bezüglich der Nährstoffbilanzen werden in regulierten Flüssen vor allem durch die Sedimentfallenwirkung auf partikulär transportierte Nährstoffe bewirkt. Anhand von drei regulierten (Umeälv, Skellefteälv, Luleälv) und drei unregulierten Flüssen (Piteälv, Kalixälv, Torneälv) im Einzugsgebiet der Bottenwiek untersuchten BRYDSTEN ET. AL., 1990 die Auswirkungen der Abflußregulierung auf den Transport von Nährstoffen im Fluß. Dafür wurden monatliche Frachtmessungen von pH-Wert, Leitfähigkeit,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ , Gesamt-Phosphor, Nitrat, Nitrit, Ammonium, Eisen, Mangan, Silicium und partikulärem organischen und anorganischen Material in den Jahren von 1972 bis 1986 analysiert. Um die signifikant geänderten Frachten zwischen regulierten und unregulierten Fällen zu erkennen, wurden deren Mittelwerte mittels t-Test auf Unterschiedlichkeit geprüft. Waren die untersuchten chemischen Parameter in den beiden Gruppen nicht signifikant unterschiedlich, wurden diese nicht in die weiteren Untersuchungen einbezogen.

Letztlich reduzierte man die relevanten Frachten chemischer Stoffe auf diejenigen, welche durch die Flußregulierung signifikant erniedrigt wurden. In diese Kategorie fielen Phosphat, Eisen, Silicium und die partikuläre Substanz. Besonders die letzteren weisen einen deutlichen Zusammenhang mit dem Talsperrenbau auf. Dies ist durch die als Sedimentfalle wirkenden Staukörper sowie durch die nachlassende Erosion im Flußbett unterhalb des Speicherbauwerks bei verringerten Hochwässern zu erklären.

Aufgrund der teilweise größeren Einzugsgebiete und damit größeren Wasserführung der regulierten Flußläufe konnten die jeweils unterschiedlichen Frachten im regulierten und unregulierten Fall nicht unmittelbar mit dem Abfluß verglichen werden. Um hier Abhilfe zu schaffen, führten die Autoren eine Variable Abflußvariabilität  $Q \text{ var}$  (Gleichg. (2.1)) ein.

$$Q \text{ var} = \sigma_Q * \mu_Q^{-1} \quad (2.1)$$

$Q \text{ var}$  ist damit ein standardisiertes Maß für die Abflußganglinienglättung, welche bei der Regulierung auftritt. Durch eine Regressionsanalyse konnten die Beziehungen zwischen  $Q \text{ var}$  und den Frachten je Flächeneinheit des Einzugsgebietes gefunden werden. Die in nordskandinavische Flüsse gelangende Fracht je Fläche ergab sich für Gesamt-Phosphor nach der folgenden linearen Regressionsgleichung (Gleichg. (2.2)):

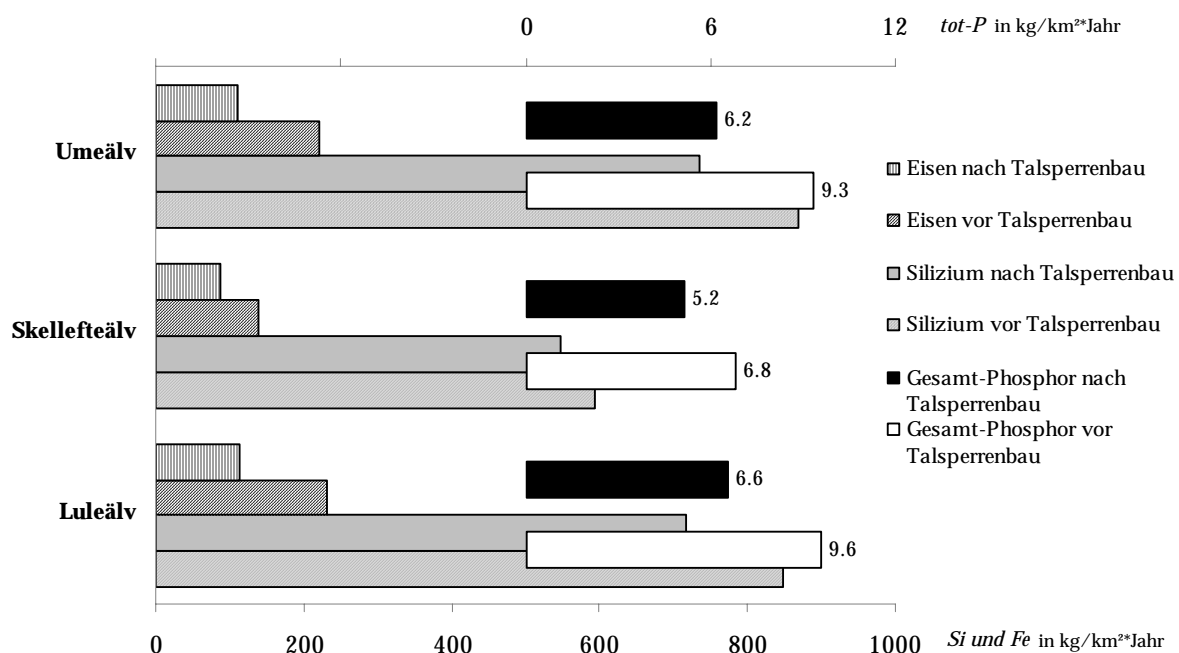
$$\text{Gesamt-Phosphor} = 3,81 + (Q \text{ var}) * 5,84 \quad r^2 = 0,79 \quad (F = 0,02) \quad (2.2)$$

Die Frachten je Fläche von Eisen und partikulärer Substanz konnten ebenfalls auf die Abflußvariabilität zurückgeführt werden. Bei Silicium wurde zusätzlich der spezifische Abfluß des Einzugsgebietes hinzugezogen und dadurch 97% der Varianz der



Siliciumfrachten erklärt. Da die Abflußvariabilität vor und nach dem Talsperrenbau bekannt war, ermöglichte das Verfahren, den Einfluß des Talsperrenbaus auf den Transport von Wasserinhaltsstoffen zu quantifizieren. Bild 2.8 stellt die zurückgegangenen Frachten für die Flüsse Umeälv, Skellefteälv und Luleälv dar. Als am stärksten ausgebauter Fluß im Ostseeinzugsgebiet (Speicherausbaugrad > 65%) weist der Luleälv auch die größten Differenzen auf. Die Frachtrückgänge betragen hier 10 bis 15%.

Die Regulierung des Abflusses durch Speicherbauwerke reduziert den Transport von partikulär verlagerbaren Stoffen im Flußbett und führt zur Anreicherung selbiger in den Sedimenten der Talsperren. Dieser Effekt wird um so drastischer ausfallen, je deutlicher das Hochwasser im Regime den Abfluß im restlichen Jahr übersteigt. Gerade die Hochwasserspitzen tragen entscheidend zur jährlichen Sedimentfracht bei, diese wird aber im Staukörper zurückgehalten. Bei vermindertem Abfluß sinkt ebenfalls die Erosionsleistung im Unterlauf.



**Bild 2.8:** Spezifischer Elementtransport in regulierten nordskandinavischen Flüssen vor und nach dem Talsperrenausbau (in kg/km<sup>2</sup>\*Jahr, Werte aus BRYDSTEN ET. AL., 1990).

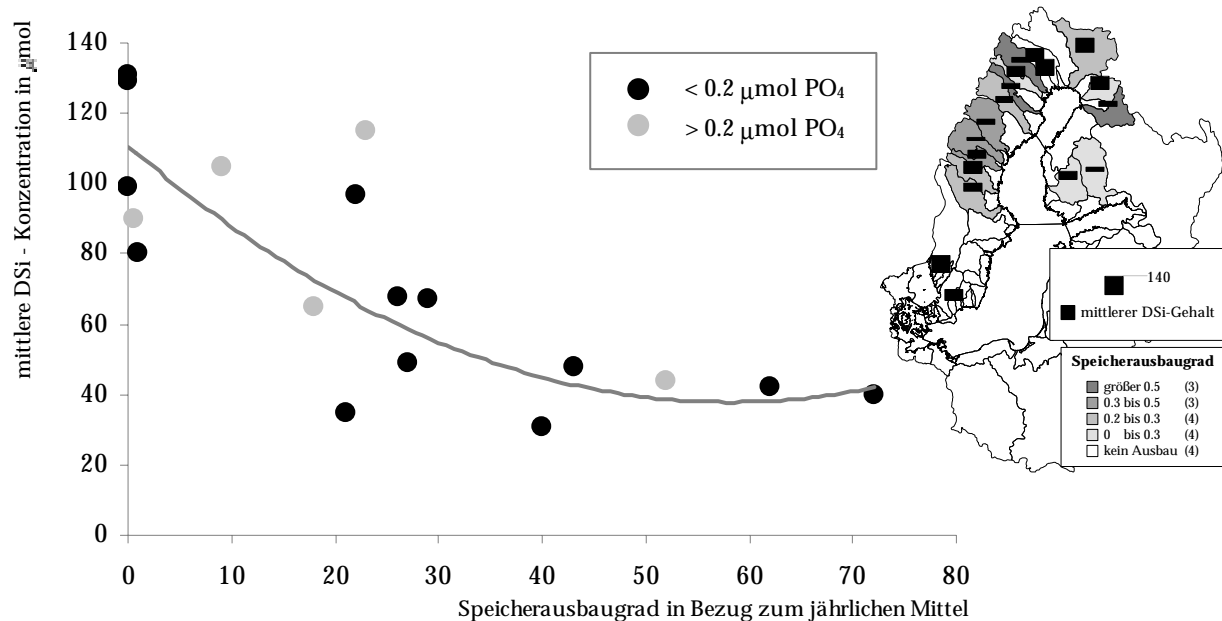
Auch limnobiologisch ist die Silicium-Abreicherung überwiegend auf die Talsperren zurückzuführen. BRYDSTEN ET. AL., 1990 zitieren BROBERG & JANSSON, 1976, nach denen Diatomeen das Plankton großer oligotropher Stauseen dominieren. Kieselalgenblüten in den Stauseen können den Gehalt des Wassers an gelöstem Si vermindern.

HUMBORG ET. AL., 2000 fokussieren ebenfalls auf die Festlegung von gelöstem Silicium in Talsperrenkörpern und dessen biogeochemischen Beitrag zur Eutrophierung von Flüssen und Küstengewässern. Während LARSSON, 1985 (zit. in HUMBORG ET. AL., 2000) in der Ostsee für die zweite Hälfte des 20. Jahrhunderts einen Anstieg der gesamten N-Frachten um das Vierfache und einen Anstieg der P-Frachten um das Achtefache konstatiert, verringert sich der Anteil an gelöstem Silicium (dissolved Silica - DSi) in einigen Ostseezuflüssen um mehr als die Hälfte. Gelöstes Silicium ist aber wiederum elementarer Nähr- bzw. Baustoff für die Diatomeen im Phytoplankton.

Seit 1979 für die Ostsee vorliegende DSi-Messungen zeigen für nicht staudammbeeinflusste Flüsse einen geogenen Hintergrund von 100 – 130 µmol gelöstem Silicium. Oligotrophe

Ströme Nordskandinaviens, welche für die Wasserkraftgenerierung reguliert wurden, führen der Ostsee hingegen nur noch zwischen 40 und 50  $\mu\text{mol DSi}$  zu. (Bild 2.9)

Reduzierte Mengen von 140 000 t/Jahr gelöstem Silicium in den oligotrophen Flüssen aus dem skandinavischen Hochgebirge und von 20 000 t/Jahr in den mehr mesotrophen finnischen Flüssen Oulujoki und Kokemäjoki verringern die DSi-Zufuhr in Bottensee und Bottenwiek um etwa 4% im Jahr. Die geringsten Silicium-Frachten führen die Ostseezuflüsse Neva und Götaälv mit 10  $\mu\text{mol DSi}$ . Beide entwässern zugleich die großen europäischen Seen Ladogasee und Vänern. Ebendiese sind aber auch von starken Regulierungseingriffen betroffen.



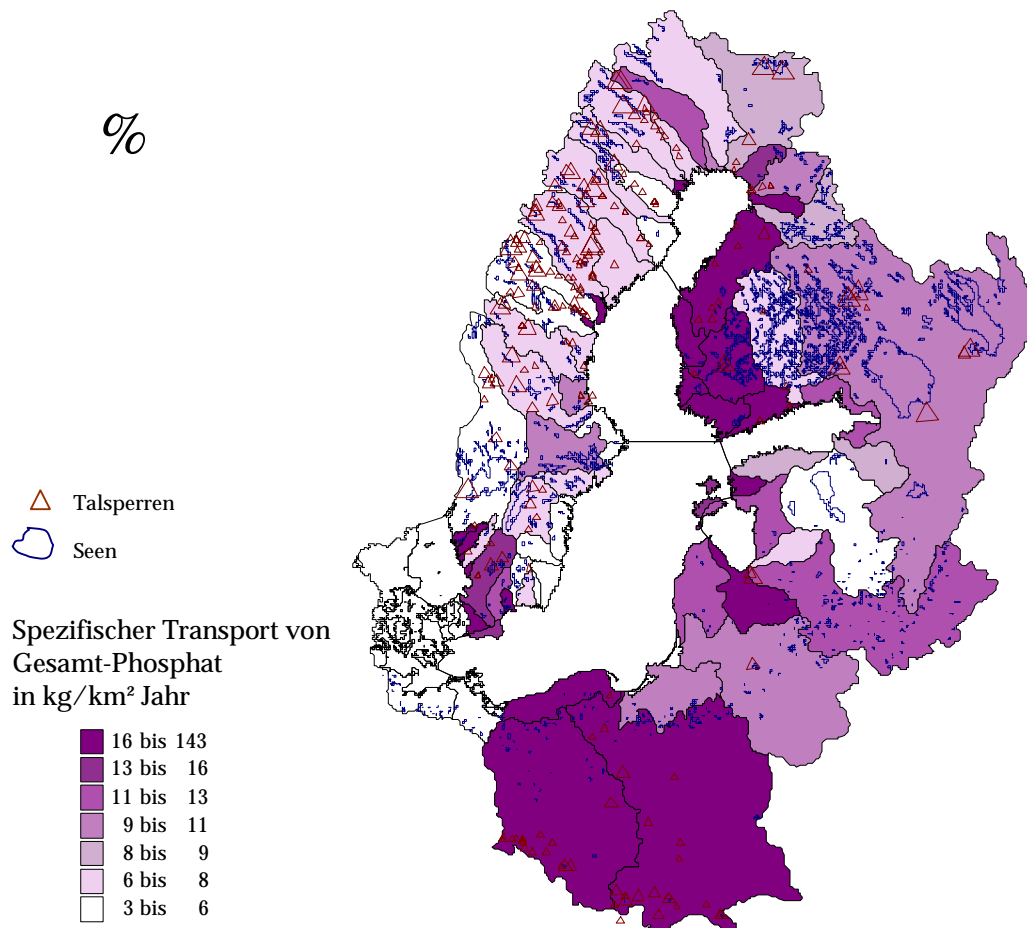
**Bild 2.9:** Gelöstes Silicium in skandinavischen Flüssen versus Speicherausbau, ergänzt nach HUMBORG ET. AL., 2000.

Zurückgehende Konzentrationen des für Kieselalgen essentiellen Baustoffes Silicium lassen sich quantitativ ebenso wie auch deterministisch auf Staudammbauten zurückführen. Werden Fließgewässer in Seen umgewandelt, verstärkt sich der Effekt der bloßen Sedimentfalle durch Algenblüten im stehenden, lichtdurchfluteten Wasser. Diatomeenblüten, welche zum festen Bestandteil dieses oligotrophen Lebensraumes gehören, legen in den Talsperren dann einen Großteil des anfallenden DSi fest. Zwar treten Kieselalgenblüten normalerweise genauso in den Küstengewässern auf, werden aber durch nunmehr auftretenden Mangel an gelöstem Silicium weniger gehäuft erscheinen. Damit wird durch die Akkumulation von Ton in den Seen- und Staukörpern der Flüsse die Abundanz des Phytoplanktons in den Küstengewässern zugunsten von Grünalgen verschoben. Das Wachstum giftiger Algen, so 1988 im Skagerrak mit folgendem Fischsterben, kann durchaus in diesem veränderten Nährstoffhaushalt seine Ursache haben (HUMBORG ET. AL., 2000). Im offenen Ozean erfolgt die Silicium-Versorgung des Oberflächenwassers durch antarktisches und arktisches Auftriebswasser und treibt damit die Nahrungsnetze an. Die Küstengewässer beziehen ihren Silicium-Input aus den zufließenden Süßwasserzuflüssen und sind damit auch in ihrem Haushalt an gelöstem Si eng an diese gekoppelt.

BRYDSTEN ET. AL., 1990 beziffern den Verlust an Gesamt-Phosphor durch den Talsperreneinfluß auf ungefähr 5-10 % der gesamten Phosphor-Zufuhr in die Bottenwiek. Damit könnte nach Meinung dieser Autoren die sommerliche Produktivität der Küstenregionen vermindert werden.

Mit Hilfe der von SWEITZER, J., S. LANGAAS & C. FOLKE, 1996 zur Verfügung gestellten Datenbank mit u. a. Daten zur Phosphatfracht der Ostseezuflüsse ([HTTP://WWW.GRIDA.NO](http://www.grida.no)) soll nach einer ähnlichen Abhängigkeit zwischen Abflußvariabilität und Phosphattransport, wie bei BRYDSTEN ET. AL., 1990 beschrieben, im gesamten Ostsee Einzugsgebiet gesucht werden.

Bild 2.10 stellt die Gesamt-Phosphorfrachten, die je km<sup>2</sup> Einzugsgebiet geliefert werden, als spezifischen Transport in Relation zur Seen- und Talsperrendichte dar. Tendenziell fällt die geringe Phosphorzuladung in kleinen Einzugsgebieten Schwedens auf, wahrscheinlich bedingt ein kleines Einzugsgebiet auch nur eine geringe Frachtbeladung. Gleichzeitig treten jedoch mit intensiver violetter Färbung die Einzugsgebiete mit dominierend anthropogen bedingter Nährstoffbelastung hervor. Für die Ströme im südbaltischen Bereich dürfte dies ebenso wie im Jungmoränenbereich des Kattegats aus der intensiven agrarischen Nutzung resultieren. Eine eventuelle Reduzierung der Phosphatfrachten durch den ohnehin geringeren Stauraum als in Nordskandinavien würde hierdurch sicherlich stark überdeckt werden.



**Bild 2.10:** Spezifischer Transport von Gesamt-Phosphor sowie Seen und Talsperren in den Einzugsgebieten der Ostsee (ohne Dänemark, Datengrundlage: UNEP-GRIDA, Norwegen).

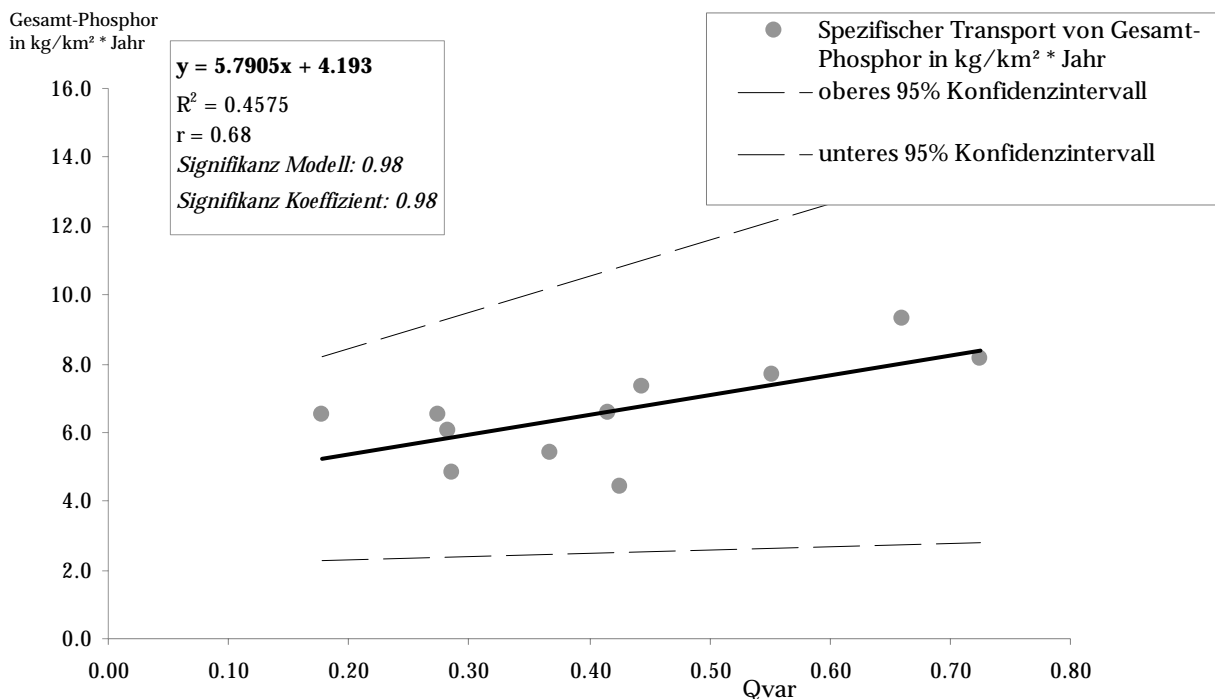
Die hohen Phosphorzuladungen im finnischen Ostsee Einzugsgebiet sind im Lichte der intensiven Moorentwässerungen ab Anfang der 60-er Jahre zu sehen. Hier fällt aber bereits eine verringerte Phosphatzuladung im Einzugsgebiet von Kymijoki, aber auch Narva und bedingt Neva auf. Die hohe Seendichte dürfte hier zum Rückhalt von an Partikel gebundenem Phosphor führen. Ebenso auffällig sind aber auch die geringen Phosphatfrachten stark regulierter nordschwedischer Flüsse. Besonders Angermanälvs und Indalsälvs

als bereits länger andauernd regulierte Ströme mit langer Speicherkaskade führen deutlich verminderte Frachten dieses Nährstoffes mit sich.

Um die Abhängigkeit zwischen spezifischen Gesamt-Phosphortransporten und dem Talsperrenausbau aufzudecken, wurden erstere analog der Herangehensweise von BRYDSTEN ET. AL., 1990 mit der Variabilität des Abflusses ( $Q_{var}$ ) korreliert. Dabei wurden die vermuteten Zusammenhänge nach Regionen getrennt überprüft. Zur Abflußvariabilität für die regulierten Zeitabschnitte von ausgebauten Flüssen der

- nordschwedischen Hoch- und Mittelgebirgsregion,
- der finnisch-russischen Seenregion
- der südbaltischen Einzugsgebiete
- und der südschwedischen Jungmoränenlandschaft

wurde für die Schätzung der Phosphattransportleistung im unausgebauten Fall die entsprechende Abflußvariabilität der unregulierten Zeitreihen hinzugenommen. Diese ist, anders als bei BRYDSTEN ET. AL., 1990, also nicht geschätzt.



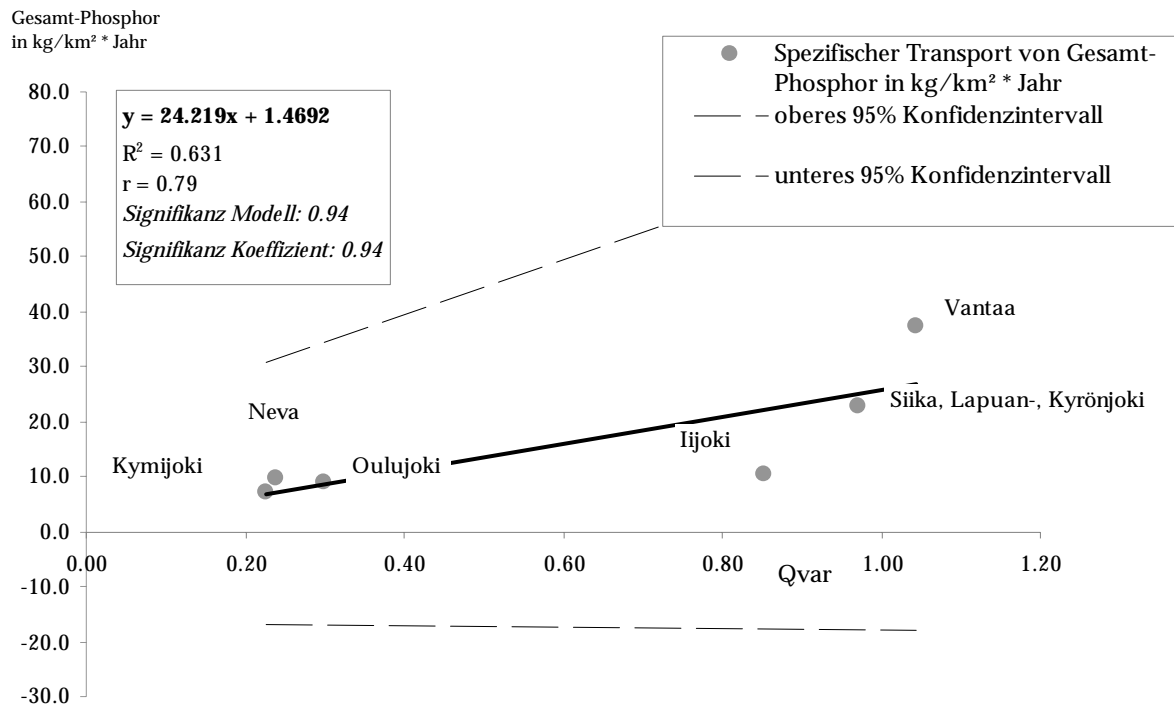
**Bild 2.11:** Regressionsmodell für die nordschwedischen Hoch- und Mittelgebirgsregion.

Für die nordschwedische Hoch- und Mittelgebirgsregion ergibt das Regressionsmodell bei einem signifikant ansteigenden Koeffizienten eine akzeptable Annäherung (Bild 2.11). Weniger kann dieses bei den untersuchten finnischen Einzugsgebieten gelten (Bild 2.12). Die Normalverteilung der Daten wurde bei allen diesen Modell-schätzungen aber vernachlässigt.

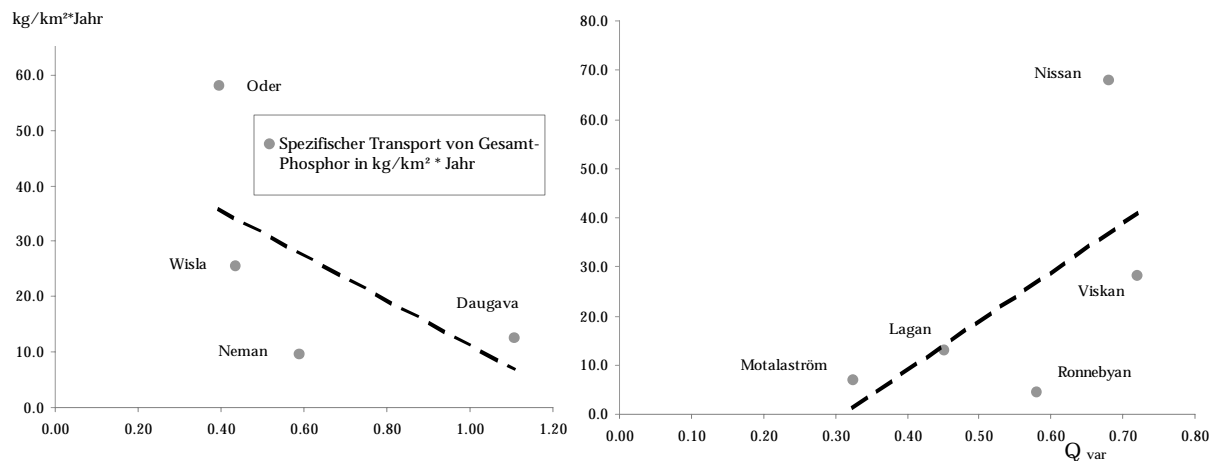
In Finnland überlagern veränderte Phosphatfrachten durch Moorentwässerung und erhöhte Werte der Region Helsinki-Vantaa das Ergebnis. Ebenso ist eine signifikante Veränderung der Abflußvariabilität, von den nordfinnischen Flüssen abgesehen, durch die hohe Seendichte nicht gegeben. Nach den Modellannahmen sind dann auch die Phosphatfrachten nicht verändert.

Bei den Stichproben für den südlichen Ostseeraum (Bild 2.13) kann kein Regressionsmodell angepaßt werden. Die Phosphatfrachten von Daugava, Neman, Wisla und Oder sind anthropogen überhöht. Die fallende Regressionsgerade ließe sich deterministisch nicht

erklären. Geringe Frachtwerte des südschwedischen Motalaström resultieren aus dem Seenreichtum, die restlichen agrarisch beeinflussten Werte dieser Region genügen einer linearen Beziehung nicht.



**Bild 2.12:** Regressionsmodell für die finnisch-russische Seenregion.

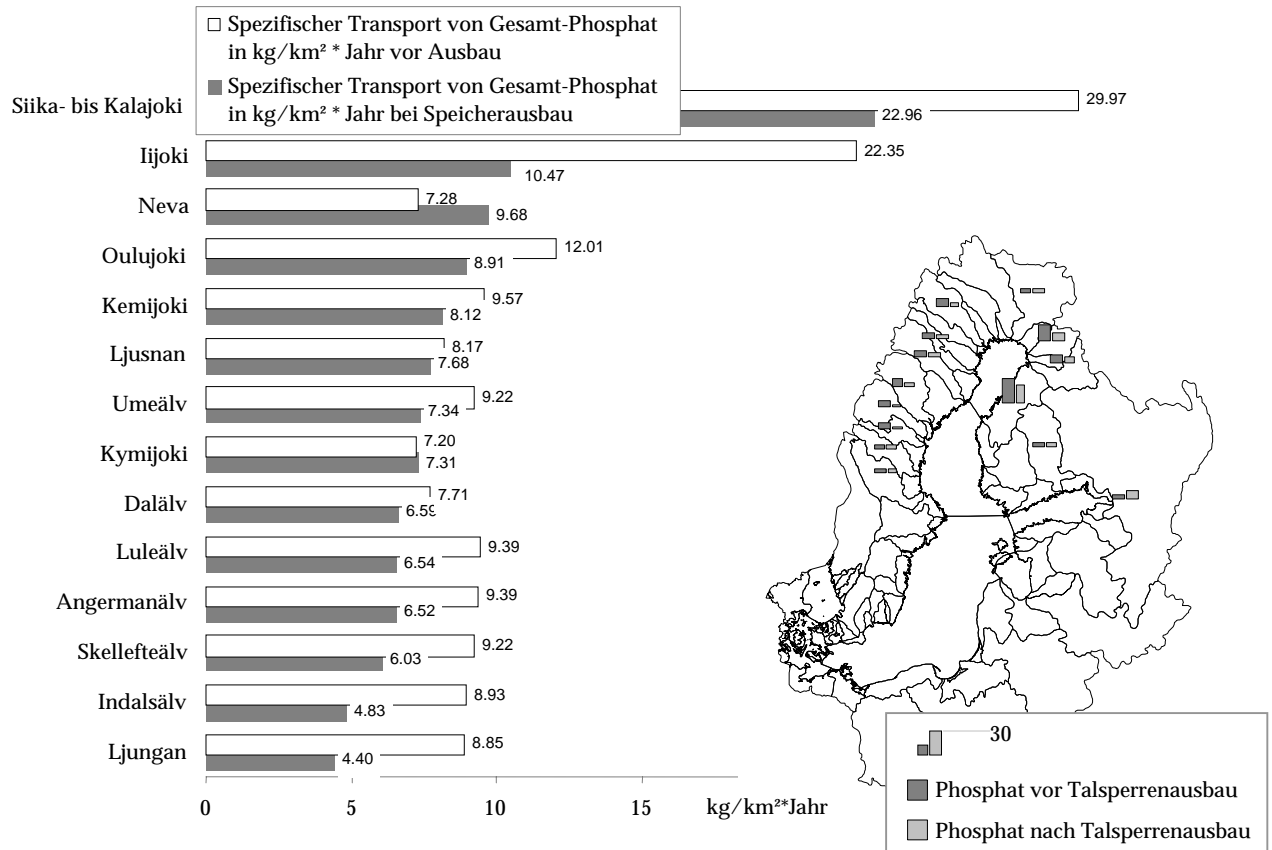


**Bild 2.13:** Abflußvariabilität und Phosphatfrachten in der südbaltischen und südschwedischen Region.

Damit reduzieren sich die zu betrachtenden Flüsse auf den nordschwedischen Bereich und die finnischen Einzugsgebiete (außer Region Helsinki-Vantaa).

Schätzt man die zu erwartenden Phosphatfrachten bei den linearen Abhängigkeiten mittels der Abflußvariabilität der betreffenden unregulierten Zeitreihen, müßte man um etwa 2% erhöhte Gesamt-Phosphorfrachten in die Ostsee und 6% in den Bottnischen Meerbusen annehmen. In dieser Schätzung sind lediglich die finnischen Flüsse Kemijoki und Oulujoki sowie die schwedischen Flüsse enthalten. Die Schätzungen für die restlichen finnischen Flüsse erscheinen nicht sicher genug.

Da die Zufuhr von Phosphat in die Ostsee laut UNEP-GRIDA ([HTTP://WWW.GRIDA.NO](http://www.grida.no)) um 1900 nur etwa 15% der heutigen Menge betrug, wären die quasi geogenen Phosphatfrachten durch den Talsperrenbau um etwa 13% verringert worden. Die geschätzten Differenzen für die einzelnen Flüsse sind in Bild 2. 14 angegeben.



**Bild 2. 14:** Geschätzter Transport von Gesamt-Phosphat in kg/km²\*Jahr vor und nach dem Talsperrenausbau der Ostseezuflüsse.

## 2.3 Auswirkungen des Talsperrenbaus auf das Abflußverhalten großer Flüsse

Ein Überblick über die Dimension des durch den Talsperrenbau bedingten Wandels im jahreszeitlichen Abfluß läßt sich durch eine parallele Analyse von Bautätigkeit und zeitlicher Tendenz der jährlichen winterlichen Pegelstände gewinnen. Vor allem in den nordischen Ländern wird im Winter ein Großteil des Wassers aus den Talsperren abgegeben, um daraus Elektroenergie zu produzieren. Folglich können permanent erhöhte Winterabflüsse als Zeichen für eine Wasserkraftnutzung gelten. Damit lassen sich Zeitreihen des Abflusses in einen unregulierten oder quasi-natürlichen und einen signifikant regulierten Teil aufsplitten. Wichtig ist hierbei, daß der Regulierungseffekt nicht notwendigerweise nach dem Bau einzelner Talsperren auffallen muß. Vielmehr wird er oftmals erst durch ein Verbundsystem von Speichern erreicht.

### 2.3.1 Datengrundlage

Der mittlere jährliche Gang der Flußwasserzufuhr zur Ostsee vor und nach der Flußregulierung läßt sich demnach durch eine Analyse genügend langer mündungsnaher Pegelaufzeichnungen erhalten. Da die der Flußmündung am nächsten gelegenen Pegel nicht immer ausreichend lange Beobachtungsperioden aufweisen, können geringfügig flußaufwärts liegende Pegel (nach Korrektur über die Einzugsgebietsgröße) die Mündungspegel verlängern. Dieser Schritt ist hier durchführbar, da der interessierende innerjährliche Abflußgang durch diese Korrektur kaum verfälscht werden dürfte.

Für die Untersuchungen zum Abflußverhalten talsperrenbeeinflusster Ostseezuflüsse standen damit folgende Zeitreihen mit insgesamt 2306 gemessenen Abflußjahren zur Verfügung: Tab. 2.5, Tab. 2.6, Tab. 2.7, Tab. 2.8 und Tab. 2.9. Die Übersichten zur Wasserführung schwedischer Flüsse sind vom Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI: Vattenföring i Sverige, Del 1-4, 1993-95) gesammelt worden. Angaben zum Abfluß finnischer Ostseeflüsse entstammen verschiedenen finnischen hydrologischen Jahrbüchern (HYDROGRAFINEN TOIMISTO, 1912, 1915, 1918, 1923, 1925, 1928, 1931, 1936, 1938, 1944; HYDROLOGINEN TOIMISTO, 1954, 1957, 1962, 1963, 1965, 1968, 1970; VESIENTUTKIMUSLAITOKSEN JULKAISUJA (Publications of the Water Research Institute), 1972, 1975, 1976, 1977, 1980, 1987; LEPPÄJÄRVI, R. (ED.), 1990-93). Schließlich wurden für die Abflußzeitreihen der südbaltischen Ströme Angaben der GLOBAL RIVER DISCHARGE DATABASE (RivDIS v1.1), ([HTTP://WWW.RIVDIS.SR.UNH.EDU/](http://www.rivdis.sr.unh.edu/)) genutzt.

**Tab. 2.5:** Verwendete Zeitreihen des monatlichen Abflusses für die Bottenwiek.

<b>Bottenwiek</b>							
Fluß	Station	Einzugsgebiet [km <sup>2</sup> ]	Jahre der Abflußmessung	Anzahl der Jahre	Bemerkungen, Korrekturfaktoren Verlängerung	verwendete	
<b>Skellefteälv</b>	Kvistvorsens	11309	1911-1962	79	Originalreihe erst ab 1963, verlängert mit Meßstelle Storavan (6 323 km <sup>2</sup> )		
	Krv		1963-1990				
<b>Luleälv</b>	Boden	24924	1900-1990	90			
<b>Kemijoki</b>	Isohaara	50900	1911-1950 1951-1990	79	Originalreihe erst ab 1951, verlängert mit Meßstelle Taivalkoski (50 790 km <sup>2</sup> )	$Q_{\text{Isohaara}} = Q_{\text{Taivalkoski}} * 1,002$	
<b>Iijoki</b>	Raasakka	14315	1932-1940	48	zwei Unterbrechungen		
			1946-1977				
			1981-1990				

<b>Oulujoki</b>	Merikoski	22900	1896-1960 1961-1977 1981-1990	89	Originalreihe erst ab 1961, verlängert mit Meßstelle Vaala (19 890 km <sup>2</sup> ) Meßstelle Vaala nur bis 1949, ab 1950 widerspiegeln Werte der SMHI-Runoff Data from 112 different Coast-Segment around the Baltic Sea, Version Date 1995-01-10 die Station Vaala $Q_{\text{Merikoski}} = Q_{\text{Vaala}} * 1,15$
<b>Kalajoki</b>	Niskakoski	3005	1936-1940 1946-1977 1981-1990	44	zwei Unterbrechungen
<b>Kyrönjoki</b>	Skatila	4805	1932-1940 1946-1977 1981-1990	48	zwei Unterbrechungen, 1975 fehlt ebenfalls
<b>Lapuanjoki</b>	Keppo	3955	1932-1940 1946-1977 1981-1990	48	zwei Unterbrechungen
<b>Siikajoki</b>	Harjunniva	3470	1961-1977 1981-1990	25	sehr kurze Reihe mit einer Unterbrechung

**Tab. 2.6:** Verwendete Zeitreihen des monatlichen Abflusses für die Bottensee.**Bottensee**

Fluß	Station	Einzugs- gebiet [km <sup>2</sup> ]	Jahre der Abfluß- messung	Anzahl der Jahre	Bemerkungen, Korrekturfaktoren Verlängerung	verwendete zur
<b>Dalälvs</b>	Älvkarleby Krv	28921	1870-1975 1976-1990	120	Originalreihe erst ab 1976, verlängert mit Meßstelle Fäggeby Krv (25058km <sup>2</sup> ) $Q_{\text{Älvkarleby}} = Q_{\text{Fäggeby}} * 1,15$	
<b>Gavlean</b>	Gävle	2312	1905-1990	85		
<b>Ljusnan</b>	Ljusne Strömmars Krv	19817	1951-1990	49		
<b>Ljungan</b>	Skallböle Krv	12088	1909-1955 1956-1990	81	Originalreihe erst ab 1956, verlängert mit Meßstelle Nederede (11 440 km <sup>2</sup> ) $Q_{\text{Skallböle}} = Q_{\text{Nederede}} * 1,06$	
<b>Indalsälvs</b>	Bergeforsen Krv	25761	1900-1964 1965-1990	90	Originalreihe erst ab 1965, verlängert mit Meßstelle Hammarforsen Krv (23 842 km <sup>2</sup> ) $Q_{\text{Bergeforsen}} = Q_{\text{Hammarforsen}} * 1,08$	
<b>Angermanälvs</b>	Solleftea	30638	1909-1990	81		
<b>Umeälvs</b>	Umea	26568	1919-1990	71		
<b>Kokemäen- joki</b>	Harjavalta	26025	1932-1940 1946-1977 1981-1990	48	zwei Unterbrechungen	



**Tab. 2.7:** Verwendete Zeitreihen des monatlichen Abflusses für die zentrale Ostsee und den Rigaer Meerbusen.

<b>Zentrale Ostsee und Rigaer Meerbusen</b>							
Fluß	Station	Einzugs- gebiet [km <sup>2</sup> ]	Jahre der Abfluß- messung	Anzahl der Jahre	Bemerkungen, Korrekturfaktoren Verlängerung	verwendete zur	
<b>Ronnebyan</b>	Korrö	633	1918-1990	72	deutlich oberhalb Mündung		
<b>Motala Ström</b>	Roxen	13273	1873-1990	117			
<b>Daugava</b>	Daugavpils	64600	1965-1984	19	Sehr kurze Mündungspegel	Reihe,	kein
<b>Njemen</b>	Smalinkai	81200	1812-1984	172	nur bis 1984		
<b>Wisla</b>	Tzcew	194376	1901-1987	86	nur bis 1987		
<b>Oder</b>	Gozdowice	109729	1901-1987	86	nur bis 1987		

**Tab. 2.8:** Verwendete Zeitreihen des monatlichen Abflusses für den Finnischen Meerbusen.

<b>Finnischer Meerbusen</b>							
Fluß	Station	Einzugs- gebiet [km <sup>2</sup> ]	Jahre der Abfluß- messung	Anzahl der Jahre	Bemerkungen, Korrekturfaktoren Verlängerung	verwendete zur	
<b>Vantaa</b>	Oulunkylä- Äggelby	1680	1946-1977 1981-1990	40			
<b>Kymijoki</b>	Piirtenviirta (Pernoon)	36535	1910-1915 1932-1940 1946-1977 1981-1990	53	drei Unterbrechungen		
<b>Neva</b>	Novo- saratovka	281000	1859-1940 1944-1984	121	nur bis 1984		

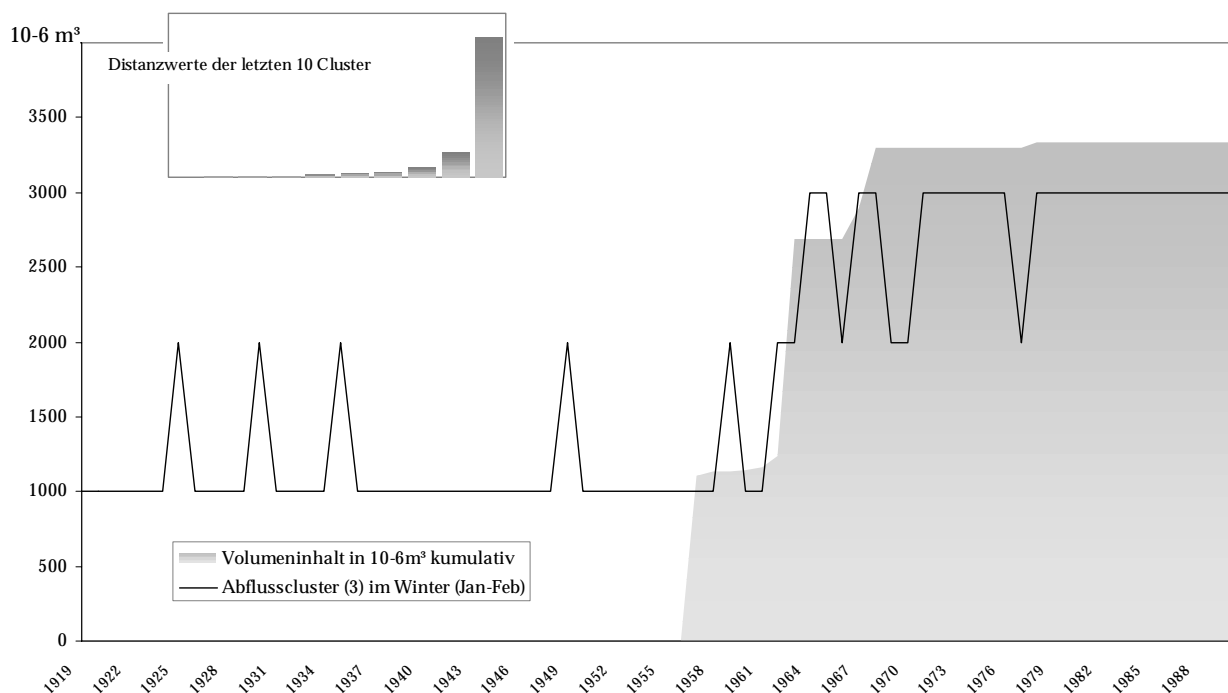
**Tab. 2.9:** Verwendete Zeitreihen des monatlichen Abflusses für das Kattegat.

<b>Kattegat</b>							
Fluß	Station	Einzugs- gebiet [km <sup>2</sup> ]	Jahre der Abfluß- messung	Anzahl der Jahre	Bemerkungen, Korrekturfaktoren Verlängerung	verwendete zur	
<b>Lagan</b>	Ängabäck	5480	1910-1990	80	oberhalb Mündung		
<b>Viskan</b>	As	2160	1909-1990	81			
<b>Nissan</b>	Fröslida	2421	1900-1949 1956-1990	84	eine Unterbrechung		
<b>Götälv, Klarälv</b>	Vänern	46886	1870-1990	120	Vänernsee		

### 2.3.2 Abflußänderungen als mittlere Abflußdifferenz nach dem Talsperrenbau

Um durch den Talsperrenbau ausgelöste erhöhte Winterabflüsse zu erkennen, wurden die Januar- und Februarabflüsse einer Zeitreihe jeweils einer Clusteranalyse unterzogen. Damit sollten die Pegelwerte in Klassen wie geringe, mittlere und hohe Winterabflüsse unterteilt, und Änderungen damit leichter sichtbar werden. Die mittels des Programmsystems SPSS durchgeführten Clusteranalysen verwendeten die quadrierte euklidische Distanz als Abstandsmaß und die Ward-Methode als Vorgehensweise zur Agglomeration der Gruppen. Für die Anzahl der sinnvollen Unterteilungen gaben die Distanzwerte der letzten zehn Cluster den Ausschlag. Steigen diese gegen Ende abrupt an, ergibt sich die Anzahl der zu wählenden Cluster aus der Zahl der folgenden Distanzwerte ab der entsprechenden Anstiegsstelle (BROSIUS, 1998).

Aus dem Verlauf der Abflußcluster im Winter und dem kumulativen Anstieg der Talsperrenkapazität im dazugehörigen Einzugsgebiet war der Beginn des Regulierungseffektes zeitlich recht genau zu fixieren. Beispielhaft soll dieses Vorgehen für den Umeälv demonstriert werden (Bild 2.14). Entsprechend dem Verhalten der letzten Distanzwerte aus der Agglomerationstabelle der Clusteranalyse (obere kleine Grafik) bieten sich drei Klassen an, die Winterabflüsse zu beschreiben. Fast zeitgleich mit einer deutlichen Zunahme des Talsperrenvolumens treten ab 1962 erhöhte Winterabflüsse auf. Ebenfalls ist aber zu erkennen, daß die erste Ausbaustufe bis zu einem Talsperreninhalt von etwa 1200 Mio m<sup>3</sup> noch keinen signifikanten Einfluß auf das Abflußverhalten zu haben scheint. Erst in der gemeinsamen Betrachtung von Speicherausbau und Abfluß lassen sich demnach die Zeitreihen verhältnismäßig sicher in einen regulierten und einen unregulierten Teil aufteilen.

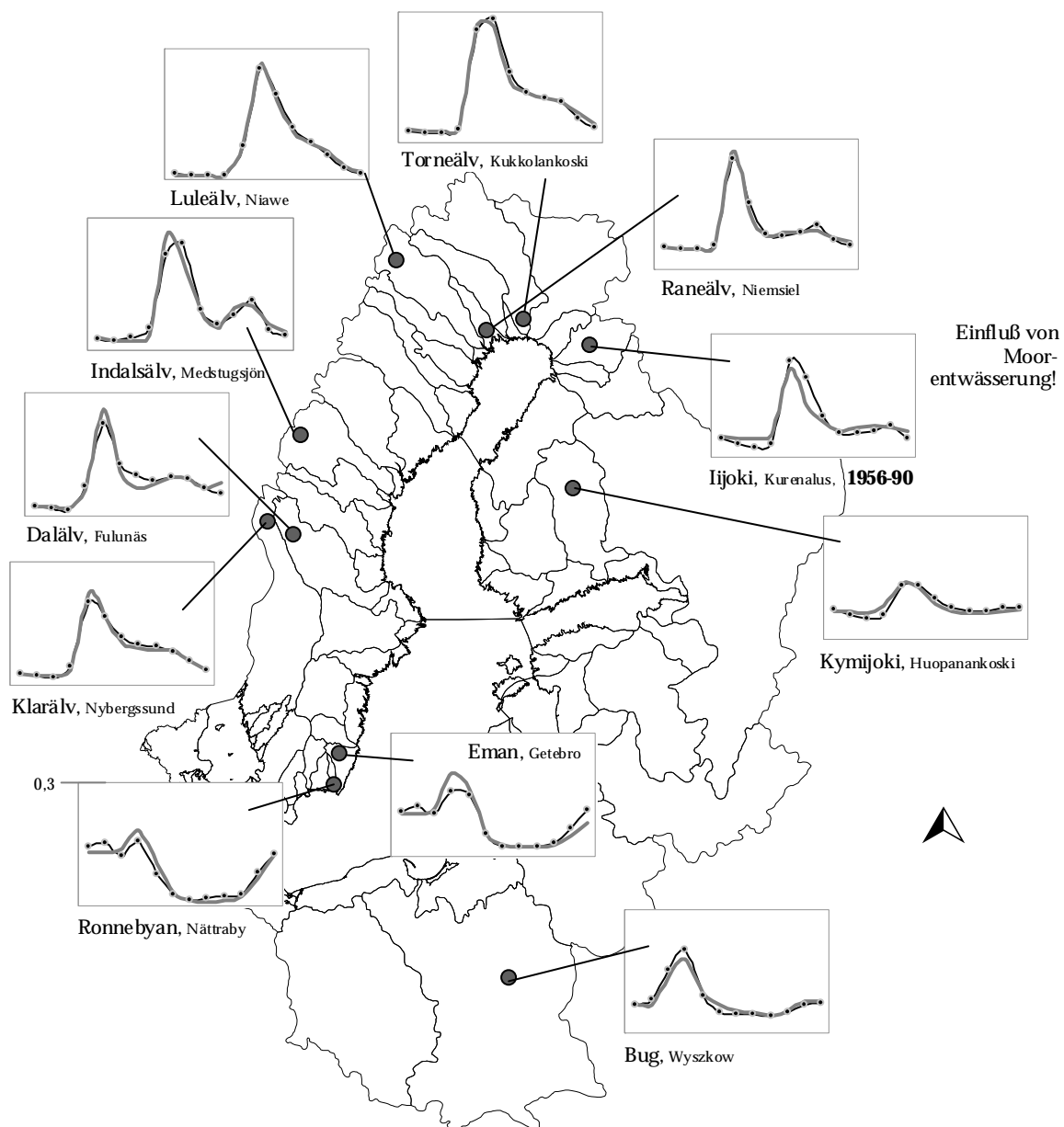


**Bild 2.14:** Speicherausbau (kumulativ) und Abflußcluster (3) am Umeälv.

Wird allerdings eine Änderung des Abflußverhaltens durch den Einfluß von Talsperren angenommen, müßte der mittlere innerjährliche Abflußgang an Meßstationen mit nicht ausgebautem Einzugsgebiet über das gesamte Ostsee Einzugsgebiet über zwei Normalperioden unverändert bleiben. Damit können durch Klimaschwankungen ausgelöste Fehler weitgehend ausgeschlossen werden. Bild 2.15 stellt daher ausgewählte Abflußpegel

mit dahinterliegendem unausgebautem Einzugsgebiet dar. In den Diagrammen wird der jeweilige mittlere jährliche Abflußgang der Normalperioden 1931-60 und 1961-90 gegenübergestellt. In den nördlichen Einzugsgebieten der Ostsee können keine geänderten Abflußkurven festgestellt werden. Im südlichen Ostseeraum modifizieren dagegen Landnutzungsänderungen geringfügig den Kurvenverlauf in den beiden Vergleichsperioden.

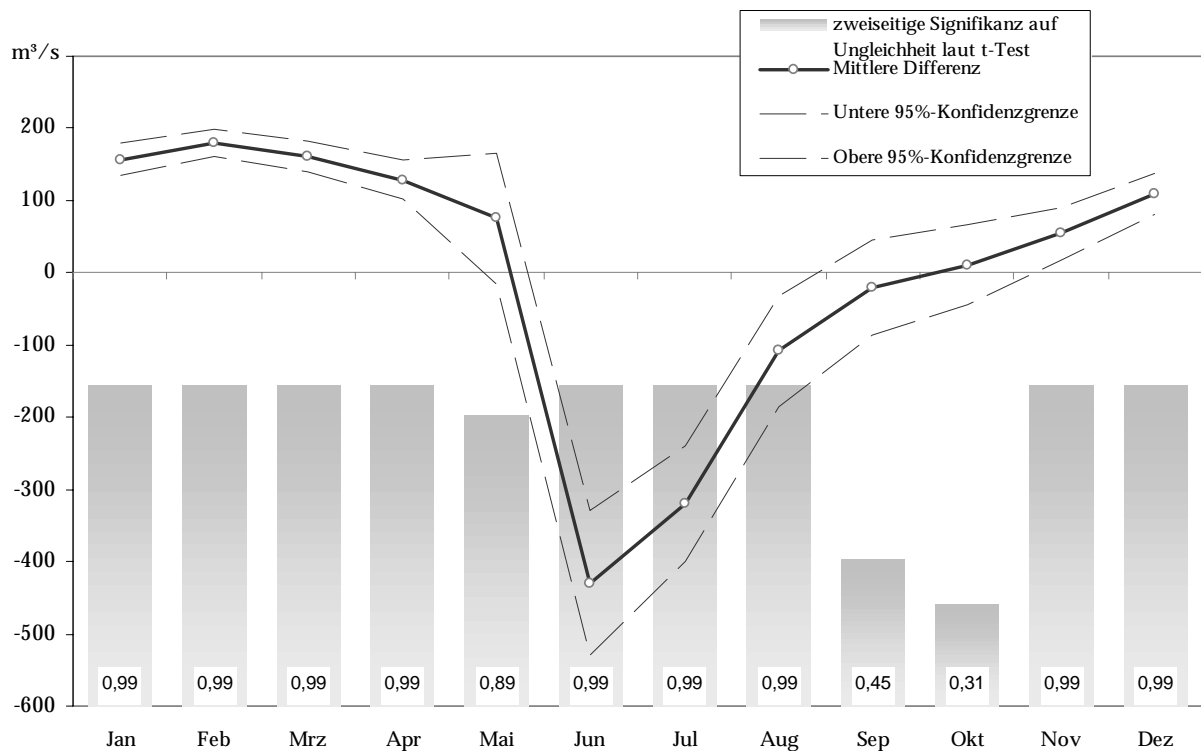
Die Differenzen der geänderten Monatsabflüsse regulierter Flüsse vor und nach dem Talsperrenbau wurden durch Mittelwerttests über die jeweilige „natürliche“ und regulierte Monatsreihe gebildet. Hierbei kann die anthropogene Änderung des saisonalen Abflusses quantitativ erfaßt und beurteilt werden, ob der Abfluß eines Monats nach dem Bau von Talsperren nicht nur zufällig höher oder niedriger ausfällt. Dies geschieht aber unter der Annahme einer einzigen Änderung der jahreszeitlichen Flußwasserzufuhr nach dem Bau einer gewissen Anzahl von Talsperren.



**Bild 2.15:** Abflußregime unregulierter Flußläufe im Ostsee-einzugsgebiet in den Normalperioden 1931-60 (dünn, gepunktet) und 1961-90 (dick).

Zuvor mußten die Monatsabflüsse auf einheitliche Jahressummen normiert werden, um Fehler durch zeitliche Inkonsistenzen im jährlichen Gesamtabfluß auszuschließen. Hierfür wurde der mittlere jährliche Abfluß bei Talsperreneinfluß gewählt. Bei den folgenden Tests jeder Monatsreihe (unregulierter und regulierter Zeitabschnitt) auf Normalverteilung waren von 828 Fällen 48 (5,8 %) bei einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 0,05 nicht signifikant normalverteilt. Diese wenigen Monatspaare ließen sich von der weiteren Betrachtung ausschließen, für das restliche Datenkollektiv wurden die entsprechenden Mittelwerttests (t-Tests) durchgeführt.

Als Ergebnisse standen für jeden Fluß Grafiken wie in Bild 2.16 zur Verfügung (Beispiel Umeälv - für die weiteren Flüsse wird auf die im Anhang befindliche CD-ROM verwiesen). Die schwarze Linie zeigt die Änderungen der Monatsabflüsse gegenüber dem „natürlichen“ Abfluß im entsprechenden 95%-Konfidenzintervall. Für jeden Monatswert ist das entsprechende zweiseitige Signifikanzniveau für den Test auf Ungleichheit angegeben. Nur signifikant geänderte Monatsabflüsse wurden in die nachfolgende Bilanzierung der Abflußänderung durch den Talsperrenbau einbezogen.



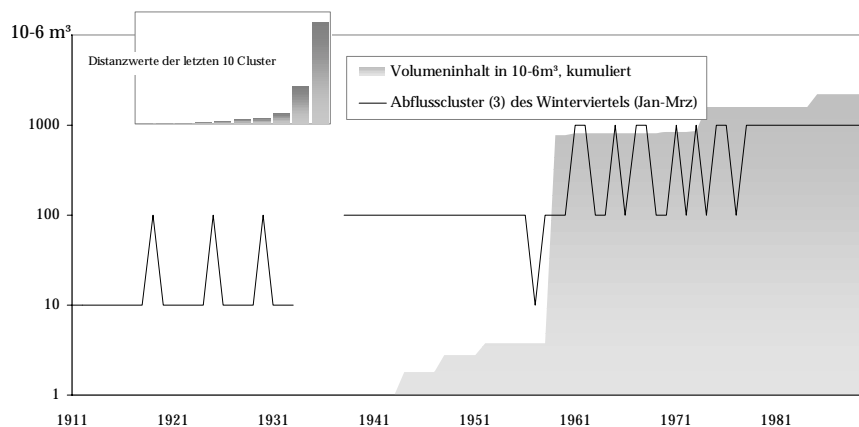
**Bild 2.16:** Abflußdifferenzen der Monate zwischen den normierten Zeitabschnitten - Umeälv; 1962-90/1919-61.

Eine andere, hier nicht weiter verfolgte Variante, Unterschiede im Abflußverhalten nach einsetzender Speicherbewirtschaftung festzustellen, hätte darin bestehen können, den natürlichen Abfluß mit Hilfe des Niederschlags und anderen meteorologischen Größen wie Temperatur und Höhe der Schneedecke zu simulieren (CARLSSON & SANNER, 1994 für die Bottenwiek und Teile der Bottensee). Auch hier erhielten die Autoren das mittlere geänderte Abflußverhalten im Falle eines Talsperrenbaus als Ergebnis.

Anhand des Umeälv wurde das oben beschriebene Verfahren, mittlere Abflußdifferenzen vor und nach der Regulierung eines Flusses zu erkennen und zu quantifizieren, für ein recht ideales Beispiel beschrieben.

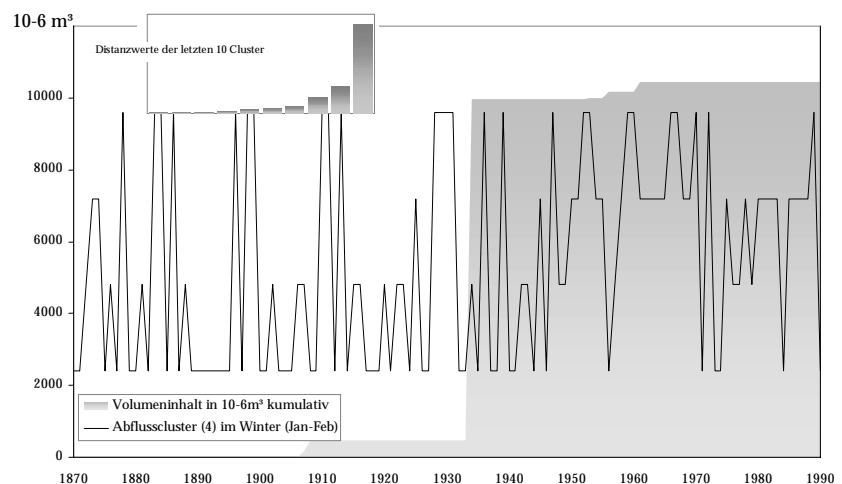
Bild 2.17 zeigt die zeitliche Entwicklung des winterlichen Abflusses für ein benachbartes Einzugsgebiet des Umeälvs, das des Skellefteälvs. Hier beeinflusst bereits ein geringer Speicherausbau (logarithmisch dargestellt) den Abflußgang. Durch den ansteigenden Winterabfluß sind zwei Ausbaustufen (1938-60 und 1961-90) zu kennzeichnen. Diese würden bei alleiniger Betrachtung des zunehmenden Talsperrenvolumens zumindest nicht zeitlich korrekt auffallen. Hier zeigen sich vorerst die Vorteile des obigen Verfahrens, einen Speichereffekt im Abfluß deutlich zu erkennen.

Bild 2.18 stellt dagegen dessen Unschärfe dar. Im Abflußgang des Götaälvs am Auslaß des Vänernsees lassen sich frühestens ab 1950, also deutlich nach der Inbetriebnahme des Vänernsperrwerkes, Zeichen einer anthropogenen Abflußveränderung finden. Diese zeigt sich nicht sehr prägnant. Vielmehr kann man ein anderes wesentliches Merkmal des innerjährlichen Abflußganges sehen. Die Winterabflüsse schwanken beim Götaälvs auch vor der Regulierung zwischen höheren und niedrigeren Werten. Diese natürliche Variabilität ist Teil des Abflußsystems, kann aber ebenfalls durch den Menschen modifiziert werden. Sie geht bei Betrachtungen über mittlere Zustände, wie etwa mittlerer Zustand vor und nach der Flußregulierung, verloren. Im dritten Teil dieser Arbeit wird jene Variabilität des Abflußganges daher stärker im Mittelpunkt stehen.



**Bild 2.17:** Speicher- ausbau (kumulativ, logarithmisch) und Abflußcluster (3) Skellefteälvs.

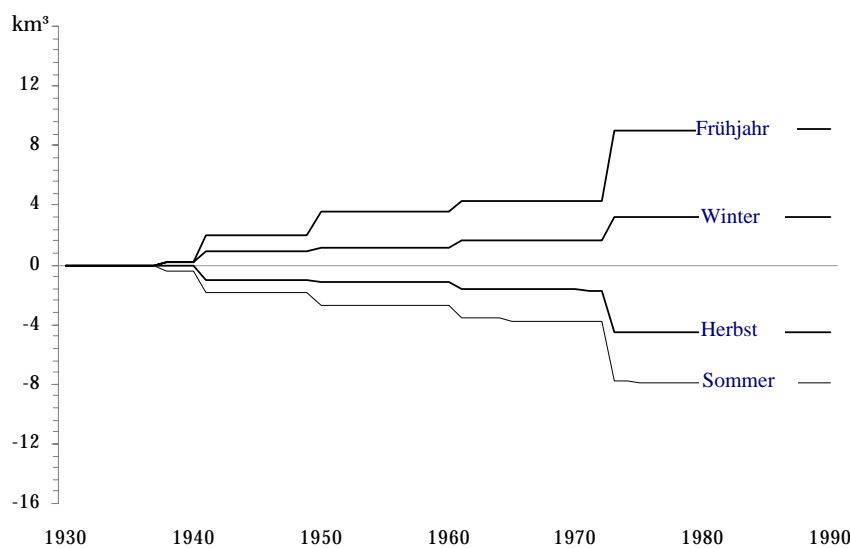
**Bild 2.18:** Speicher- ausbau (kumulativ) und Abfluß- cluster (4) Götaälvs.



In diesem Kapitel werden aber zunächst noch die Änderungen des jährlichen Abflußverhaltens aufgrund der mittleren Abflußdifferenzen vor und nach dem Talsperrenbau betrachtet. Die für jeden Fluss erhaltenen monatlichen Änderungsbeträge wurden zum gemessenen mittleren Abfluß bei Talsperreneinfluß summiert. Somit konnte der monatliche quasi natürliche Abfluß für die Ostseezuflüsse ab etwa 1950-60 geschätzt werden.

Da in einigen Einzugsgebieten durch die fehlende Normalverteilung oder nicht signifikante Differenzen aber kaum Änderungen in jedem Monat zu konstatieren waren, erschien es sinnvoll, das durch den Talsperreneinfluß geänderte innerjährliche Abflußverhalten nur auf saisonaler Skala, den hydrologischen Jahreszeiten, darzustellen.

Aufgrund der summierten Änderungsbeträge ließen sich für das Einzugsgebiet der Bottenwiek durch die Talsperrenbewirtschaftung folgende jahreszeitlich zunehmenden oder abnehmenden Zuflüsse in die Ostsee feststellen (Bild 2.19): Deutlich sichtbar sind die erhöhten Winter- und Frühjahrsabflüsse zur Zeit der überwiegenden Wasserkraftgewinnung. Dieser Effekt höherer Winter- und Frühjahrsabflüsse kann ebenso im Einzugsgebiet der Bottensee beobachtet werden (Bild 2.20). In Bottenwiek und -see fallen auch tatsächlich die erkennbaren Änderungen im Jahresverlauf des Abflusses infolge der Talsperrenbewirtschaftung am deutlichsten auf (siehe auch: CARLSSON & SANNER, 1994 und EHLIN & ZACHRISSON, 1974 sowie Bild 2.21).



**Bild 2.19:** Mittlere jahreszeitlich geänderte Beträge [in km<sup>3</sup>] der Flußwasserzufuhr in die Bottenwiek seit dem Talsperrenbau.

**Bild 2.20:** Mittlere jahreszeitlich geänderte Beträge [in km<sup>3</sup>] der Flußwasserzufuhr in die Bottensee seit dem Talsperrenbau.

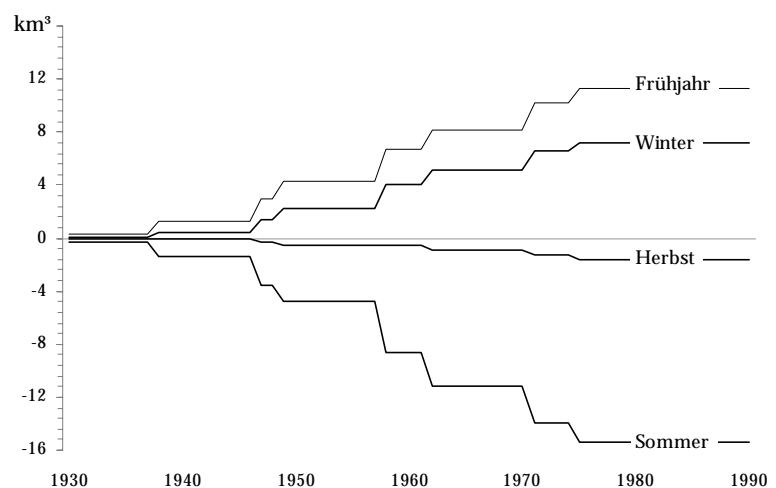
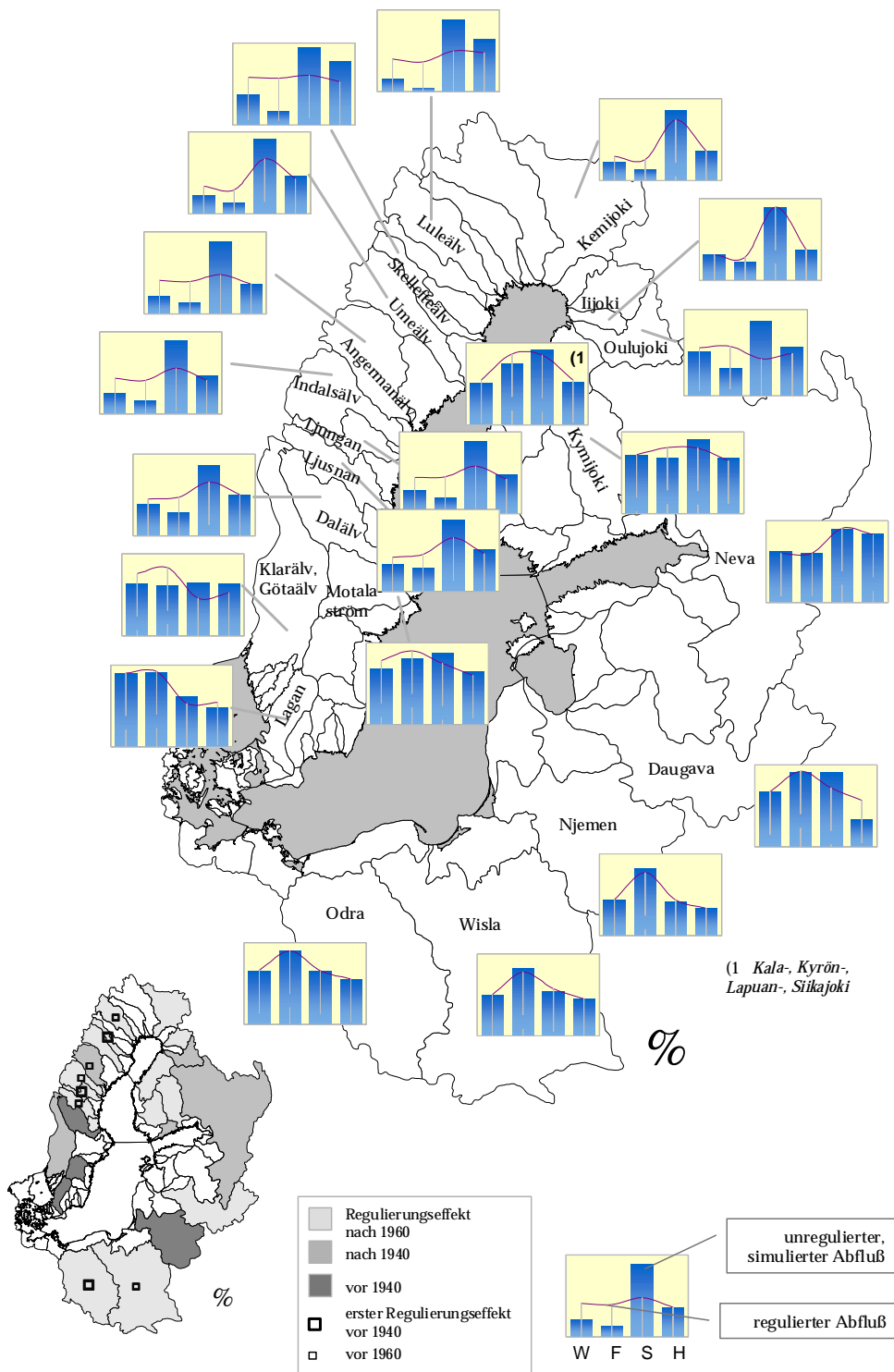


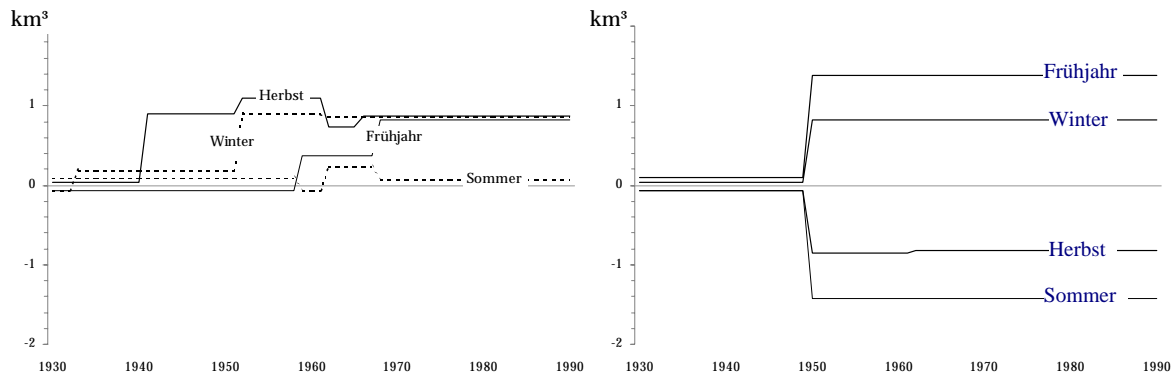
Bild 2.21 stellt den beobachteten, regulierten Abflußgang (Linie) von durch Talsperren beeinflussten Ostseezuflüssen und den aufgrund der Änderungsbeträge zum historischen unregulierten Abflußgang geschätzten, quasi-natürlichen Abflußgang (Balken) gegenüber.



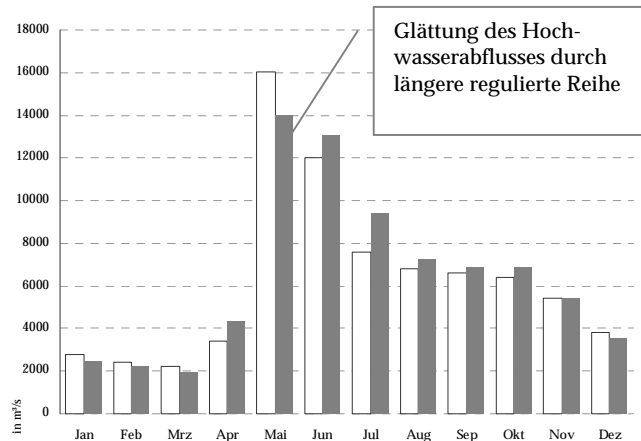
**Bild 2.21:** Geänderter mittlerer Jahrgang der Zuflüsse zur Ostsee nach der Abflußregulierung durch Talsperren. In der Karte werden die jahreszeitlichen Unterschiede des Abflusses vor (Balken) und nach dem stärksten Speicherausbau (Linie) gezeigt. Sie stellen jedoch lediglich mittlere anzunehmende Differenzen dar.

Die in Bild 2.22 dargestellten talsperrenbedingten Änderungen der saisonalen Flußwasserzufuhr zur Ostsee ergeben für das Kattegat plausible Werte. Sie werden für die Zentrale Ostsee und den Finnischen und Rigaer Meerbusen aber falsch eingeschätzt.

Grund hierfür ist, daß die Wasserkraftnutzung nicht so deutlich wie in den nördlichen Ostsee-einzugsgebieten überwiegt. An Oder und Wisla dienen die Speicherräume beispielsweise einer zusätzlichen Niedrigwasseraufhöhung im Sommer. Damit waren bereits die Abflußzeitreihen nur vage in regulierte und unregulierte Teile aufzutrennen. Die Bewirtschaftung eines geringen Talsperrenvolumens an zusätzlich abflußreichen Flüssen ließ zudem keine signifikant erscheinenden Unterschiede zwischen regulierten und unregulierten Reihen erkennen. Für solche Flüsse ist die vorgestellte Methode der Bildung mittlerer Differenzen des Abflußganges vor und nach dem Bau von Talsperren nicht sinnvoll anzuwenden. Hier muß vielmehr wieder auf die bereits oben angedeutete jährliche Variabilität des Abflußganges über mehrere Jahre geachtet werden.



**Bild 2.22:** Mittlere geänderte Beträge [in  $\text{km}^3$ ] der Flußwasserzufuhr in die Zentrale Ostsee mit Finnischen und Rigaer Meerbusen (links) und das Kattegat (rechts) seit dem Talsperrenbau.



Ein Vergleich mit dem Verlauf des unregulierten Abflusses nach Ergebnissen des HBV-Modells (CARLSSON & SANNER, 1994 & 1995) für die Bottenwiek und -see läßt dennoch die gerade vorgestellten Werte für den "natürlichen" Abfluß plausibel erscheinen (Bild 2.23).

**Bild 2.23:** Mit HBV für die Periode 1980-90 simulierter Abfluß (weiß; CARLSSON & SANNER, 1994 & 1995) und durch die Differenzenmethode geschätzter „natürlicher“ Abfluß (grau).

Zusammenfassend ergeben die bisherigen Schätzungen des Talsperreneinflusses auf die Flußwasserzufuhr zur Ostsee damit folgendes Bild: Während bis etwa 1970 in den drei Wintermonaten (Nov-Jan) ungefähr  $1100 \text{ km}^3$  Süßwasser über die Ostsee in die Nordsee flossen, waren es nach dem Bau der überwiegenden Anzahl der Talsperren etwa  $100 \text{ km}^3$  Süßwasser mehr, welche in dieser Zeit über das Kattegat abströmten. Folglich gelangen heute, nachdem die Flüsse reguliert wurden, in den Monaten November bis Januar 7 bis 8% mehr Wasser von den Festlandsgebieten in die Ostsee und durch sie in die Nordsee. Ähnlich groß ist der Betrag in den Frühjahrsmonaten. Im Sommer und teilweise noch im Herbst fließt der Ostsee entsprechend weniger Wasser zu. In der Summe stellte sich durch die Bewirtschaftung von Talsperren die gesamte saisonale Verteilung des Süßwasserzustromes in die Ostsee um. Daraus resultierende Wirkungen auf die für die Sauerstoffversorgung der Ostsee wichtigen Salzwassereinträge sind nicht auszuschließen (MATTHÄUS & SCHINKE, 1998 & 1999). Kapitel 5 wird darauf näher eingehen.



### 3. Abflußregime als Monitoring-Tool für natürliche und anthropogene Wasserhaushaltsänderungen

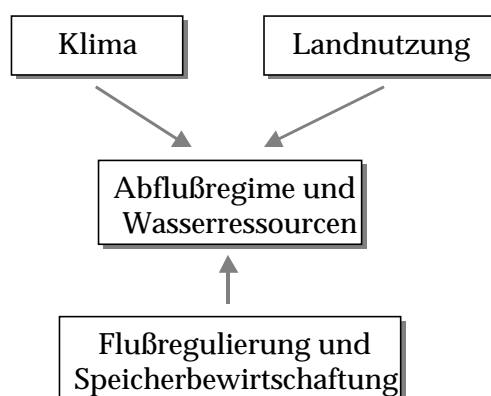
#### 3.1 Regimetypen des Abflusses im Einzugsgebiet der Ostsee

Die Auswirkungen der Talsperrenbewirtschaftung auf die Flußwasserzufuhr zur Ostsee lassen sich in ihrer Gesamtheit erst im Zusammenhang mit der längerfristigen Variabilität des jahreszeitlichen Abflußverhaltens verstehen. Anders als hydrometeorologische Variablen, wie Temperatur und Niederschlag, ist der innerjährliche Abflußgang aber eine schwieriger zu regionalisierende Größe. Studien zum globalen und regionalen Abfluß wurden oftmals lediglich unter Verwendung von Angaben zu jährlichen Wasserhaushaltsgrößen (BAUMGARTNER & REICHEL, 1975... weiter für die Ostsee: HELCOM - Water Balance of the Baltic Sea, 1986) ausgearbeitet. In Regionen intensiver Flußregulierungen ist jedoch auch die Kenntnis der regionalen Ausprägung des innerjährlichen Abflußverhaltens, ausgedrückt über das Abflußregime, recht bedeutsam. Mit diesem Wissen kann der den physisch-geographischen Randbedingungen entsprechende Abflußgang den anthropogen veränderten Wasserhaushaltsbedingungen gegenübergestellt werden.

Abflußregime können als Denkmodelle Aussagen über das jahreszeitliche Auftreten und die Stärke des höchsten und des niedrigsten Abflusses beinhalten (GRIMM, 1968) und erlauben es, den typischen Jahresgang des Abflusses eines Fließgewässers zu erkennen. Durch sie lassen sich unterschiedliche geographische Regionen mit einem einheitlichen Abflußgang auffinden. PARDE, 1933 und LVOVICH, 1945 nähern sich dem Problem der Abflußcharakterisierung, indem sie die genetischen Faktoren des saisonalen Abflußganges als Regimetypen herausarbeiten.

Wie anderswo, sind auch im Einzugsgebiet der Ostsee verschiedene geographische Regionen durch zeitiger oder später im Jahr auftretende Hochwässer geprägt. Die Abflußregime im Einzugsgebiet der Ostsee reichen von ozeanisch geprägten Regenregimen der westlichen Tieflandsflüsse mit fast gleichmäßigem Abfluß in allen Monaten, bis zu Ganglinien mit deutlichem Schneeschmelzhochwasser im kontinentalen und montanen Bereich Skandinaviens und Osteuropas.

Abflußregime als Ausdruck der saisonalen Verteilung des Abflusses sind also ein Abbild der klimatischen Einflußfaktoren im Einzugsgebiet. Hierbei gilt es zu beachten, daß der jahreszeitliche Abflußgang zwar im wesentlichen über das Klima, zusätzlich aber ebenfalls

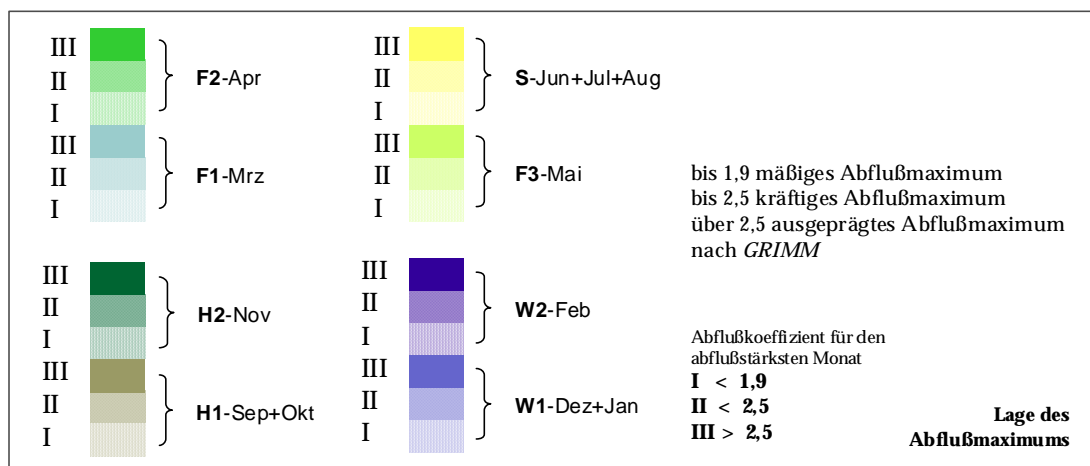
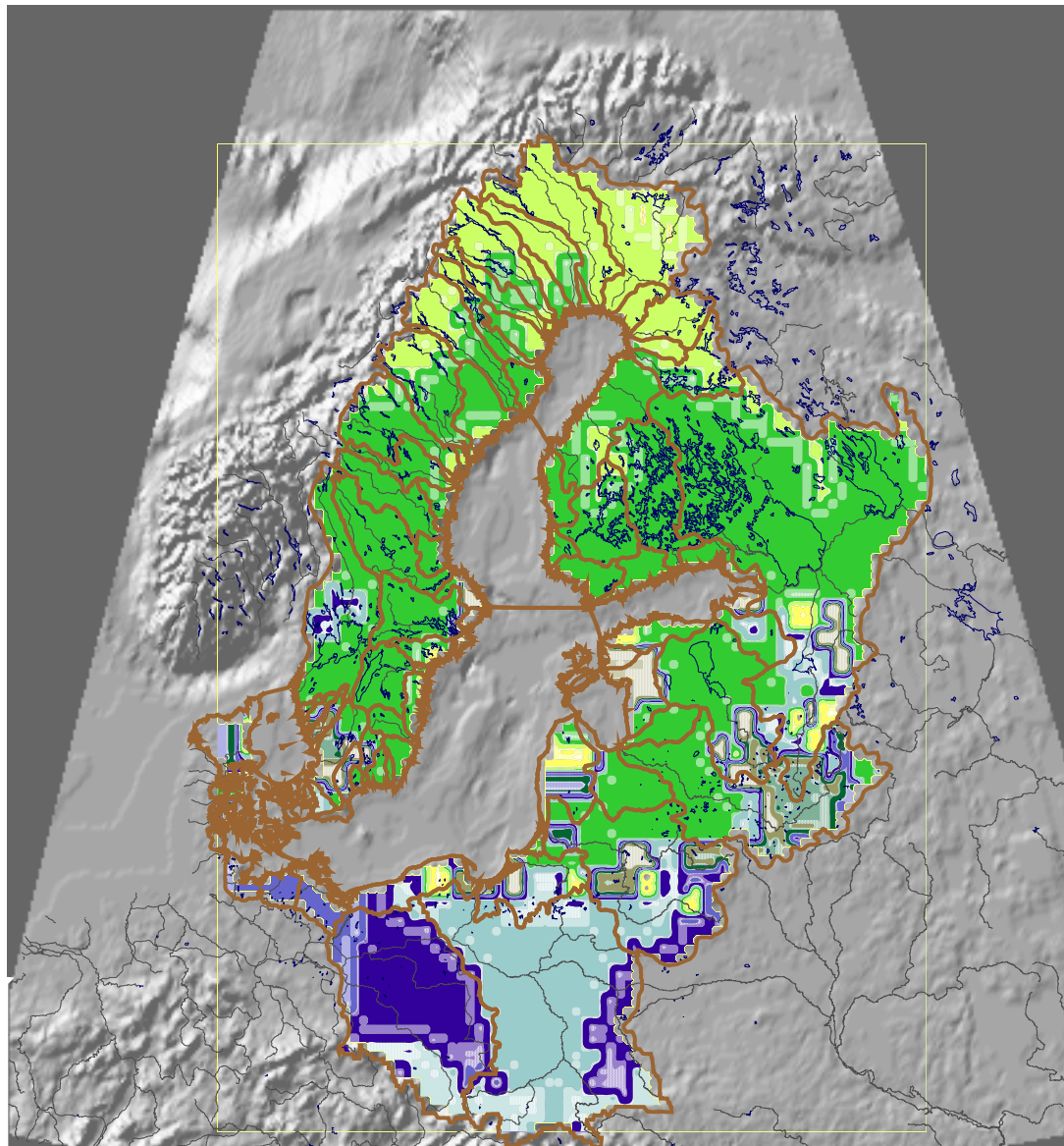


durch Landnutzungsverhältnisse sowie anthropogene Regelungs- und Steuerungsmechanismen beeinflusst wird (Bild 3.1). Flußausbau und Wasserkraftgewinnung, weitergehend auch Landnutzungsänderungen, können den klimatisch gesteuerten Jahresgang in ein anthropogenes Regime umprojizieren. In diesem sind nunmehr die natürlichen Klima- und anthropogene Regulations-einflüsse komplex enthalten.

**Bild 3.1:** Steuernde Faktoren für das Abflußverhalten (ARNELL, 1996).

Nach der Lage des Abflußmaximums und -minimums im jeweiligen Doppelmonat eines Jahres sowie dessen Stärke gliedert GRIMM, 1968 für Europa 55 Regimetypen und Subregime auf der Grundlage kleiner Einzugsgebiete mit autochthonem Abfluß aus. Die Arbeit GRIMMS zur Typisierung des Abflußganges europäischer Flüsse reiht sich in eine Folge mehrerer Arbeiten ein, die ebenfalls die Abflußregime im Ostseeraum beschreiben. Teile ihrer

Methodik sollen hier einer Rasterdarstellung der innerjährlichen Abflußverteilung im Einzugsgebiet der Ostsee dienen (Bild 3.2).



**Bild 3.2:** Abflußregime im Einzugsgebiet der Ostsee (1961-90), typisiert analog GRIMM, 1968 nach der Lage und Stärke des Abflußmaximums.

GRIMM unterscheidet in seiner Bearbeitung fünf Intensitätsstufen des Abflußmaximums, welche die Abflußkoeffizienten des jeweiligen Doppelmonats repräsentieren. Für einen detaillierteren Überblick über die Verteilung der Abflußregime im Einzugsgebiet der Ostsee wurden die 0,5°-Rasterfelder des monatlichen Abflusses der Periode 1961-90 aus Kapitel 2. 3 analog dieser Vorgehensweise von GRIMM, 1968 klassifiziert (ebenfalls Bild 3.2).

Der Zeitpunkt des Abflußmaximums liegt dabei in entweder zwei verwandten Doppelmonaten des Sommers, Herbstes oder Winters sowie drei des Frühjahrs. Die Intensität des Abflußmaximums wurde als Abflußkoeffizient  $c$  auf drei Klassen reduziert. Dieser stellt das Verhältnis des abflußstärksten Doppelmonats im Vergleich zum mittleren jährlichen Gesamtabfluß dar (Gleichg. (3.1)):

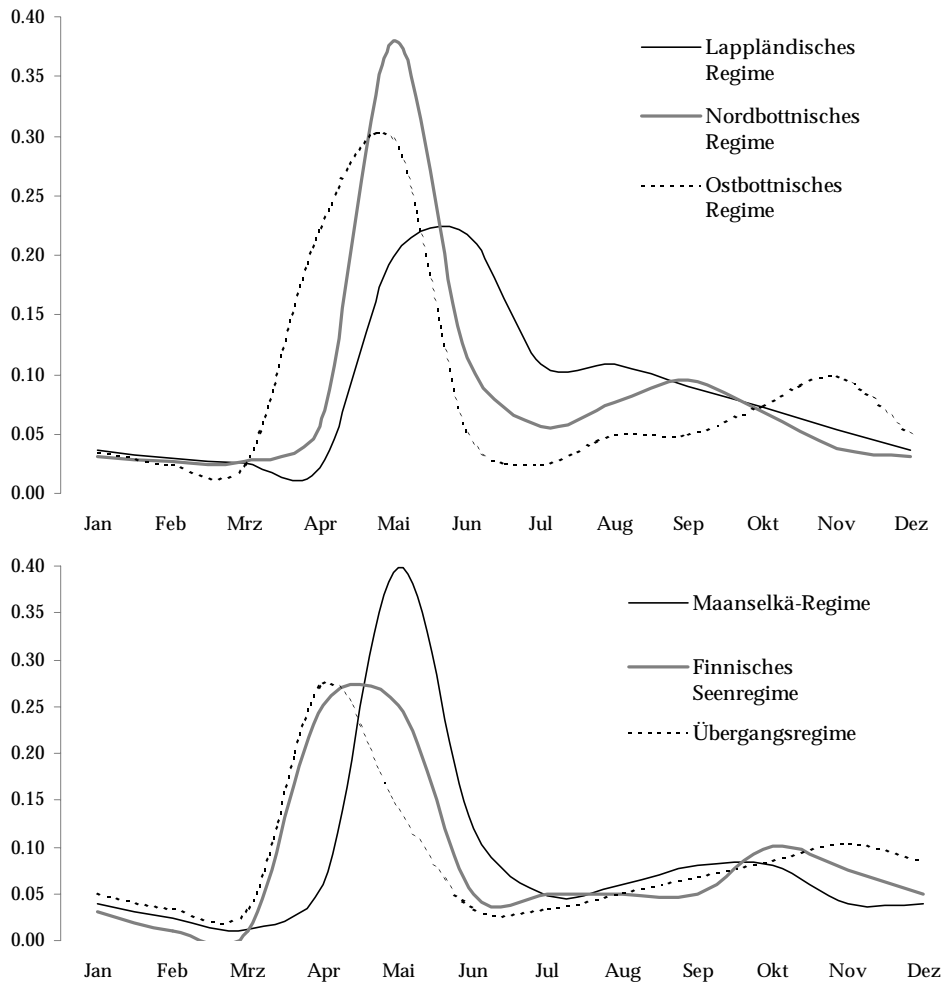
$$c = \frac{MQ_{\text{Doppelmonat}}}{MQ_{\text{Jahr}}} \quad (3.1)$$

Die jeweiligen Koeffizienten bedeuten nach GRIMM, 1968 für Werte bis 1,9 ein mäßiges Abflußmaximum. Regionen mit solchen Abflußmaxima weisen Regen- und Schneeschmelzhochwässer mit allerdings relativ ausgeglichenem Jahresgang auf. Dieser ist in fast jedem Jahr anders ausgeprägt. Abflußkoeffizienten bis 2,5 und über 2,5 charakterisieren kräftige und ausgeprägte Abflußmaxima, wie sie für Schneeschmelzhochwässer im Mittelgebirge und osteuropäischen Raum typisch sind.

Betrachtet man Bild 3.2, fällt auf, daß im Großteil des Ostsee-einzugsgebietes ausgeprägte Schneeschmelzmaxima des Abflusses im April und teilweise Mai dominieren. Von der südwestlichen Ostseeküste über das Einzugsgebiet der Oder bis in den Südosten kann man bei zunehmender Kontinentalität beobachten, wie sich das Abflußmaximum später in das Jahr verlagert. Mit diesem Wechsel geht eine Erhöhung der Abflußkoeffizienten einher, die jährlichen Hochwässer tragen zum größten Teil des jährlichen Abflusses bei. Im Tiefland fallen diese Maxima bei plötzlich einsetzender Schneeschmelze stärker auf als im polnischen Mittelgebirge, wo sich die Schneeschmelze über mehrere Monate hinauszögert. Die verwendeten Klimadaten aus Kap. 1.3 induzieren bei der Abflußmodellierung im kontinental geprägten östlichen Daugava-Einzugsgebiet Novemberabflußmaxima. Wenngleich sekundäre Herbstmaxima östlich der Wisla nicht untypisch sind (GRIMM, 1968), handelt es sich hierbei um einen Fehler durch geringfügig zu hohe Eingangsdaten des Niederschlags im Oktober-November. Hierdurch wird das eigentliche Märzmaximum leicht unterhalb eines sonst sekundären Herbstmaximums verringert. Wenngleich das eigentliche Maximum hier regional begrenzt nicht korrekt gefunden wird, ist der typische Jahresgang des Abflusses in den Modelldaten aus Kap. 1.3 visuell weiterhin ausreichend zu erkennen.

Erste Vorschläge, skandinavische Abflußregime auszugliedern, gehen auf KUPRIYANOV, 1960 zurück. KUPRIYANOV's Regimetypen sind nach LVOVICH'schen Kriterien (Regen-Schneeschmelz-, Grundwassertyp) genetisch klassifiziert. MELIN, 1970 folgt dagegen der PARDESchen Schule und scheidet auf der Grundlage dreißigjähriger Abflußreihen neun hydrologische Regime in Skandinavien aus. Allerdings variieren Abflußmaxima und -minima recht stark innerhalb dieser Regimeklassen.

Monatliche Abflußwerte und Informationen über Boden, Vegetation und Hypsometrie lassen TOLLAN, 1975 zu einer wesentlich detaillierteren hydrologischen Gliederung Skandinaviens kommen. Ebenso verknüpft SOLANTJE, 1975 physisch-geographische Charakteristika und Abflußmeßwerte zu einer Regimetypisierung Finnlands. Die sechs erhaltenen Regime gliedern sich in ein Lappländisches Regime, ein Ostbottnisches Regime und Nordbottnisches Regime, das Maanselkä-Regime sowie ein Finnisches Seenregime und ein Übergangsregime auf (Bild 3.3):



**Bild 3.3:** Abflußregime im nördlichen Finnland (nach SOLANTJE, 1975).

GOTTSCHALK ET AL., 1979 schließen ihre Studien zu den hydrologischen Regionen Skandinaviens an die methodischen Vorarbeiten TOLLANS, 1975 sowie SOLANTJES, 1975 an. Grundanliegen der hierbei angestrebten hydrologischen Regionalisierung ist es, physisch-geographische homogene Einzugsgebiete und abhängige hydrologische Systemantworten zu verknüpfen. Die von einer Arbeitsgruppe der Minister der nordischen Länder (Physiographic regionalization of the Nordic countries, zit. in: GOTTSCHALK ET AL., 1979) vorgenommene physisch-geographische Gliederung Skandinaviens bildete die Grundlage, um repräsentative Abflußmeßreihen für den nordeuropäischen Raum auszuwählen. Damit bilden die von GOTTSCHALK ET AL., 1979 vorgestellten Abflußregime letztendlich eine Synthese aus der Lage und Stärke des Abflußminimums- sowie -maximums, welche entsprechenden physisch-geographischen Raumeinheiten zugewiesen wurden.

Im Sinne der von GRIGG, 1965 u. 1967 angemahnten geographischen Objektbildung kombinieren diese Abflußregime solche sonst schwer miteinander darstellbaren Faktoren wie Temperatur, Niederschlag, Relief sowie in skandinavischen Einzugsgebieten Variationen durch Größe und Anzahl von Seen und Mooren. Die von GOTTSCHALK ET AL., 1979 ausgegliederten fünf Regimetypen stellen somit einen weit gediehenen Vorschlag zur hydrologischen Raumgliederung Skandinaviens dar. Gleichwohl bilden sie den Ausgangspunkt für zahlreiche instruktive weiterführende Arbeiten auf diesem Gebiet, besonders von KRASOVSKAIA & GOTTSCHALK (KRASOVSKAIA & GOTTSCHALK, 1992, '93, '94, '97).

Diese finden im Rahmen des europäischen Forschungsprogrammes "Flow Regimes from International Experimental and Network Data (FRIEND)" ihren vorläufigen Abschluß (ARNELL ET AL., 1993; KRASOVSKAIA ET AL, 1994). Damit werden heute folgende acht natürliche Regimetypen für das Einzugsgebiet der Ostsee ausgegliedert:

### **Typusregime im Ostseeinzugsgebiet** (KRASOVSKAIA, ARNELL & GOTTSCHALK, 1994)

#### **North Scandinavian Regime**

Schneesmelzregime mit deutlichem Frühjahrs- oder Frühsommermaximum. Durch Zufrieren des Flußlaufes im Winter klar abgegrenztes saisonales Abflußminimum. Schneeschmelzregime zeigen im allgemeinen eine hohe Stabilität, selbst über lange Zeitreihen.

#### **Mountain Regime**

Schneesmelzregime mit deutlichem Frühjahrs- oder Frühsommermaximum sowie winterlichem Niedrigwasserabfluß. Das Maximum fällt nicht ganz so stark aus wie beim North Scandinavian Regime. Der Regimetyp tritt im skandinavischen Hochgebirge ab 500 m Höhe auf. Der nivale Subtyp ist gegenüber dem glaziären Subtyp durch ein zeitigeres Frühjahrshochwasser gekennzeichnet. Beim glaziären Subtyp tritt dieses erst im frühen Sommer auf. Gebirgsregionen mit höheren Sommertemperaturen können ein zweites Sommer- oder Herbstminimum aufweisen.

#### **Northern Inland**

Skandinavisches und Zentraleuropäisches Regime mit Regenabflußmaximum im Herbst und zweitem Schneeschmelzmaximum im Frühjahr. Der Niedrigwasserabfluß im Winter ist durch Schneerücklage und Eisbedeckung bedingt.

#### **Baltic Regime**

Regime im kontinental geprägten osteuropäischen Tiefland mit starkem Abflußmaximum im Frühjahr durch Schneeschmelze. Ein zweites Hochwasser wird durch Niederschläge im Herbst ausgelöst. Das Abflußminimum liegt im verdunstungsstarken Sommer.

#### **Southern Inland**

Südskandinavisches Regime mit Doppelmaximum im Herbst und Frühjahr durch Regen und Schneeschmelze. Das Abflußminimum tritt ebenfalls zweigeteilt im Winter durch Eisbedeckung und im Sommer durch Evapotranspirationsverluste auf.

#### **Atlantic Regime**

Abflußregime des temperierten, ozeanisch geprägten Europas. Die Hochwässer sind eng an die erhöhten zyklonalen Niederschläge im Winter gebunden, die Niedrigwässer fallen mit dem sommerlichen Temperatur- und Verdunstungsmaximum zusammen. Aufgrund der engen Bindung an den Niederschlag ist dies ein Regimetyp mit großer jährlicher Variabilität der Höhe und spezifischen Lage von Abflußmaximum und -minimum. Eventuell auszuscheidende Subtypen sind deshalb zeitlich instabil. Bereits kleine Änderungen in der Wasserhaushaltsbilanz zwischen Niederschlag und Verdunstung können einen Regimewechsel verursachen. Eine gewisse Konstanz in dieser Hinsicht zeigen lediglich Einzugsgebiete mit hoher Grundwasserspeisung oder Seenanteil.

### **Übergangsregime**

#### **North Scandinavian Inland Regime**

Schneesmelzregime wie North Scandinavian Regime mit Tendenz zu einem zweiten sommerlichen Abflußminimum.

#### **Baltic Inland Regime**

wie Baltic Regime, aber ohne zweites Abflußmaximum im Herbst.

### 3.2 Zeitlicher Wandel - Abflußregime als aufeinanderfolgende Systemzustände

Klassische Arbeiten von PARDE, 1933, LVOVICH, 1945 und GRIMM, 1968 beschreiben Abflußregime statisch als mittleres innerjährlicher Durchflußverhalten an Pegeln eines einheitlichen Naturraumes. In Form typisierter Systemzustände können diese aber auch als Monitoring-Tool zur Bewertung von natürlichen wie anthropogenen Abflußveränderungen in Raum und Zeit dienen. Da Abflußregime ein Produkt des Klimas darstellen, reagieren Lage und Stärke der innerjährlicher Abflußcharakteristika, wie Hochwasser- und Trockenperioden, intensiver auf mögliche Klimaänderungen. Gleichfalls bewirken Flußausbau und Flußregulierung sowie Landnutzungsänderungen eher eine Umverteilung des innerjährlicher Abflusses als geänderte Jahresabflußbilanzen. Damit weisen weniger das Abflußvolumen als dessen innerjährliche Verteilung auf mögliche Veränderungen in einem Einzugsgebiet hin.

Bisherige Ansätze zur Regimetypisierung gehen von meist langjährigen Mittelwerten einer Abflußreihe aus, unterdrücken somit die Variabilität innerhalb einzelner Jahre. PARDE weist aber bereits 1933 auf die etlichen Regimetypen charakteristisch innewohnenden Schwankungen über mehrere Jahre hin. KRASOVSKAIA, 1997 schlägt daher vor, entgegen dem bisherigen Verfahren Regimetypen nicht nur regional, sondern zusätzlich innerhalb jährlicher Zeitreihen auszuweisen.

Der Erkenntnisgewinn bei dieser Sichtweise wird am Beispiel der Flußregulierung deutlich. Durch die Errichtung von Talsperren soll im allgemeinen der mit Extremen wie Hochwässern behaftete natürliche Jahresgang des Abflusses in einen anthropogen vergleichmäßigten Abfluß geändert werden. Die Regulierungsvorgaben orientieren sich dabei an den zeitlichen Nutzungsansprüchen des Wasserdargebots.

Räumlich verteilte Speicherräume können sich aber ebenfalls in einer erhöhten Wiederkehrwahrscheinlichkeit ein und desselben regulierten Abflußganges äußern (AURADA, 1998). Interpretiert man daher das innerhalb einzelner Jahre wechselnde Abflußverhalten eines Flusses zusätzlich als verschieden realisierte Systemzustände, ermöglichen sich Aussagen, inwiefern die Regulation des Abflusses in einem Einzugsgebiet dessen Jahresgang in eine ebenfalls anthropogen gesteuerte Variabilität zwingt.

#### 3.2.1 Quantitative Ansätze zur Klassifizierung von Abflußregimen

Klassifizieren und Regionalisieren gelten als grundlegende geographische Arbeitstechniken. Diese sollen:

- geographische Objekte benennen,
- die Weitergabe von Information ermöglichen und
- zu generalisieren erlauben (GRIGG, 1965 & 1967).

Um der Aufgabe als Monitoring-Tool gerecht zu werden, muß die Klassifikation der Abflußregime ausgehend von qualitativ-genetischen Eigenschaften hin zu rein quantitativen Merkmalen entwickelt werden. Da die Regimetypen nunmehr eine Indikatorfunktion für die klimatische oder anthropogene Entwicklungstendenz im Geosystem haben sollen, müssen sie zunächst losgelöst von derartigen Faktoren allein nach dem Jahresgang von Meßpegeln unterteilt werden.

Eine von KRASOVSKAIA, 1997 über das Entropiekonzept entwickelte quantitative Zuordnungsmethode faßt die monatlichen Abflußkoeffizienten eines Jahres als geometrische Interpretation von Eintrittswahrscheinlichkeiten auf. Damit kann aus den realisierten Wahrscheinlichkeiten des beobachteten Abflußgangs und den Wahrscheinlichkeiten des theoretischen Regimetyps eine wahrscheinlichkeitsbasierte Klassifizierung vorgenommen werden. Die Entropie dient dabei als Funktion der Unähnlichkeit. Diese Herangehensweise entspricht dem Verfahren der Minimum-Kreuz-Entropie nach KULLBACK & LEIBLER, 1951 und besagt, inwieweit der beobachtete Jahresgang einem vordefinierten zuzuordnen ist.

Eine andere Herangehensweise wählten HAINES, FINLAYSON & MCMAHON, 1988. Für die von ihnen vorgestellte globale Regimeklassifikation testeten sie verschiedene Ähnlichkeitsmaße und Agglomerationsverfahren der hierarchischen Clusteranalyse hinsichtlich ihrer Relevanz für die hydrologische Regionalisierung. HAINES ET AL., 1988 versuchten, den Verlauf monatlicher Abflußkoeffizienten einzelner australischer Meßstationen mit unterschiedlichen Cluster-Verfahren an eine bestehende Klassifikation australischer Flüsse anzupassen.

Die bei der Clusteranalyse verwendeten Standardverfahren wie die quadrierte Euklidische Distanz als Ähnlichkeitsmaß und die Ward-Methode sowie das Linkage zwischen Gruppen als Agglomerationsmethode erwiesen sich bei dieser Fragestellung als inkonsistent, oder sie schieden Gruppen mit großer innerer Varianz aus. Letztlich zeigte sich für die Regionalisierung hydrologischer Datensätze, daß die Verwendung des Cosinus

$$\text{Ähnlichkeit}(x, y) = \frac{\sum_i(x_i y_i)}{\sqrt{(\sum_i x_i^2)(\sum_i y_i^2)}} \quad (3.2)$$

als Ähnlichkeitsmaß (Gleichg. (3.2)) und das Linkage innerhalb der Gruppen als Vorgehensweise zur Agglomeration am zweckmäßigsten sind. Die Autoren konnten mittels dieser von ihnen gewählten Methode auf globaler Ebene 900 von 913 Flüssen korrekt entsprechenden Korrespondenzklassifikationen zuordnen.

Im folgenden soll daher versucht werden, den durch Abflußkoeffizienten normierten Abflußgang jeden Jahres für die Mündungspegel talsperrenbeeinflußter Ostseezuflüsse zu klassifizieren. Für diese Gruppierung wurde analog HAINES ET AL., 1988 die hierarchische Clusteranalyse mit dem Verfahren des Linkage innerhalb der Gruppen als Vorgehensweise zur Agglomeration der Gruppen und die Verwendung des Cosinus als Ähnlichkeitsmaß gewählt. Die Anzahl der sinnvoll zu unterscheidenden Regimetypen an jedem beobachteten Pegel ergab sich wiederum aus den Distanzwerten der letzten zehn Cluster (siehe auch Kap. 2.3 und BROSIUS, 1998).

Jeweils ein Doppel Grafiken werden daher im folgenden

- a. den typischen Verlauf der ausgeschiedenen Regime,
- b. das zeitliche Auftreten der Regimetypen in Bezug zum kumulativen Speicherausbau im Einzugsgebiet und
- c. die relative Häufigkeit der Regimetypen vor und nach dem Einsetzen des Regulierungseffektes darstellen.

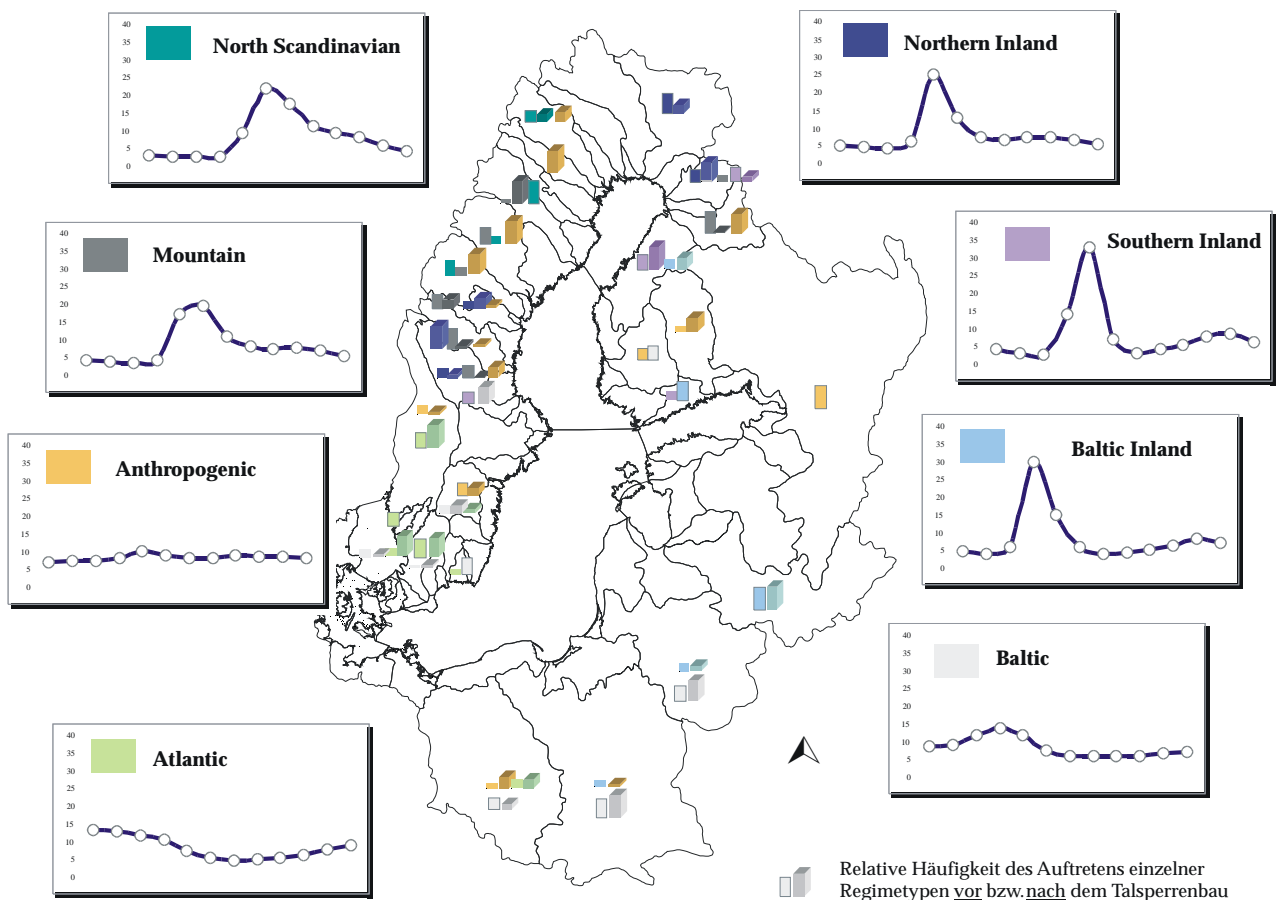
Bei intensiv regulierten Flüssen fällt in diesen Grafiken auf, daß ein gleichmäßiger Jahresgang als anthropogen geschaffener Regimetyp nach dem Talsperrenbau überwiegt. Aufschlußreicher ist die Methode jedoch bei einem vordergründig nicht so klarem Wechsel des Abflußverhaltens. Im Zusammenspiel mit typischen Regimetypen, den Häufigkeiten und der Variabilität des Auftretens erschließen sich dann leichter zusätzliche anthropogene Beeinflussungen, wie eben Regimewechsel durch die Talsperrenbewirtschaftung.

Im folgenden werden diese Charakteristika für die Mündungspegel talsperrenbeeinflußter Ostseezuflüsse dargestellt (Kap. 3.2.2; 3.2.3 und 3.2.4). Hierbei ist zu beachten, daß den Regimen der Einzelflüsse bereits die im nachhinein gefundenen Namen zugewiesen wurden. Die ab S. 61 ausgeschiedenen Regime repräsentieren aber vorerst nur Subtypen.

Diese für jedes Einzugsgebiet unterschiedlich ausgeschiedenen Subtypen des jährlichen Abflußganges wurden in einem weiteren Schritt schließlich auf die acht für den baltischen Raum typischen Regimetypen plus zusätzlich auftretende Regime wie das anthropogene Regime reduziert. Hierzu wurden alle Regimetypen der Einzelflüsse mit den bekannten Kurvenverläufen der natürlichen Regimetypen in einer Probe solange klassifiziert, bis schließlich jene acht natürliche Regimetypen (KRASOVSKAIA, ARNELL & GOTTSCHALK, 1994)

in jeweils einem der erhaltenen Clustern gefunden wurden. Dem Verfahren der hierarchischen Clusteranalyse (Cosinus und Within-Group-Linkage) wurde hierbei gegenüber einer Clusterzentren- oder Diskriminanzanalyse der Vorrang gegeben, da zwar die natürlichen Regimetypen zuzuordnen waren, der mittlere Verlauf und die eventuelle Anzahl anthropogener oder anderer zusätzlicher Regimetypen jedoch noch aus dem Datenmaterial erschlossen werden mußten. Schließlich wurde die Unterteilung bei 11 Regimetypen beendet. Damit war jeweils ein Cluster ausgeschieden, welches einem der natürlichen Abflußregime entsprach. Zusätzlich konnte ein anthropogenes Abflußregime (vergleichmäßiger Abflußgang) identifiziert werden, zwei Regimetypen mit geringer Häufigkeit wurden als Übergangsregime interpretiert. Das Anthropogenic Regime umfaßt fast genau jene Regimetypen der Einzelflüsse, die im voraus als talsperrenbeeinflußt markiert worden waren, da sie nach dem Talsperrenbau relativ deutlich den Jahresgang des Abflusses dominierten.

Im Norden Schwedens bewirken die Speicherbauten an den Gebirgsflüssen einen deutlichen Wechsel von Abflußregimen mit Frühjahrshochwässern in den regulierten Abflußtyp mit gleichmäßigem Jahresgang. Die finnischen Einzugsgebiete weisen durch ihren hohen Seenteil sowie die Entwässerung von Mooregebieten einige spezifische Eigenheiten auf. Diese werden ebenso bei den Einzelfläßen beschrieben wie die besonderen Effekte der Flußregulierung im mittleren Schweden. Im südlichen Ostseeraum fällt auf, daß zum einen die atlantisch und baltisch geprägten Regimetypen mit gleichmäßigerem Jahresverlauf überwiegen und andererseits diese beiden natürlichen Abflußregime durch die Talsperrenbewirtschaftung zusätzlich gefördert oder in ihrem Auftreten stabilisiert wurden (Bild 3.4).



**Bild 3.4:** Relative Häufigkeiten des Auftretens einzelner Regimetypen in den talsperrenbeeinflußten Einzugsgebieten der Ostsee vor und nach dem intensivsten Speicherausbau.



### 3.2.2 Anthropogene Änderungen im Abflußverhalten schwedischer Ostseezuflüsse

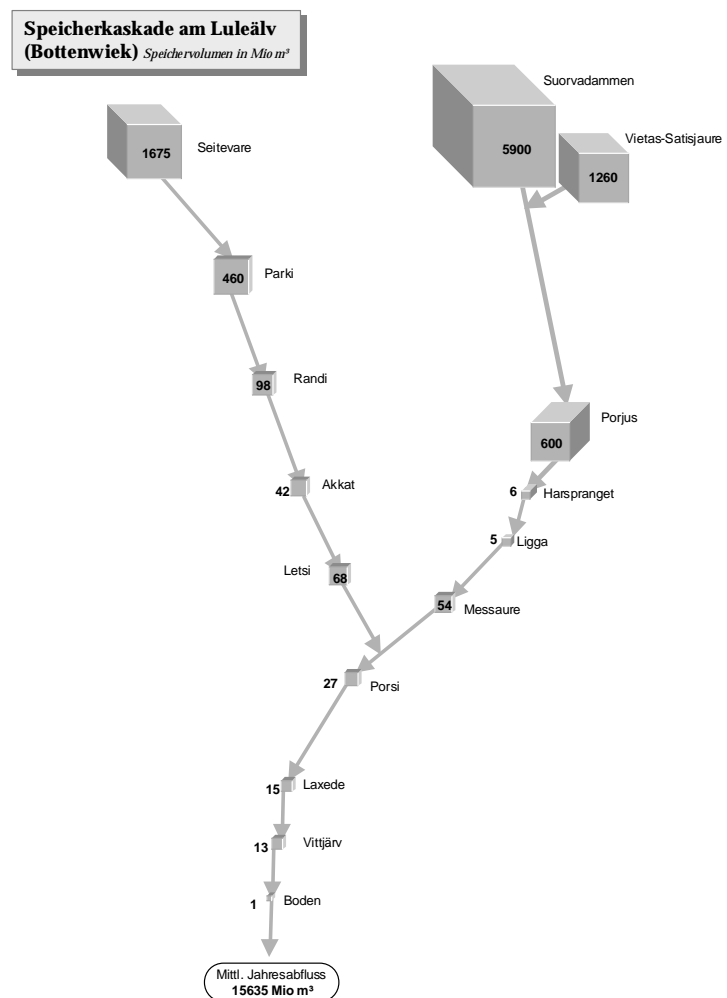
Schwedische Einzugsgebiete empfangen die höchsten Niederschläge in den westlichen Hochgebirgslagen, hier fallen im Jahresmittel 1500 mm Regen und Schnee. Die Mittelgebirgslagen und Tieflandsbereiche im Lee des Skandinavischen Hochgebirges empfangen dagegen nur um 600 mm/a Niederschlag (HARLIN, 1992). Kennzeichnend für die Abflußganglinien ist zudem Schneeretention im Winter und die darauffolgende Schneeschmelze. Während 0,2 % des Einzugsgebietes der Bottenwiek vergletschert sind, weisen 69 % des Einzugsgebietes von Bottenwiek und Bottensee eine Bewaldung auf (BALTIC SEA REGION - GIS, MAPS & STATISTICAL DATABASE).

Der hohe Niederschlag in den Gebirgsregionen und die gleichzeitig leicht aufzustauenden Talquerschnitte sind Gründe für die intensive Wasserkraftnutzung in Schweden. Bei einem Energieverbrauch von jährlich 998 Petajoule Elektroenergie (1991, BASICS) werden 24,5 %, der Gesamtenergieproduktion durch Wasserkraft bereitgestellt (1990, BASICS). Über 1000 Wasserkraftwerke (HARLIN, 1992) werden zur Energiegewinnung eingesetzt.

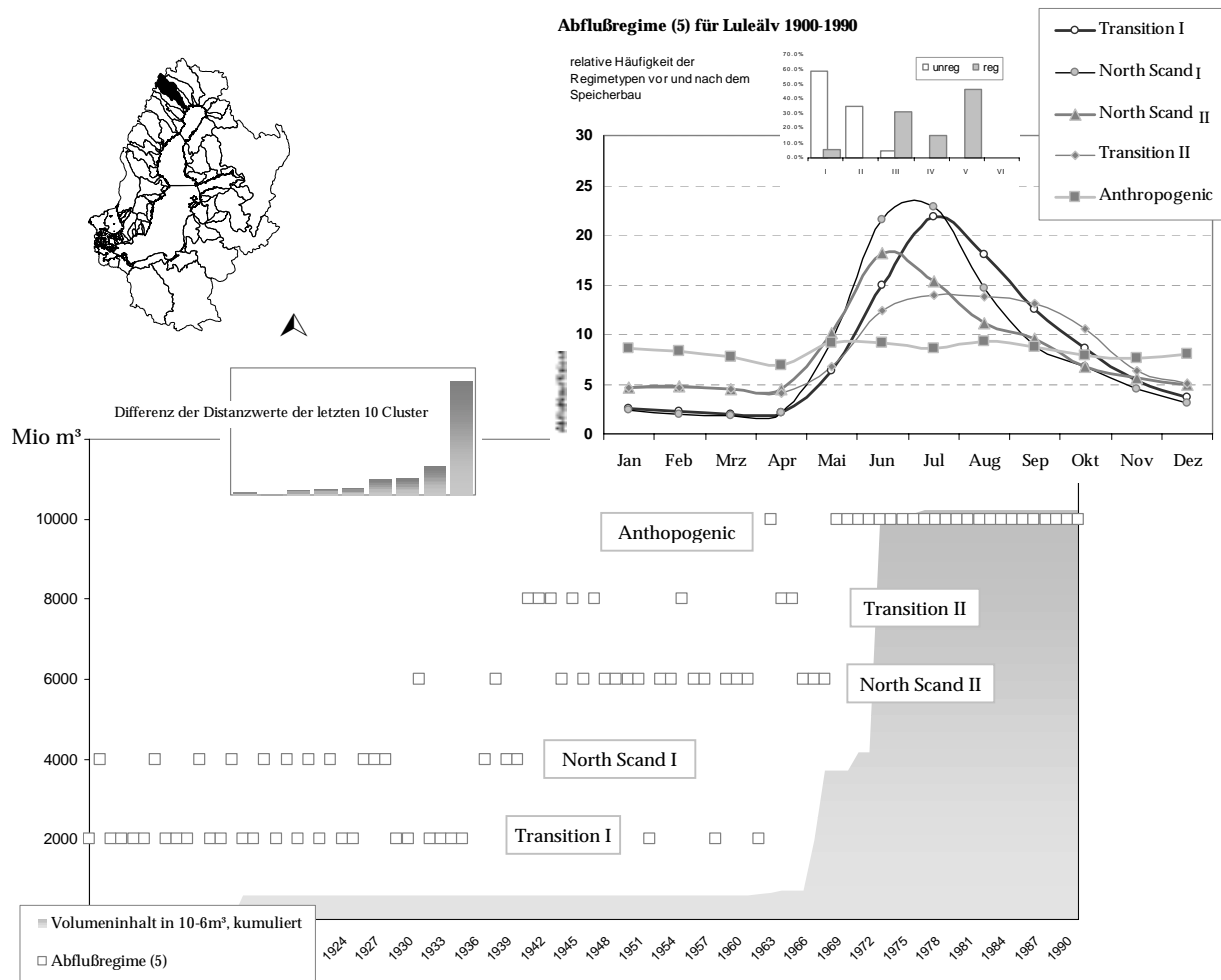
Die Talsperren werden während des größten Energieverbrauchs im Winter leergefahren und das Wasser zur Energieproduktion verwandt. Im Frühjahr und Sommer füllen Schneeschmelz- und Regenhochwässer den Stauraum wieder auf. Damit kommt die Regulierung einer innerjährlichen Umverteilung des Wassers gleich. Zudem wird das stabile Wasserdargebot gegenüber den natürlichen Bedingungen erhöht.

In Schweden befinden sich die am intensivsten regulierten Flußläufe des Ostsee-einzugsgebietes, das Speichervolumen am Luleälv (Bild 3.5) entspricht 72 % seines Jahresabflusses (HARLIN, 1992), die Wasserabgabe im Winter übersteigt den natürlichen Abfluß um das zehnfache.

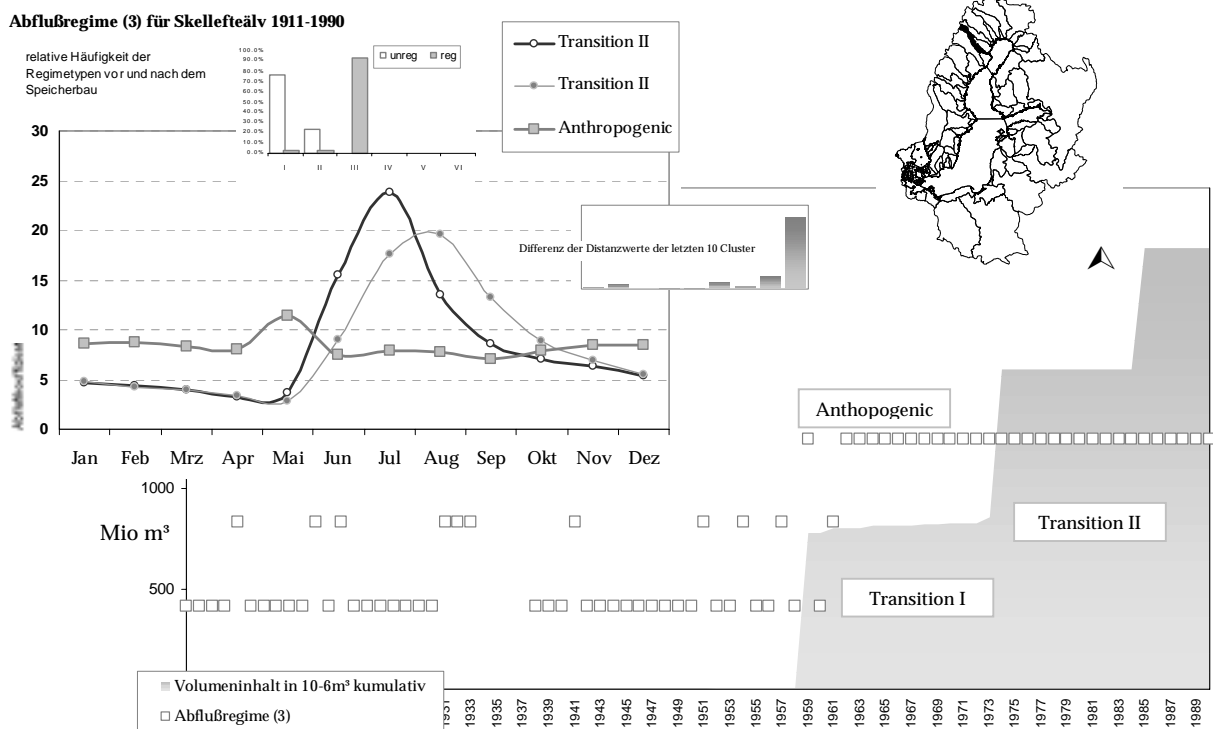
Das einzugsgebietsbezogenen trotzdem recht individuelle Abflußverhalten wird im folgenden beschrieben.



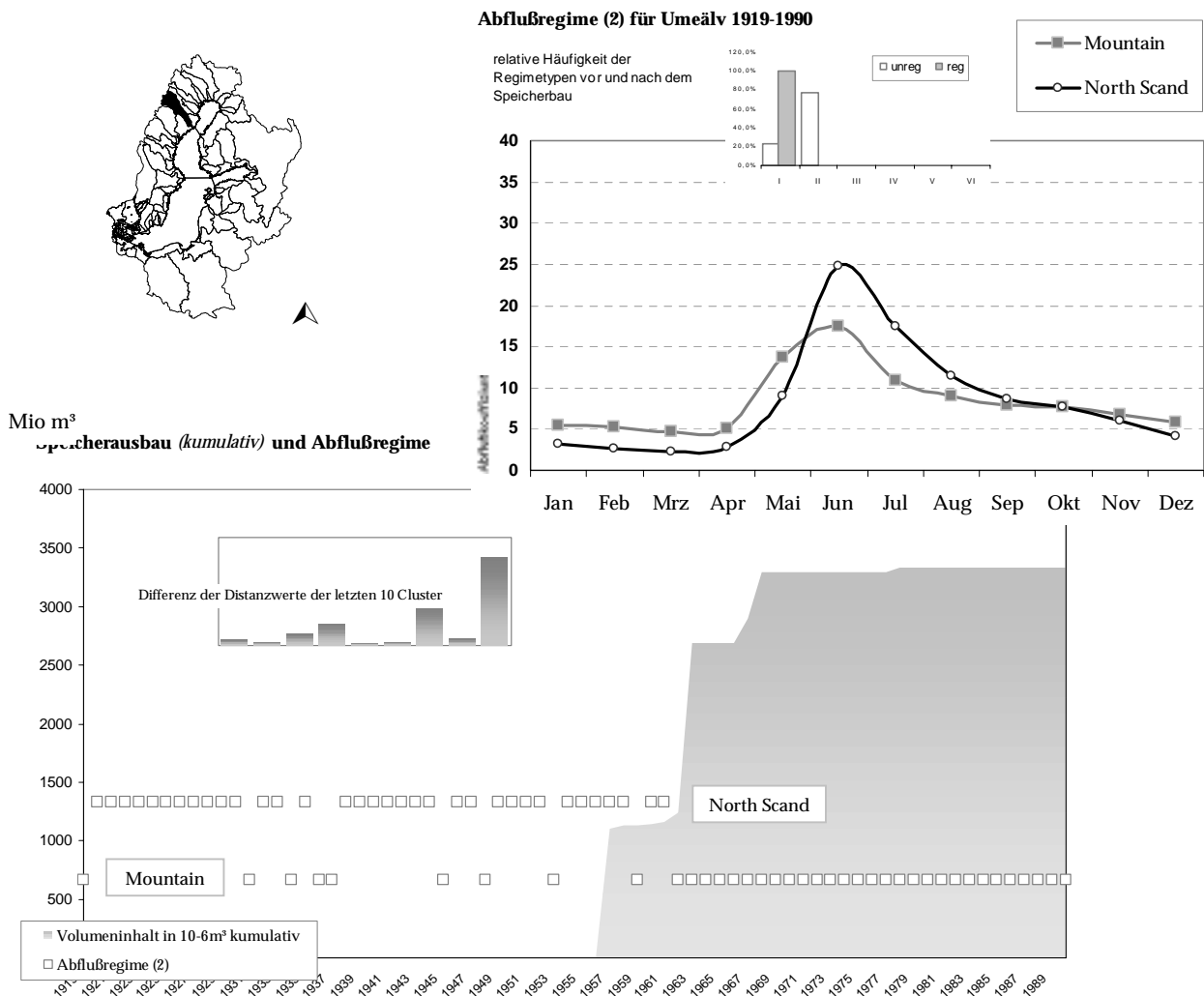
**Bild 3.5:** Speicherkaskade des am intensivsten regulierten Flusses im Ostsee-einzugsgebiet, dem Luleälv.



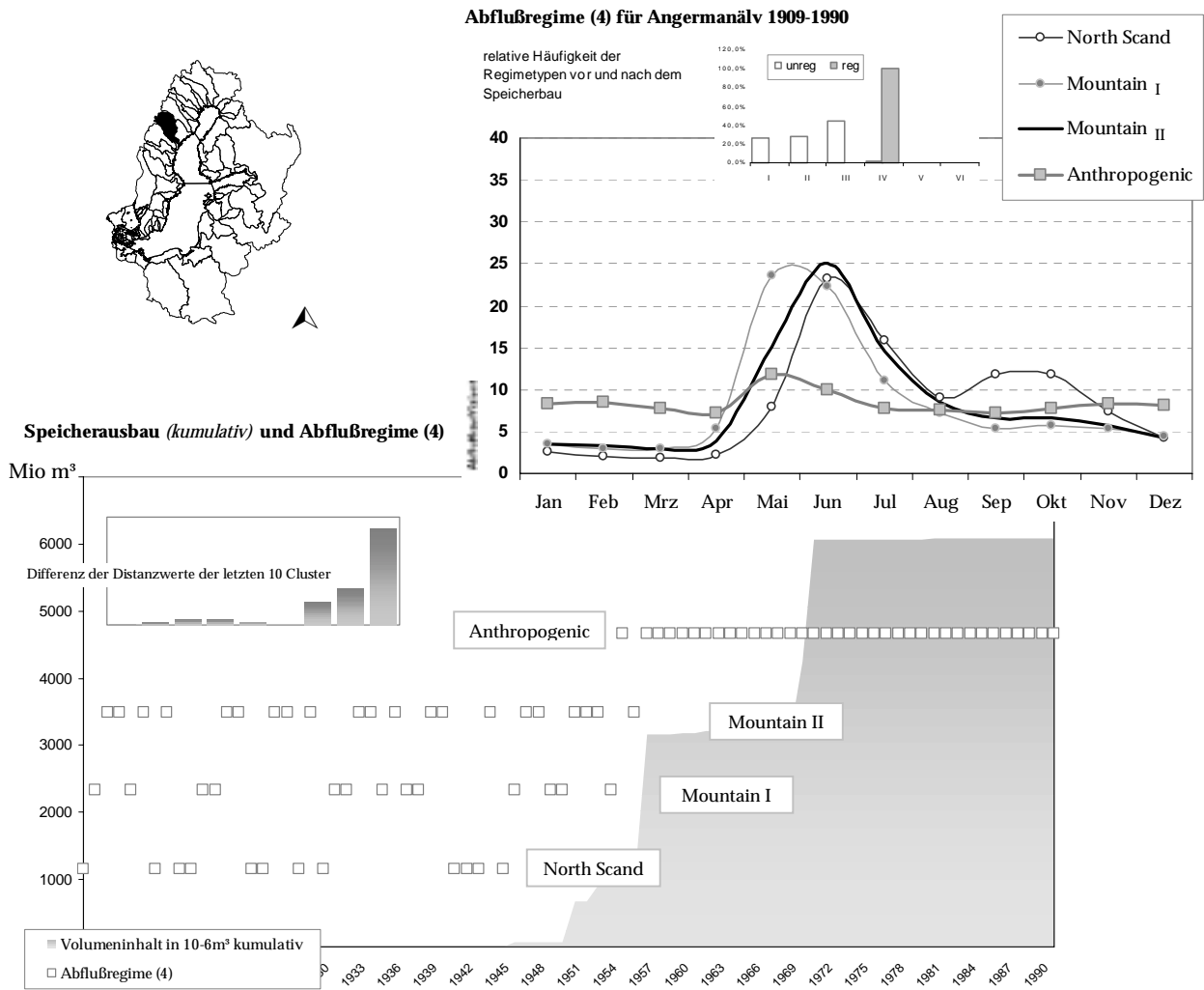
**Bild 3.6: Luleälvs** – Ab etwa 1940 werden bereits regulierte Regimetypen (gedämpfte Abflußspitzen) etabliert, diese können jedoch nicht stabil gehalten werden. Erst der intensive Speicherausbau (Ausbaugrad bei 0,72; HARLIN, 1992) zu Beginn der sechziger Jahre erzwingt einen stabilen, vergleichmäßigten Jahresgang des Abflusses.



**Bild 3.7: Skellefteälv** – Der Speicherausbau ab 1959 geht mit einer deutlichen Vergleichmäßigung des Abflusses einher. Interessant ist die geringe Variabilität des Abflußganges bereits vor der Regulierung. Diese ist ebenfalls in anderen sehr schmalen Einzugsgebieten (Umeälv) zu beobachten. Vermutlich variiert der Zeitpunkt der Schneeschmelze in breiteren Einzugsgebieten bereits einzugsgebietsintern und provoziert damit unterschiedlich sich überlagernde Hochwasserwellen je Jahr. Diese höhere Varianz der Abflußspitzenbildung bedingt dann eine höhere Regimevariabilität, die in den schmalen Einzugsgebieten andererseits nicht zu beobachten ist.

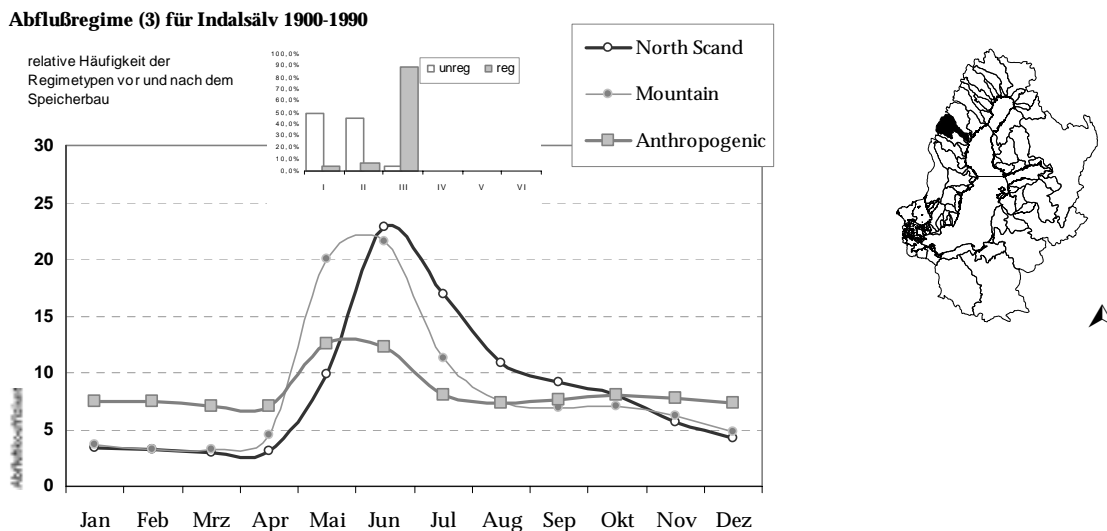


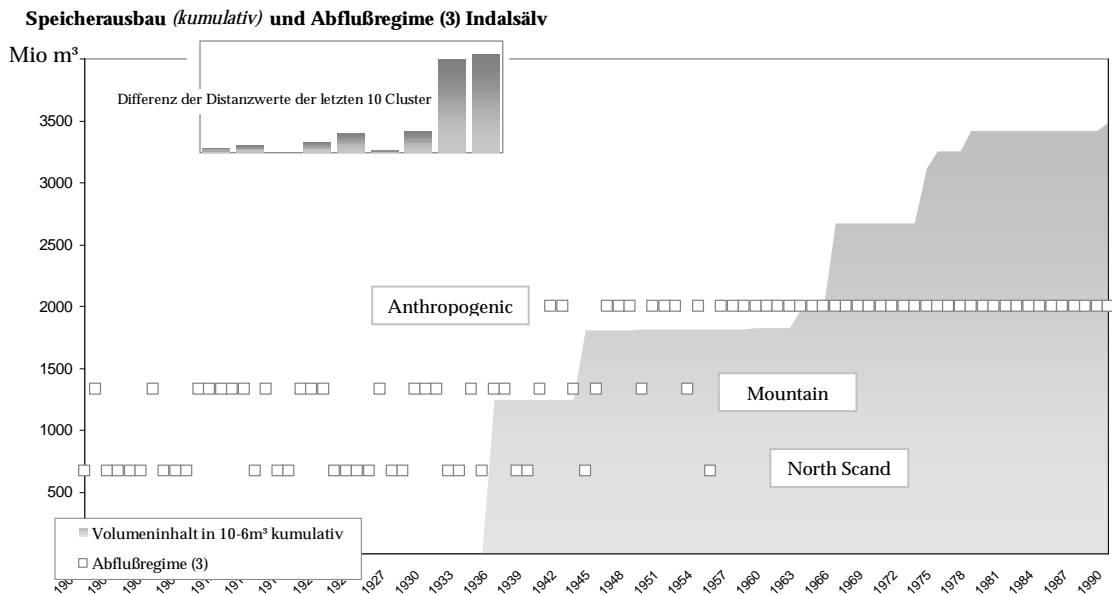
**Bild 3.8: Umeälv** – Abflußvergleichmäßigung mit dem Speicherausbau seit etwa 1963, es wird jedoch kein anthropogenes Regime etabliert, sondern lediglich ein natürliches Schneeschmelzregime mit höheren Winterabflüssen und gedämpftem Frühjahrsabfluß (Mountain-Regime) stabil gehalten. Wie beim Skellefteälv fällt die geringe Variabilität der Regimetypen in einem ebenfalls recht schmalen Einzugsgebiet auf.



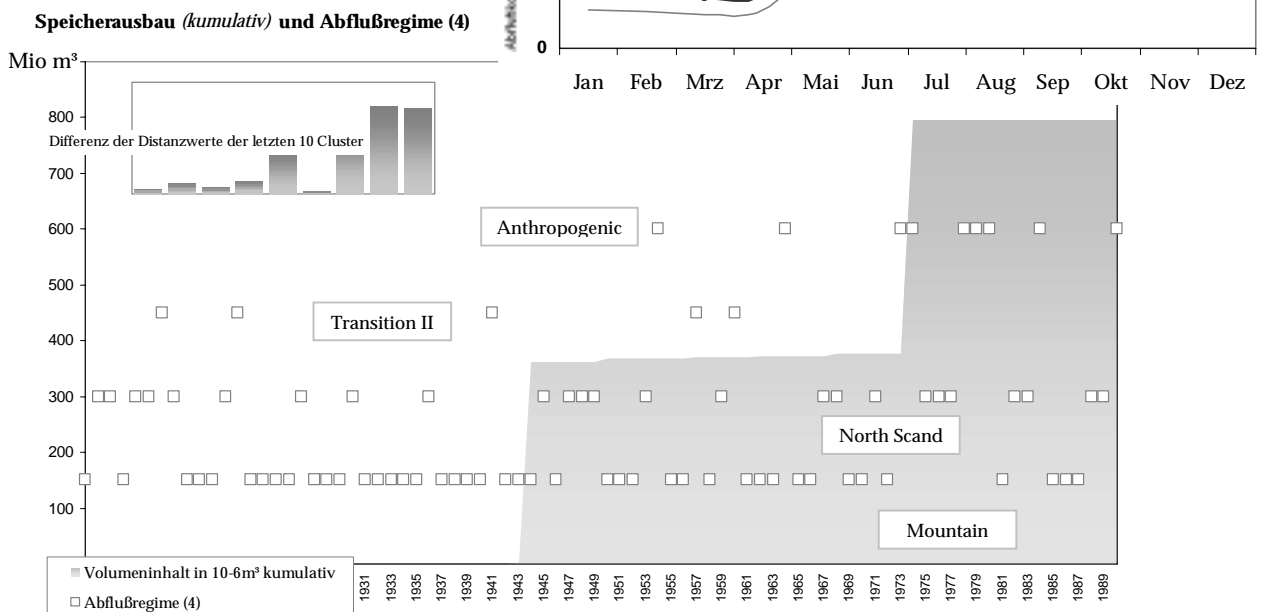
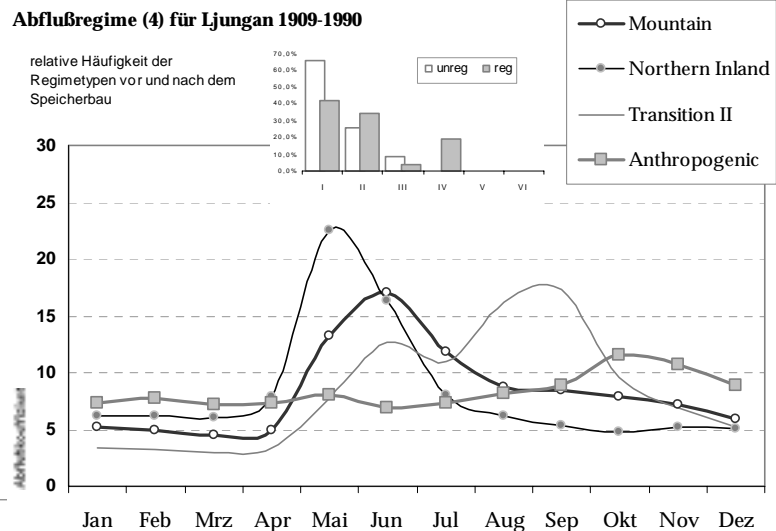
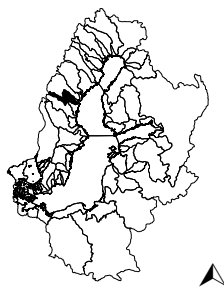
**Bild 3.9: Angermanälvs** - Regulierungseffekt ab 1956, deutlicher Wechsel von Schneeschmelzregimen auf ein stabiles, reguliertes Regime.

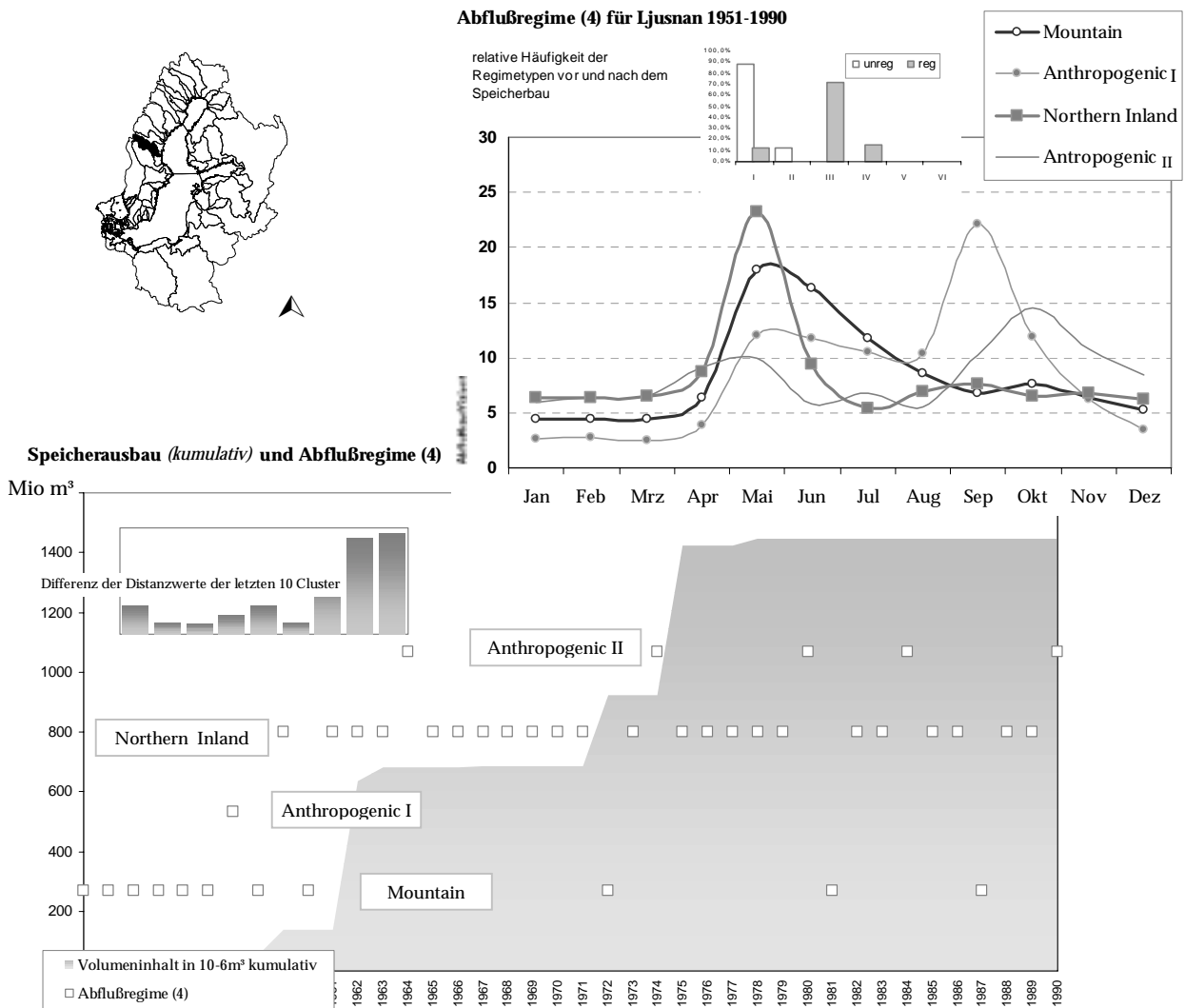
**Bild 3.10: Indalsälvs (unten)** – Regulierungseffekt ab 1944, deutlicher Wechsel von Schneeschmelzregimen auf ein stabiles, reguliertes Regime.



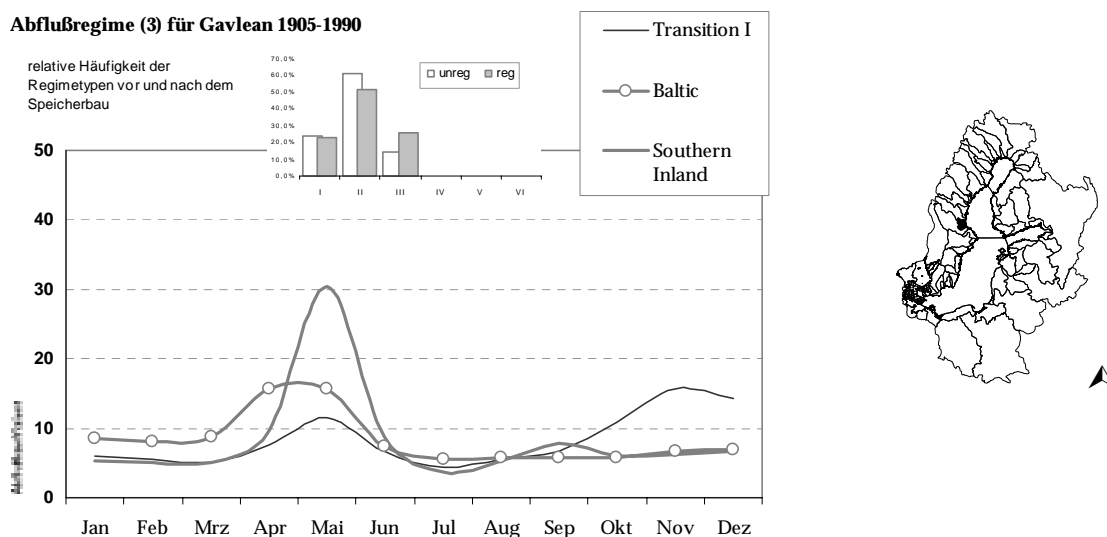


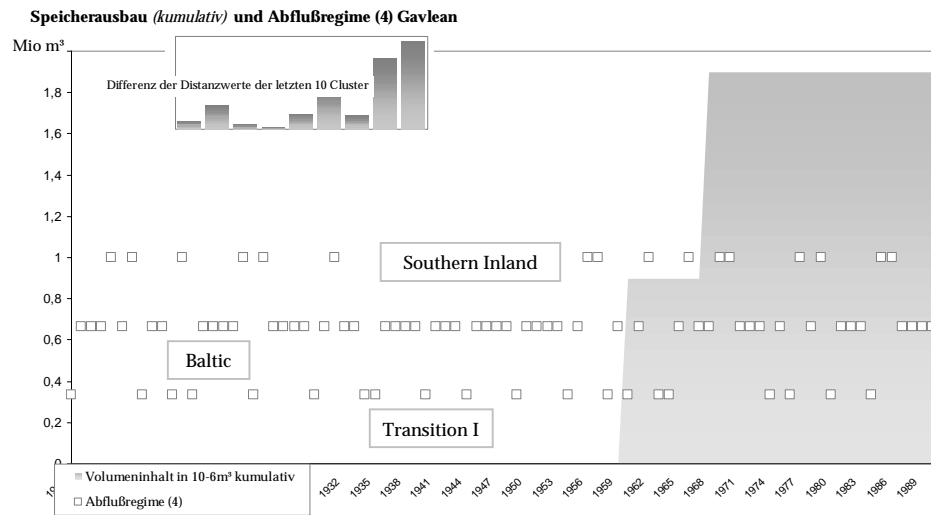
**Bild 3.11: Ljungan (unten)** - Der Speicherausbau ab 1944 etabliert zwar einen bis dahin nicht vorhandenen anthropogenen Regimetyp, dieser ist aber aufgrund des geringen Ausbaugrades nicht sonderlich stabil. Nach der Regulierung scheinen sogar starke Schneeschmelzhochwasser leicht zuzunehmen.





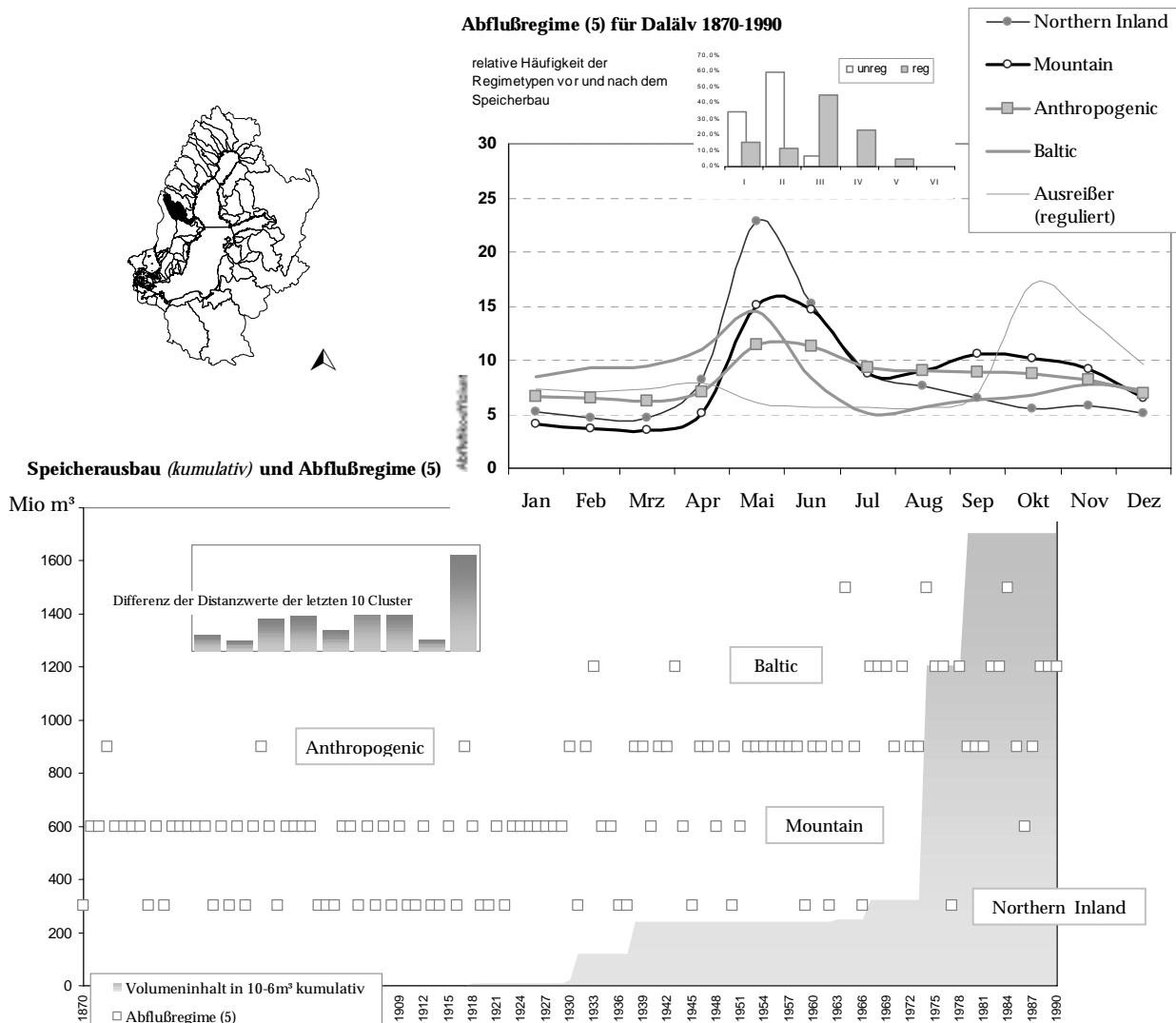
**Bild 3.12: Ljusnan** - Nach der Regulierung ab 1959 können höhere Winterabflüsse beobachtet werden. Die Schneeschmelzabflüsse werden nun nicht mehr natürlicherweise durch die Seen gedämpft, sondern zügig über die als Talsperren bewirtschaftete Seelamellen gegeben. Damit wird ein Regimetyp mit intensiveren Frühjahrsabflüssen (Northern Inland Regime) etabliert. Zusätzlich auftretende Herbsthochwässer soll der Talsperrenverbund zwar dämpfen (unteres Anthropogenic Regime), durch diese Bewirtschaftungsstrategie kann das Northern Inland Regime aber nach der Regulierung nicht stabil gehalten werden.





**Bild 3.13: Gavlean** - Regulierung seit 1960, aber keine deutliche Regimeänderung.

**Bild 3.14: Dalälv (unten)** – Nach dem Speicherausbau ab 1931 werden die natürlichen Schneeschmelzregime deutlich zurückgedrängt. Ein vergleichmäßiger Jahresgang dominiert nunmehr das Abflußgeschehen. Allerdings ist der hohe Speicherausbau ab etwa 1973 durch zwar noch höhere Winterspeicherung gekennzeichnet, gleichzeitig können die Frühjahrsabflüsse aber nicht mehr hinreichend gedämpft werden. Damit erscheint dieses Abflußverhalten als Baltic Regime in der Typisierung und vermindert mit dem weiterhin auftretenden Northern Inland Typ die Regimestabilität nach der Regulierung.



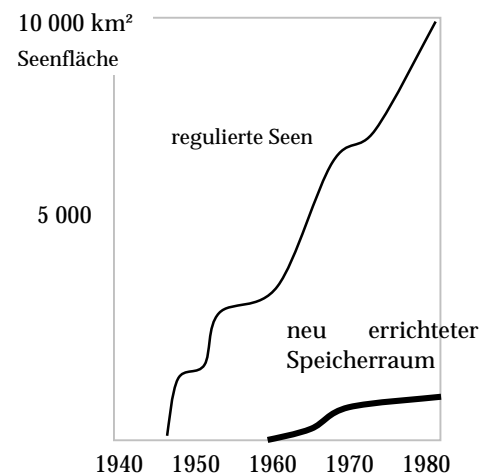
### 3.2.3 Anthropogene Änderungen im Abflußverhalten Finnlands - Entwässerung und Regulierung in finnischen Seeneinzugsgebieten

Regimeänderungen des Abflusses in finnischen Einzugsgebieten lassen sich meist nicht allein auf die Talsperrenbewirtschaftung zurückführen. Die zahlreichen Seen Finnlands bedingen meist natürlicherweise Regimetypen mit nur geringer Abflußvarianz. Daher sind die im folgenden beschriebenen Änderungen des Abflusses vor allem durch den Seenteil in den Einzugsgebieten und die anthropogene Nutzung von Wald- und Moorflächen geprägt.

Bis in die Mitte des neunzehnten Jahrhunderts bestimmte lediglich die Holzflößerei den menschlichen Einfluß auf das Abflußverhalten finnischer Wasserläufe. Im Rahmen der damaligen Möglichkeiten wurden die Frühjahrsabflüsse durch einfache Auslaufbauwerke an den Seen geringfügig erniedrigt und die Wasserstände im Sommer erhöht. Damit sollte es möglich sein, relativ lang im Jahr Holz flußabwärts treiben zu lassen.

Seit der Mitte des neunzehnten Jahrhunderts wurden zahlreiche finnische Seen zur Gewinnung von landwirtschaftlicher Fläche stark melioriert. Zwischen 1964 und 1976 erfolgte eine zweite Welle intensiver Entwässerungsarbeiten, seitdem wurden die Wasserstände der Seengebiete nicht mehr planmäßig erniedrigt (KUUSISTO, 1992). Die gesamte Seenfläche wurde nach vorsichtigen Schätzungen seit 1700 um etwa zwei Prozent verringert (HYVÄRINEN, 1984).

Bei kleiner werdender offener Wasserfläche und entwässertem Sumpfland ist von einer geringeren Gebietsverdunstung auszugehen. Folgeschwerer auf den Abfluß waren jedoch die Entwässerung von Moorland, großflächige Kahlschläge durch intensive forstliche Nutzung (ab 1950) und die erniedrigten Seenspiegel. Das Rückhaltevermögen der Landschaft für Hochwässer wurde hierdurch deutlich gemindert. Dadurch bedingte höhere Spitzenabflüsse im Frühjahr betrafen vor allem Flüsse mit geringem Seenteil und kleinem Einzugsgebiet wie die Küstenzuflüsse zur Bottenwiek (Ostrobotnisches Einzugsgebiet) und zum finnischen Meerbusen. Um den Schutz vor Überschwemmungen der Flußunterläufe weiterhin zu gewährleisten, versuchte man daher seit 1960 durch die Konstruktion von Talsperren, die höheren Abflußmaxima wieder zu aufzufangen. Im Einzugsgebiet des Kalajoki wurde beispielsweise bis 1950 die Seenfläche durch Melioration von 3,9 auf 1,8% verringert. Durch die Errichtung von Hochwasserschutzraum ab 1976 erhöhte sich deren Anteil wieder auf 2,3% (HYVÄRINEN, 1984). Da diese Speicheranlagen jedoch ebenfalls zur Energiegewinnung eingesetzt werden, entstanden dauerhafte Konflikte zwischen Hochwasserschutz und Wasserkraftproduktion. HYVÄRINEN & VEHVILÄINEN, 1980 nennen die Station Kalkkinen am Kymijoki, wo Hochwasserwellen ungedämpft über gefüllte Seebecken gegeben werden mußten und demzufolge die Spitzenhochwässer nach der Regulierung anstiegen (siehe Kymijoki).



**Bild 3.15:** Regulierte Seenfläche Finnlands bis 1980 (aus: HYVÄRINEN, 1984).

Im Jahr 1980 war in Finnland eine Seenfläche von 10 700 km<sup>2</sup> reguliert, nur knapp 10 % (935 km<sup>2</sup>) hiervon sind durch die Neuanlage von Talsperren entstanden (HYVÄRINEN, 1984; Bild 3.15). Insgesamt können 19,2 km<sup>3</sup> an Speichervolumen bewirtschaftet werden

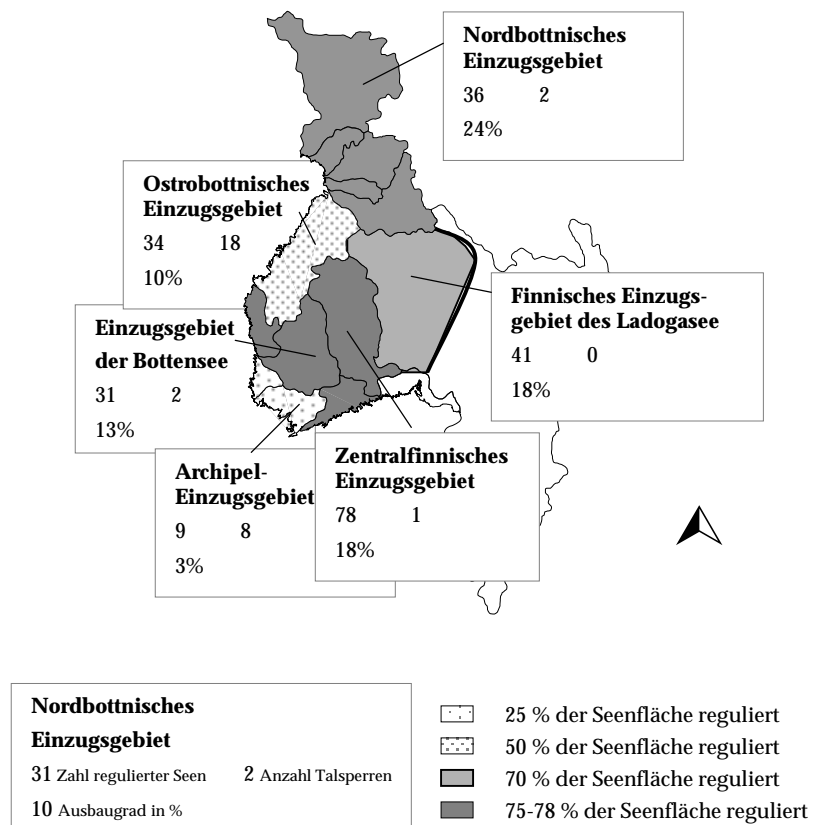


(KUUSISTO, 1992). Mehr als die Hälfte dieser Speicherkapazität entfällt auf das Nordbottnische Einzugsgebiet, wo sich zwei große Talsperren (Lokka und Porttipahta; Kemijoki) und drei größere, regulierte Seen (Kemijärvi, Oulujärvi, Kiantajärvi) befinden.

Etwas mehr als die Hälfte der regulierten Seen (128 von 242) dient vorrangig der Wasserkraftnutzung. Die Regulierung erfolgte mit dem Ziel, die Hochwässer der Frühjahrsschneesmelze zu speichern und für die Energieversorgung im Herbst und Winter zur Verfügung zu stellen. Lediglich im Südwesten Finnlands dienen Wasserspeicher einer wenig ausgeprägten sommerlichen Bewässerung.

Die Überleitung von 0,2 bis 3,3 m<sup>3</sup>/s Wasser aus dem Einzugsgebiet des Kymijoki in den Porvoonjoki seit 1979 dient der Wasserversorgung von Helsinki. Eine geringere Wasserüberleitung von 0 bis 1,4 m<sup>3</sup>/s aus Paimionjoki und Aurajoki erfolgt zu den Städten Turku und Rauma seit 1962 (HYVÄRINEN, 1984).

Einen Überblick über die Zahl regulierter Seen und Talsperren, den Anteil des Speichervolumens am Gesamtabfluß und den Prozentsatz entwässerter Fläche gibt KUUSISTO, 1992 für die sechs finnischen Ostsee-einzugsgebiete (Bild 3.16).



**Bild 3.16:** Anthropogene Beeinflussung des hydrologischen Regimes im finnischen Ostsee-einzugsgebiet. (Datengrundlage: KUUSISTO, 1992).

Um den Einfluß der Landnutzungsänderung auf den Abflußgang vom etwaigen Einfluß einer Niederschlagsvariabilität zu separieren, entwickelten HYVÄRINEN & VEHVILÄINEN, 1980 für 12 Einzugsgebiete mit etwa 45% Moorflächen und weiteren 20-30% gedrähten Waldmoorflächen ein Vorhersagemodell für die Hochwasserspitzen aus dem Niederschlagseingang. Die beobachteten Frühjahrshochwässer lagen südlich des 63. Breitengrades (im kontinentalen Bereich etwa südlich 62° 30') unterhalb der berechneten Werte. Nördlich dieser Breite überstiegen dagegen die beobachteten Abflußwerte die modellierten um 5 bis 10%.

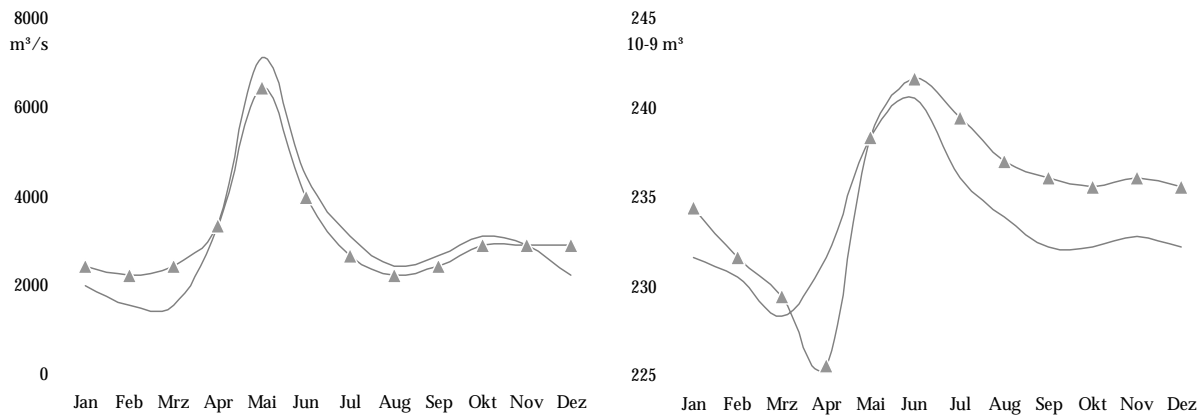
Wenngleich 1990 sechs Mio. ha des finnischen Moor- und Waldlandes entwässert waren (THE FINNISH FOREST RESEARCH INSTITUTE, 1992; zit. in KUUSISTO, 1992), ist das Wissen über hierdurch bedingte Abflußvariationen begrenzt. In Abhängigkeit von der Lage des Einzugsgebiets können erhöhte oder abgeflachte Hochwässer auftreten.

So zeigte sich beim ab 1961 einsetzende Speicherausbau am Iijoki (Bild 3.20) zunächst eine unerwartete Veränderung in den Abflußregimen. Statt einer Glättung des Abflußganges kam

es zu einer Aufhöhung des Frühjahrshochwassers verbunden mit einem nur sehr gering höherem Winterabfluß. Diese Verstärkung der Abflußspitzen wurde auch in den relativen Häufigkeiten der Jahresmaxima nach der Regulierung deutlich. Parallel dazu ist der Niedrigwasserpegel des Iijoki seit dem Talsperrenbau signifikant geringer.

Grund dafür sind die nördlich 63° Breite überwiegenden Aapamoore. Diese wenig bewaldeten Flächen liegen etwas unterhalb des umgebenden Geländes. Hierdurch bilden sie zur Zeit der Schneeschmelze Rückhalteflächen in Form von Fluttümpeln. Mit der Entwässerung verloren die betroffenen Einzugsgebiete ihre Fähigkeit zur Glättung der Abflußspitzen. Zusätzlich zu den nicht mehr vorhanden Rückhalteflächen wirkten sich intensive Abholzung (Kahlschlag) und fehlende Wiederbewaldung erhöhend auf die Schneeschmelzhochwässer aus. Weiterhin maximiert die Entwässerung von Mooren die niederschlagsinduzierten und durch Infiltration und Evapotranspiration gesteuerten Sommerhochwässer mindestens ebenso deutlich wie die von der Wasseräquivalentmenge der Schneedecke abhängigen Frühjahrshochwässer. Die beim Iijoki entwässerungsbedingten Hochwässer können selbst mit dem erweiterten Speicherraum nicht mehr adäquat gedämpft werden. Gleichzeitig wirken die fehlenden Moordecken der Abflußverzögerung im Sommer entgegen und senken die Niedrigwasserabflüsse.

In den südlicheren Landesteilen mit überwiegend aufgewölbten Moorkörpern bewirkte eine Entwässerung dagegen keinen ansteigenden Maximalabfluß. Der Oberflächenabfluß der Moorkörper wurde weder vor noch nach der Dränung nennenswert verzögert. Ebenso sind Kahlschläge in diesen Breiten weniger intensiv ausgeführt worden. Die nach der Entwässerung besseren Wachstumsleistungen auf fichtenbestandenen Sumpfflächen fördern demgegenüber sogar die sommerliche Transpiration. Die sommerliche Mehrverdunstung kann sich dabei im südlichen Finnland in einer Größenordnung von 1 km<sup>3</sup> Wasser bewegen.



**Bild 3.17:** links: mittlerer Jahresgang des gesamtfinnischen Abfluß vor der Regulierung (durchgezogene Linie) und nach der Regulierung (gestrichelt).

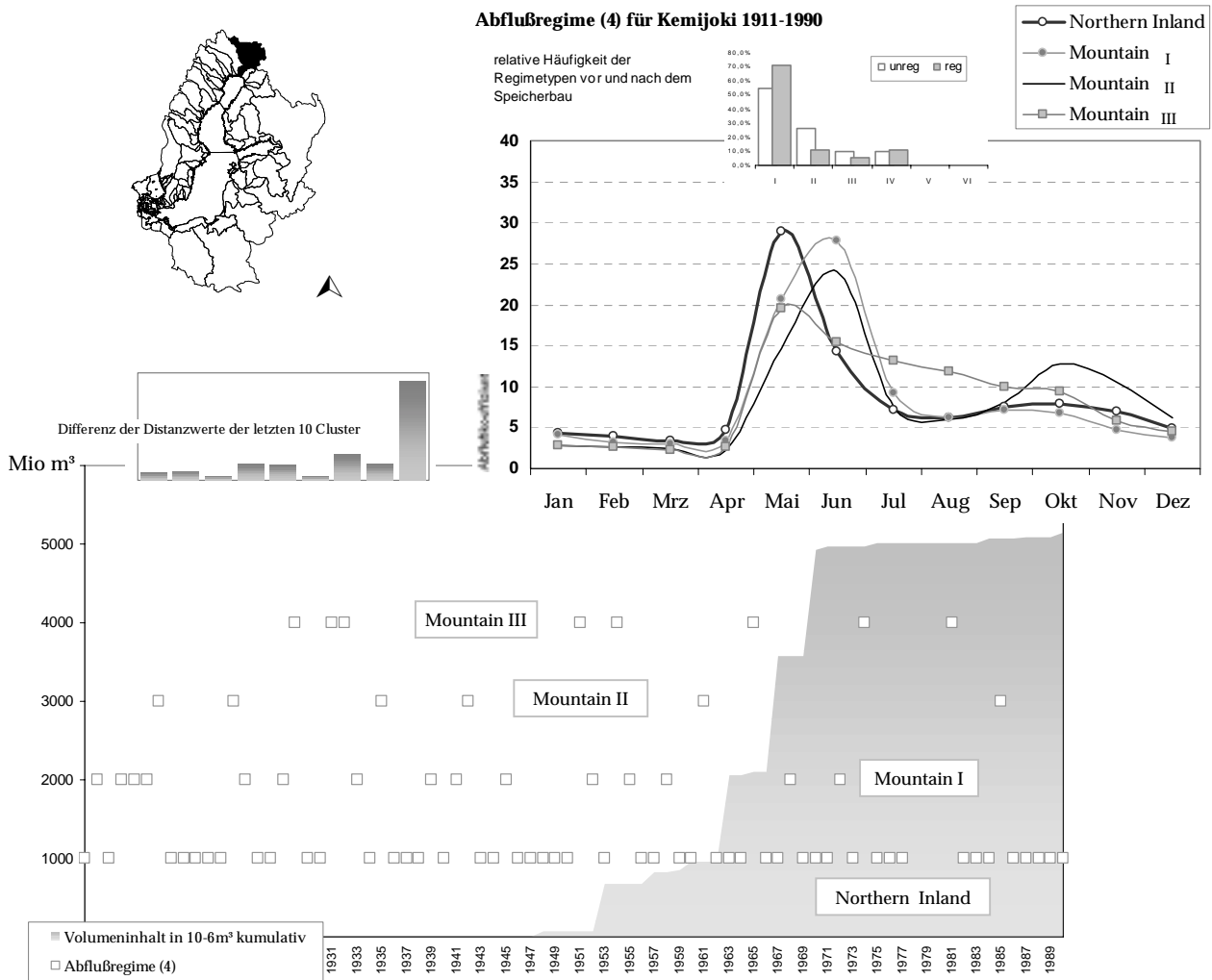
rechts: Füllvolumina der finnischen Seen vor der Regulierung (durchgezogene Linie) und nach der Regulierung (gestrichelt) aus: KUUSISTO, 1992.

Durch Seenregulierung und Talsperrenbau veränderte Jahresgänge des Abflusses beschreibt KUUSISTO, 1992, indem er Monatsmittel der Pegel von Kyrönjoki, Perhonjoki, Siikajoki, Kemijoki und Oulujoki vor und nach 1970 vergleicht. Die niedrigeren Frühjahrshochwässer und allgemein erhöhten Winterabflüsse können zwanglos als Regulierungseffekt gedeutet werden. Auffällig sind die Veränderungen vor allem beim Oulujoki (und Paatsjoki, Zufluß in das arktische Meer über den Inarisee), hier übersteigen die Winterabflüsse alle anderen Monatswerte. Für das gesamte Finnland fallen die mittleren Veränderungen des Abfluß-

ganges weniger drastisch aus. Hier gibt die monatliche Variation der Wasserfüllung aller Seen vor und nach 1970 einen besseren Überblick über den Regulierungseffekt (Bild 3.17).

Nachdem er Winter- und Sommerabflüsse der Jahre 1931-40 und 1981-90 gegenüberstellte, schloß KUUSISTO, 1992 zusammenfassend, daß sich Seenregulierung und Talsperrenbau vor allem durch veränderte Jahrgänge des Abflusses im nord- und ostrobottnischen Einzugsgebiet Finnlands bemerkbar machen. Für die übrigen Teile des finnischen Ostseeinzugsgebietes konnten keine signifikant geänderten mittleren Monatsabflüsse gefunden werden.

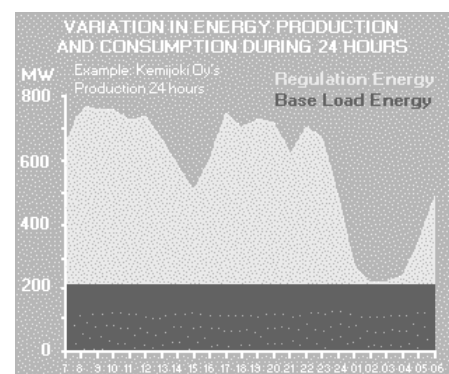
Das durch anthropogene Bewirtschaftung geänderte Abflußverhalten finnischer Ostseezuflüsse wird im folgenden beschrieben:

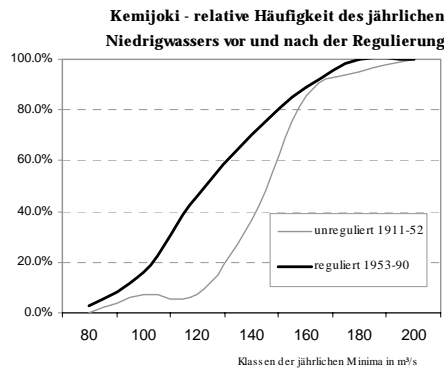
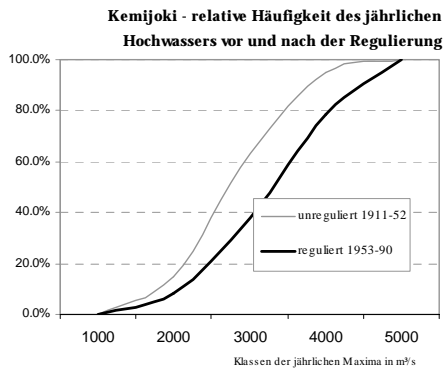


**Bild 3.18: Kemijoki** - Kein deutlicher Wechsel in einen regulierten Zustand sichtbar, die durch die Talsperrennutzung favorisierte Abgabe der Frühjahrshochwässer über den Speicherraum erhöht aber die Wahrscheinlichkeit von Hochwässern (Bilder nächste Seite).

Die Talsperren-Wasserkraftsysteme am Kemijoki werden vorrangig zur Abdeckung des Spitzenenergiebedarfs genutzt und bedingen damit Durchflußschwankungen unterhalb einer Monatsskala (Tag-, Nachstrom; Bild 3.19).

**Bild 3.19 (rechts):** Tagesrhythmus der Energiegewinnung am Kemijoki (Bild: KEMIJOKI AG).



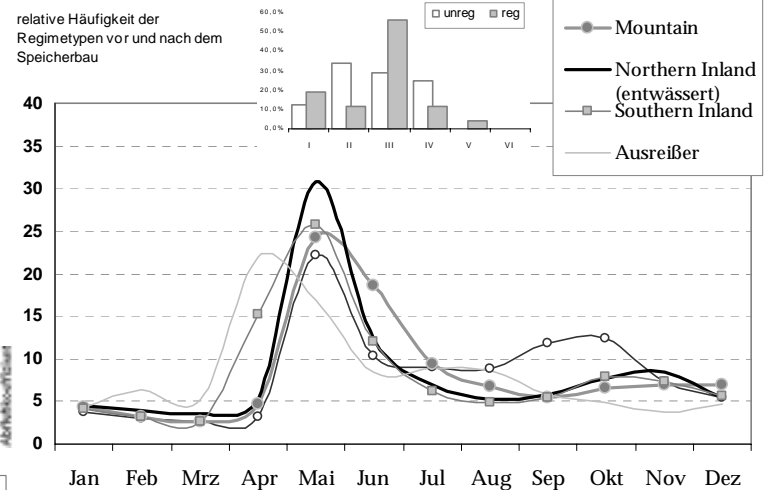


**Kemijoki**

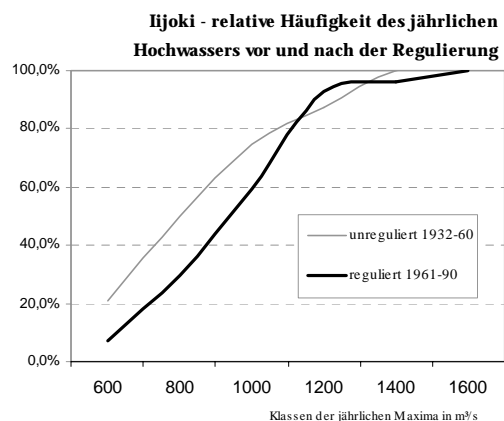
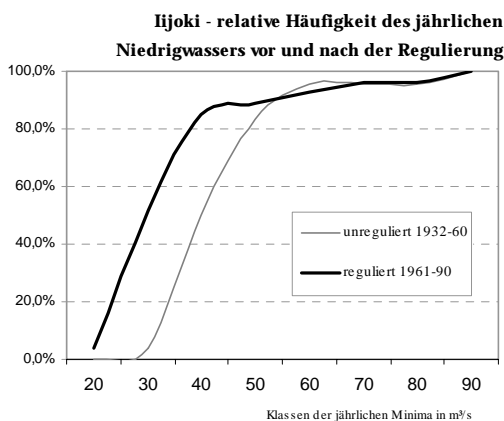
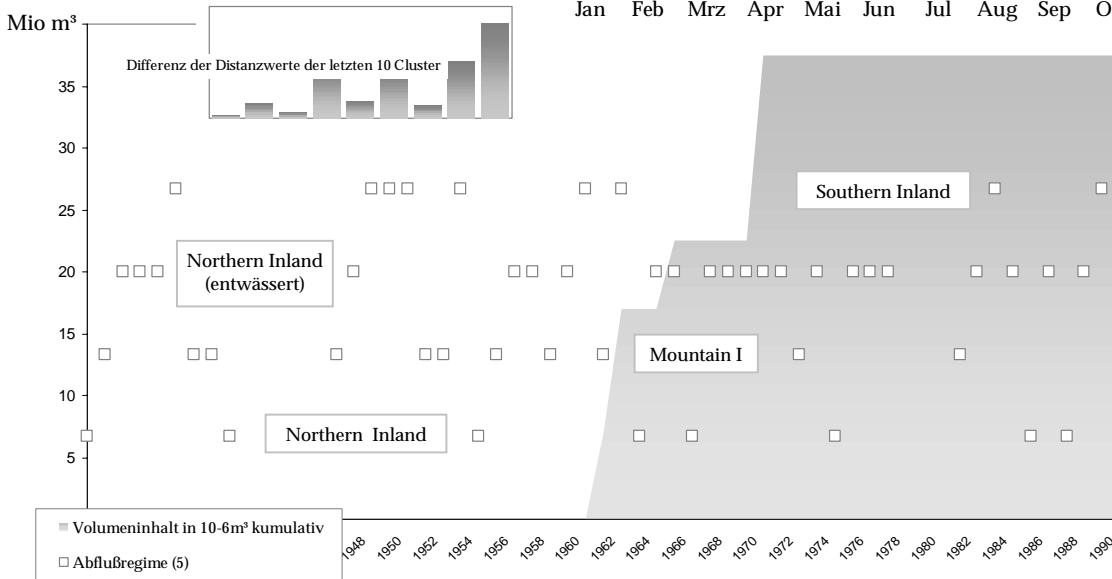


**Iijoki**

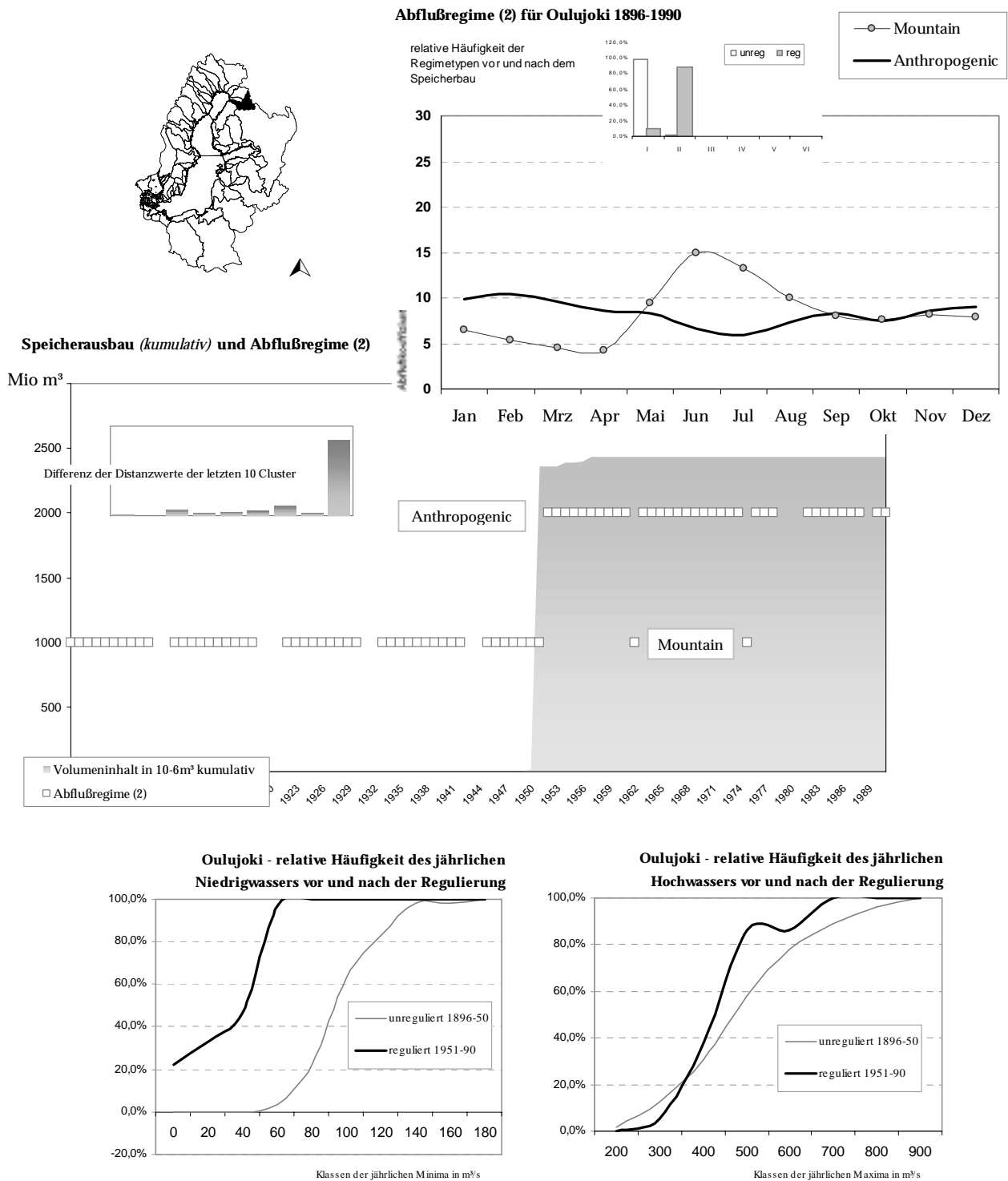
**Abflußregime (5) für Iijoki 1932-1990**



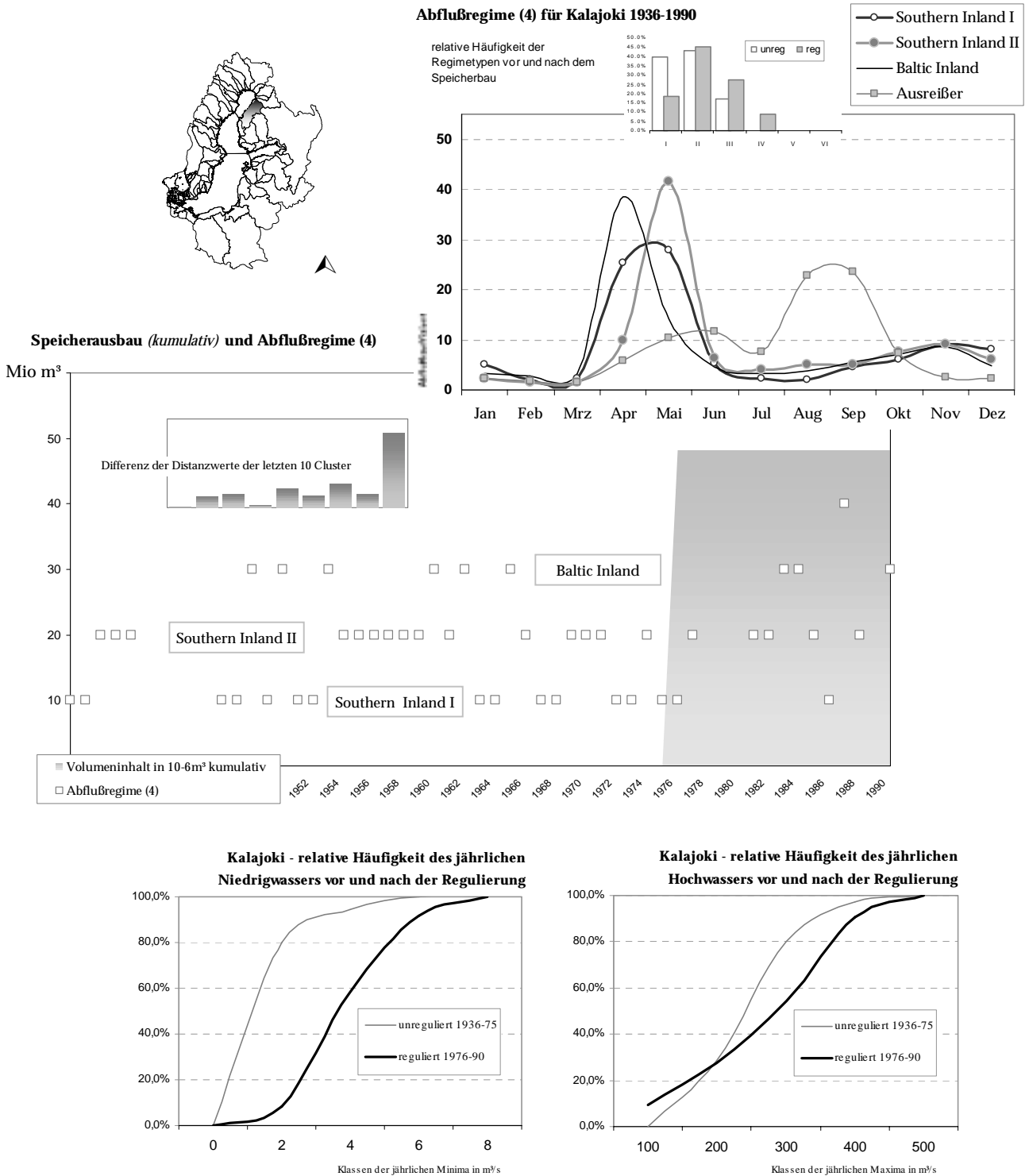
**Speicherausbau (kumulativ) und Abflußregime (5)**



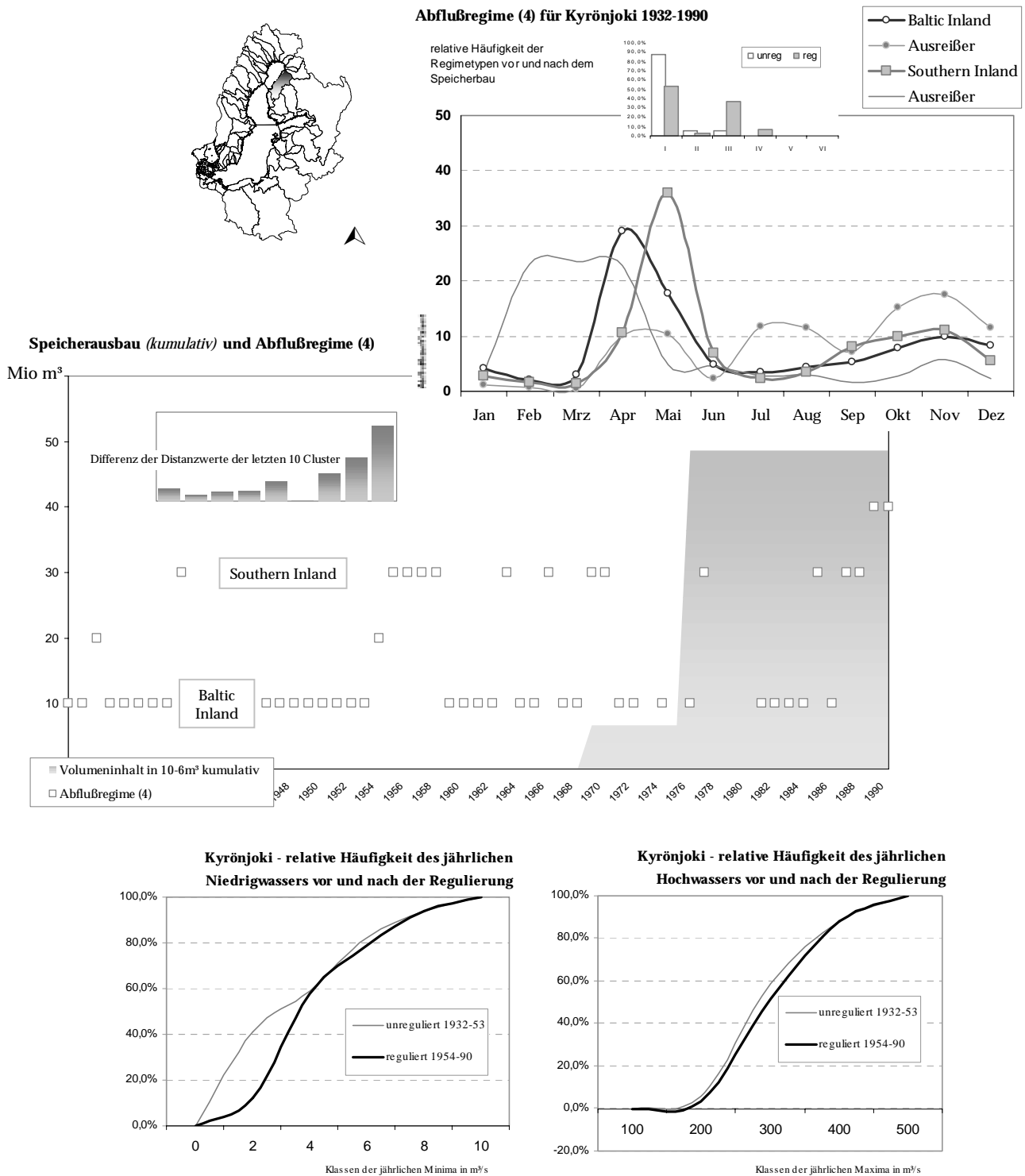
**Bild 3.20: Iijoki (vorige Seite) - Seit 1961 Regimetyp mit erhöhten Schneeschmelzhochwässern infolge Moorlandentwässerung (siehe S. 69).**



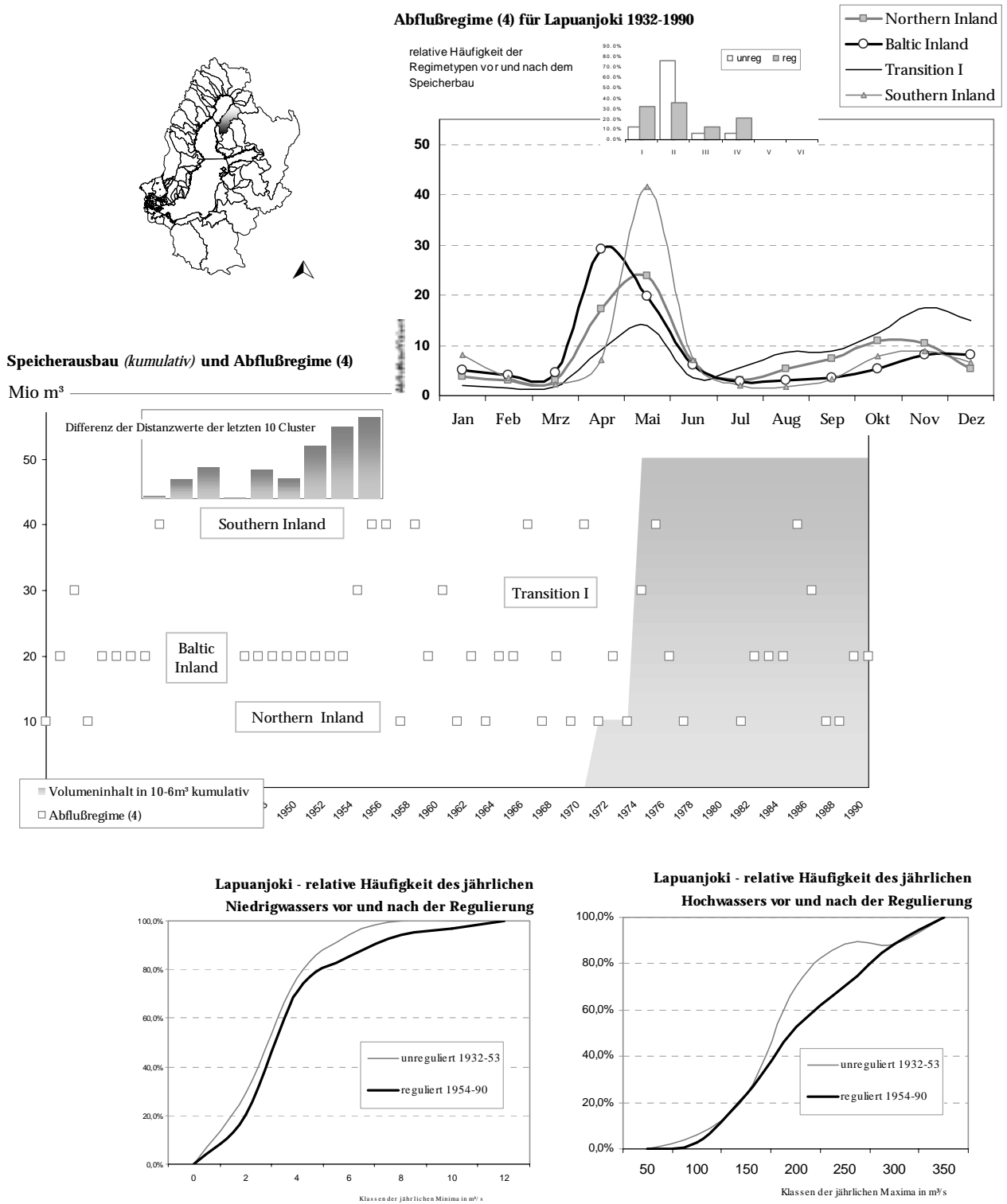
**Bild 3.21: Oulujoki – Seit 1949 deutlicher Wechsel in einen regulierten Zustand. Die Hochwassergefährdung sinkt, die Minimalabflüsse fallen aber weit niedriger aus als natürlicherweise.**



**Bild 3.22: Kalajoki** - Bezüglich des talsperrenbeeinflussten Teilabschnittes und des anthropogen nicht bewirtschafteten Zeitabschnittes sind in den Abflußregimen keine nennenswerten Unterschiede zu beobachten. Ein reguliertes Regime im engeren Sinne existiert nicht, lediglich eine Niedrigwasseraufhöhung im Sommer kann konstatiert werden. Diese ist schwach im Unterschied zwischen den Regimen Southern Inland und Baltic Inland erkennbar, deutlicher in der kumulativen Häufigkeitsverteilung des Minimalabflusses. Die erhöhten Hochwasserspitzen zeigen eine Auswirkung auf das vermehrte Auftreten eines stärkeren Aprilhochwassers in der regulierten Zeitreihe. Hierfür könnte jedoch die bereits für den Iijoki diskutierte Moorlandentwässerung ausschlaggebend sein.

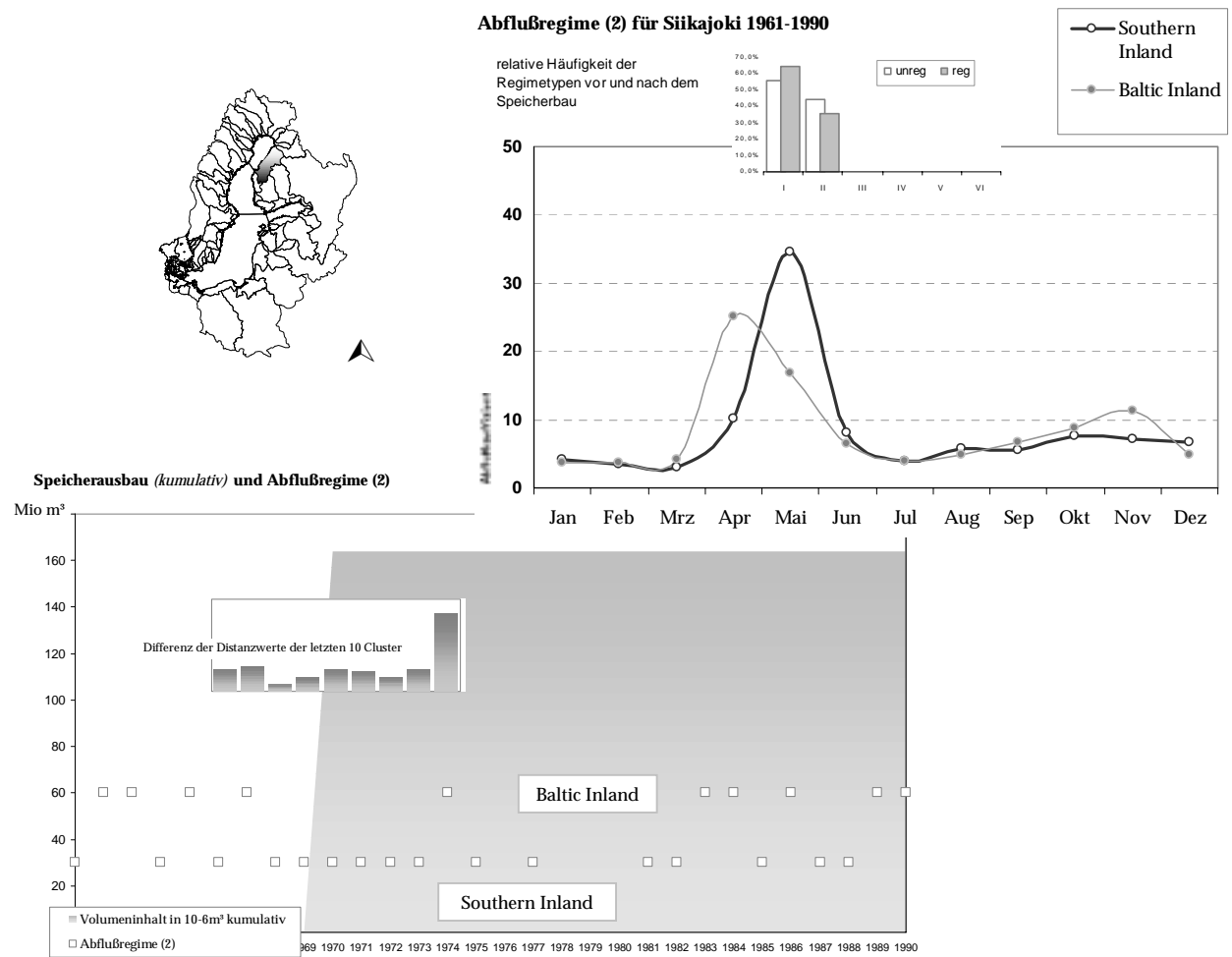


**Bild 3.23: Kyrönjoki** – Der Speicherausbaugrad in diesem Einzugsgebiet ist mit 3% recht gering. Als Zeitpunkt für die Annahme einer Regimeänderung wurde bereits das Jahr 1954 gewählt. Ab hier tritt ein Jahresgang mit starkem Hochwasser im Mai hinzu, man könnte wieder einen Zusammenhang mit der Entwässerung der Moorflächen postulieren. Gleichwohl zeigen Minimal- und Maximalabflüsse keine wesentliche Veränderung. Sicherlich muß das höhere Wasseräquivalent der Schneedecke bei Schneeschmelze im Mai mit als Erklärung für die höheren Abflüsse in diesem Monat beachtet werden. Die Regime II und IV sind Singularitäten und werden nicht weiter betrachtet.

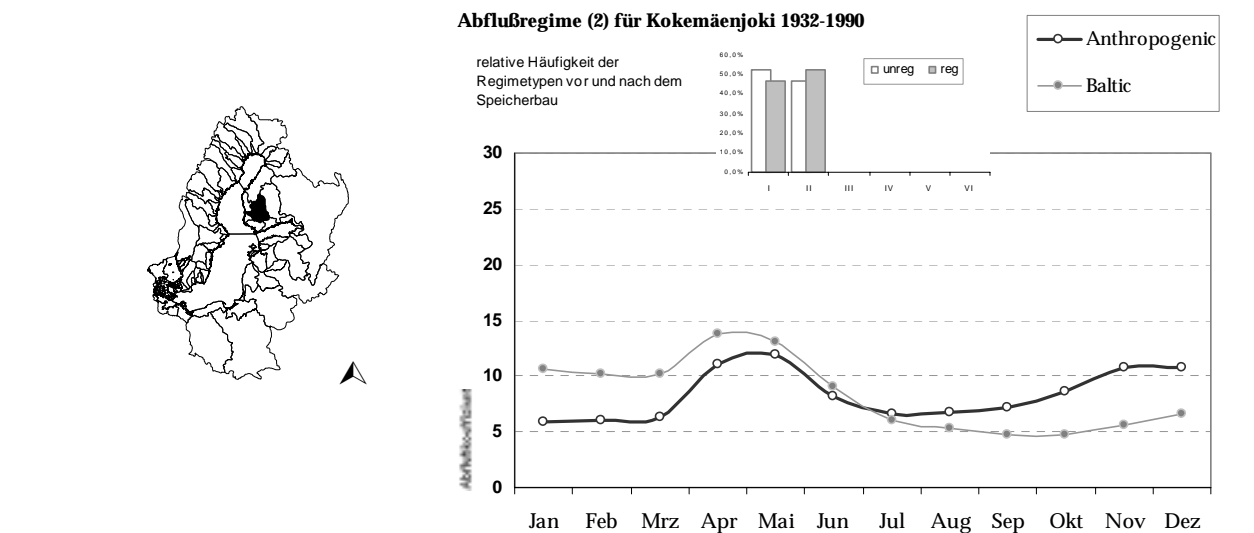


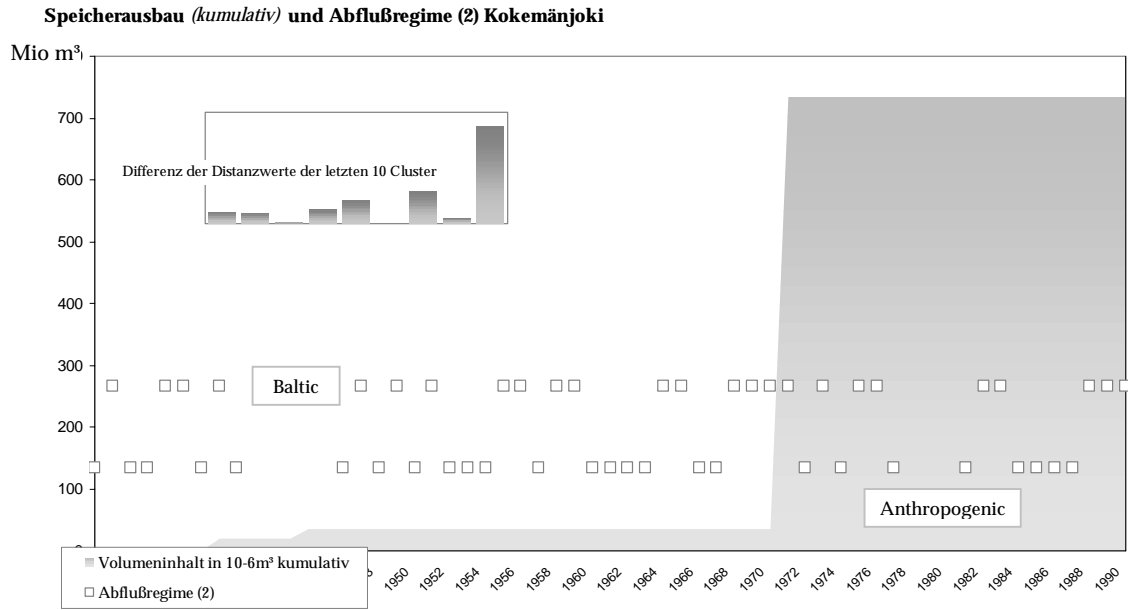
**Bild 3.24: Lapuanjoki** - Als Zeitpunkt für die Annahme einer Regimeänderung wurde wie beim Kyrönjoki bereits das Jahr 1954 gewählt. Der Jahresgang mit Hochwasser im April wird hier dergestalt geändert, daß nunmehr stärkere wie auch abgeflachte Maihochwässer auftreten. Hier scheint weder eine Landnutzungsänderung noch eine Talsperrrennutzung eine plausible Erklärung zu liefern. Am ehesten wäre an eine kleinräumigere Klimavariabilität mit späterer Schneeschmelze zu denken. Der Southern Inland Regimetyp beinhaltet ein schnell abgeleitetes Hochwasser im Frühjahr. Northern Inland und Southern Inland Regime repräsentieren hier vermutlich eine langsame oder zügige Schneeschmelze.



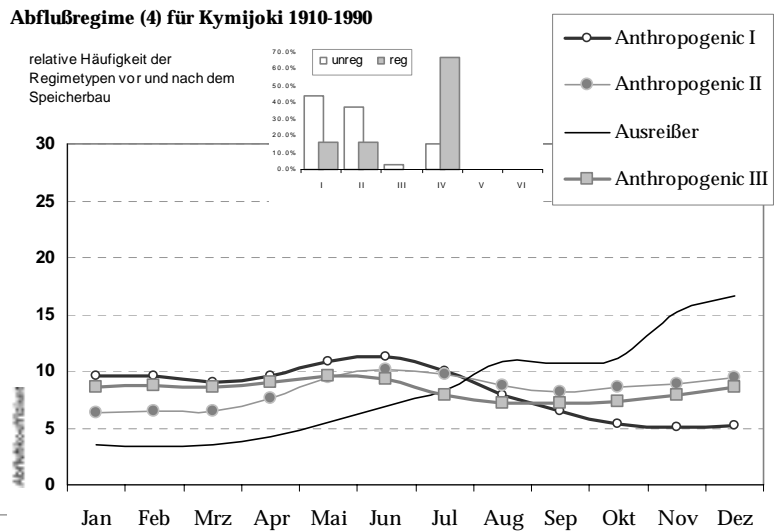


**Bild 3.25: Siikajoki** - Aufgrund der kurzen Zeitreihe kann der erhöhte Abfluß im Mai nur aufgrund eines höheren Wasseräquivalents in der Schneedecke vermutet werden. Ein talsperrenbedingter Regimewechsel läßt sich nicht beobachten.

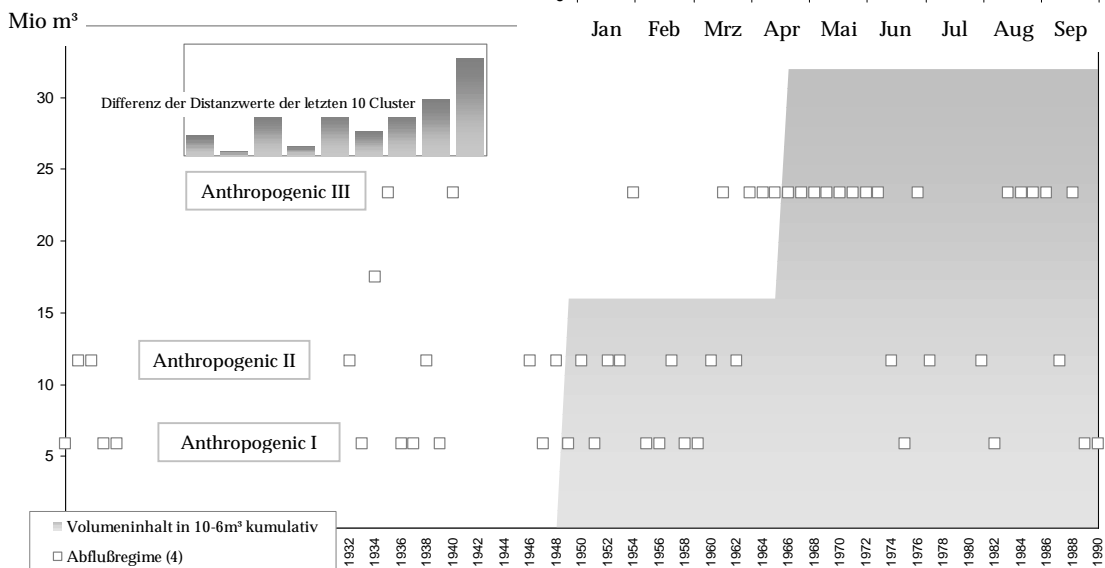


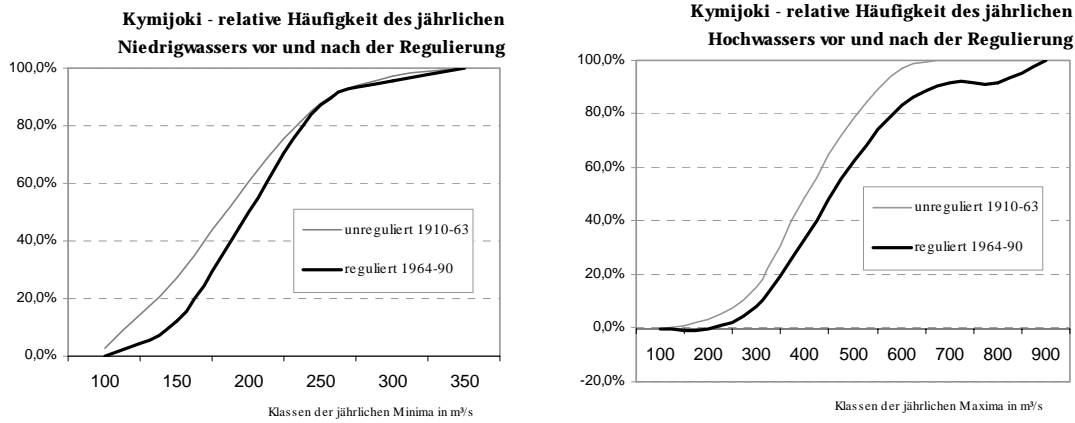


**Bild 3.26: Kokemäjoki** – Ein zunehmender Regulierungseffekt ab 1971 ist schwierig nachzuweisen, wenn, deutet er sich aber in den erhöhten Winterabflüssen des als Baltic Regime klassifizierten Abflußstyps an.

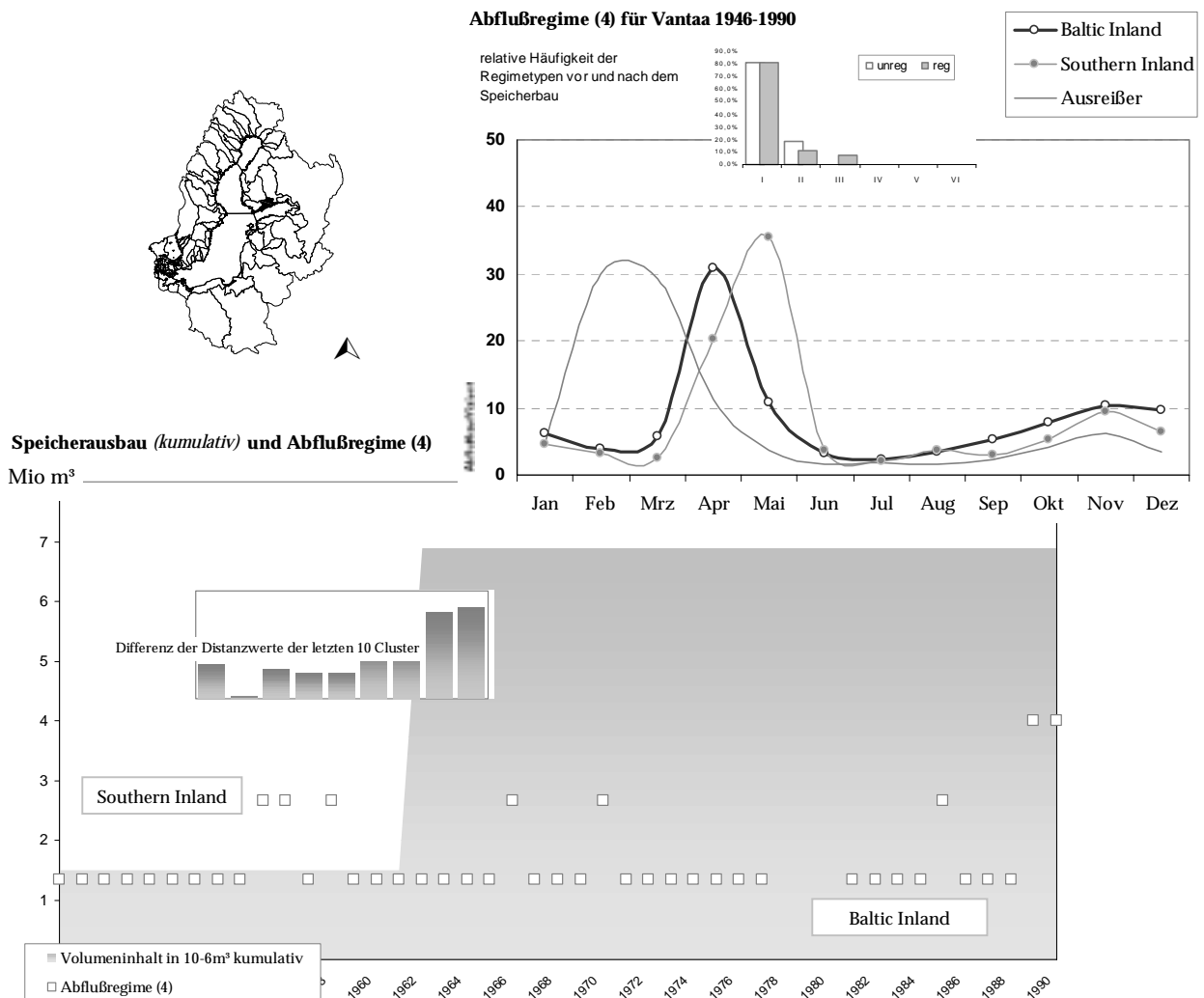


**Speicherausbau (kumulativ) und Abflußregime (4)**





**Bild 3.27: Kymijoki** (oben) – Seit 1964 deutliche Vergleichmäßigung des Abflußganges, welcher durch natürliche Seeregulierung auch zuvor nur eine geringe monatliche Variabilität aufwies. Seit der Regulierung nimmt die Stärke der Hochwässer zu. Diesen Effekt beschreiben ebenfalls HYVÄRINEN & VEHVILÄINEN, 1980 und führen ihn auf eine ausschließliche Wasserkraftnutzung der Talsperren bei Verringerung des Retentionsraumes zurück.



**Bild 3.28: Vantaa** – keine Regimeänderung, allerdings tendenziell Aufhöhung des Niedrigwassers nach dem Speicherausbau.

### 3.2.4 Anthropogene Änderungen im Abflußverhalten südbaltischer Ostseezuflüsse

Seen sind typisch für etliche der südbaltischen Flußeinzugsgebiete der Ostsee. 2,6 % der Landfläche Polens werden von Oberflächengewässern eingenommen. Diese Seen konzentrieren sich aber in der Pommerschen und Masurischen Seenplatte, hier befinden sich 257 000 ha der gesamten Seenfläche von 317 000 ha (CIOLKOSZ, 1993).

An den großen Seen Finnlands und Rußlands wurden zahlreiche Wasserkraftwerke erbaut. Deren Wirkung läßt sich im Abflußgang der Flüsse aber meist kaum bemerken. Das regulierte Seevolumen ist nur minimal und die meisten dieser Kraftwerke arbeiten durchflußorientiert (*runoff-river-production*). Ist zusätzlich die zum Seezufluß beitragende Landfläche gering, bleiben die Auswirkungen der Seenspeicherung auf den Abflußgang minimal. So ist die abflußverzögernde Wirkung des Vätternsees in Südschweden kaum erwähnenswert (GRAHAM, 1999). Lediglich das Saimen-Seensystem Ostfinnlands und der russische Onegasee induzieren bereits bei kleinen Seespiegelveränderung spürbare Auswirkungen im Abflußregime der sich anschließenden Flüsse, dämpfen aber ebenso in deutlicher Weise den jährlichen Abflußverlauf.

Ein als "Natürliche Seenregulierung" bezeichneter Effekt ist beim Ladogasee als größtem See im Ostseeinzugsgebiet mit einer Fläche von 17. 700 km<sup>2</sup> zu beobachten. Im Winter blockieren Eisschollen am Seeauslaß den Abfluß und reduzieren diesen um etwa die Hälfte. Im Frühling wird dieses "Flutter" durch die Eisschmelze wieder geöffnet. Dabei wird ein entsprechender Abflußpeak induziert (GRAHAM, 1999). GRAHAM modellierte diesen Effekt in HBV-Baltic mittels auch für die Talsperrensteuerung angewandten Speicherroutinen.

**Bild 3.29:** Wasserkrafterzeugung in Polen. (Quelle: WWW.OTKZ.POL.PL)

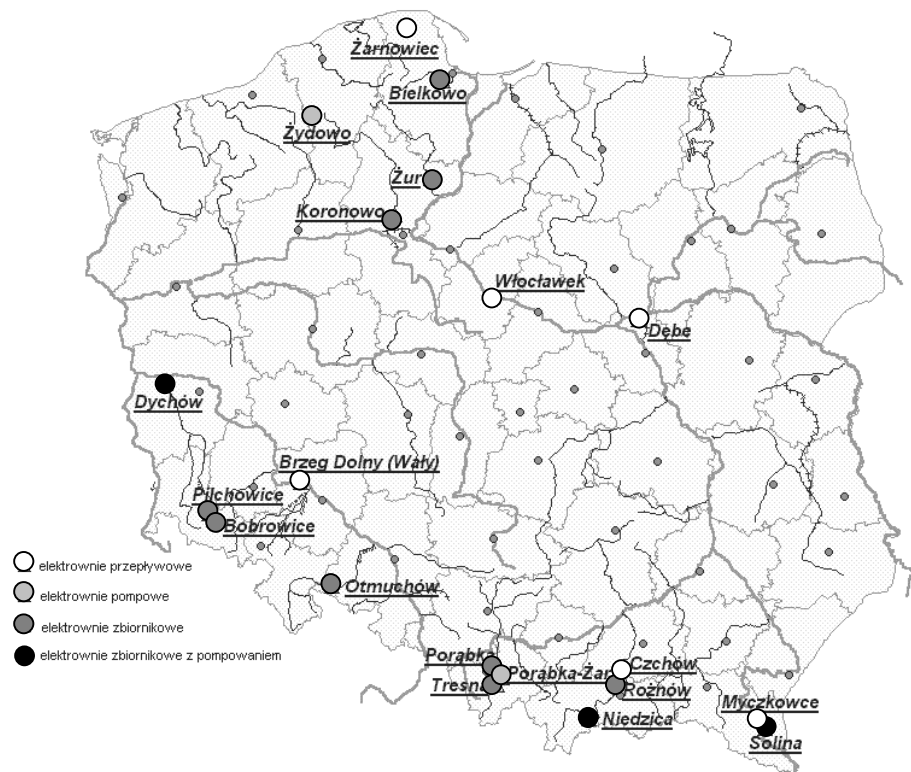
- - Durchflußkraftwerk
- ◐ - Pumpwerk
- ◑ - Talsperre
- - Pumpspeicherwerk

FASHCHEVSKY & FASHCHEVSKY, 1995 richten ein Augenmerk auf die veränderten hydrochemischen Bedingungen in talsperrenbeeinflussten Einzugsgebieten Belorußlands.

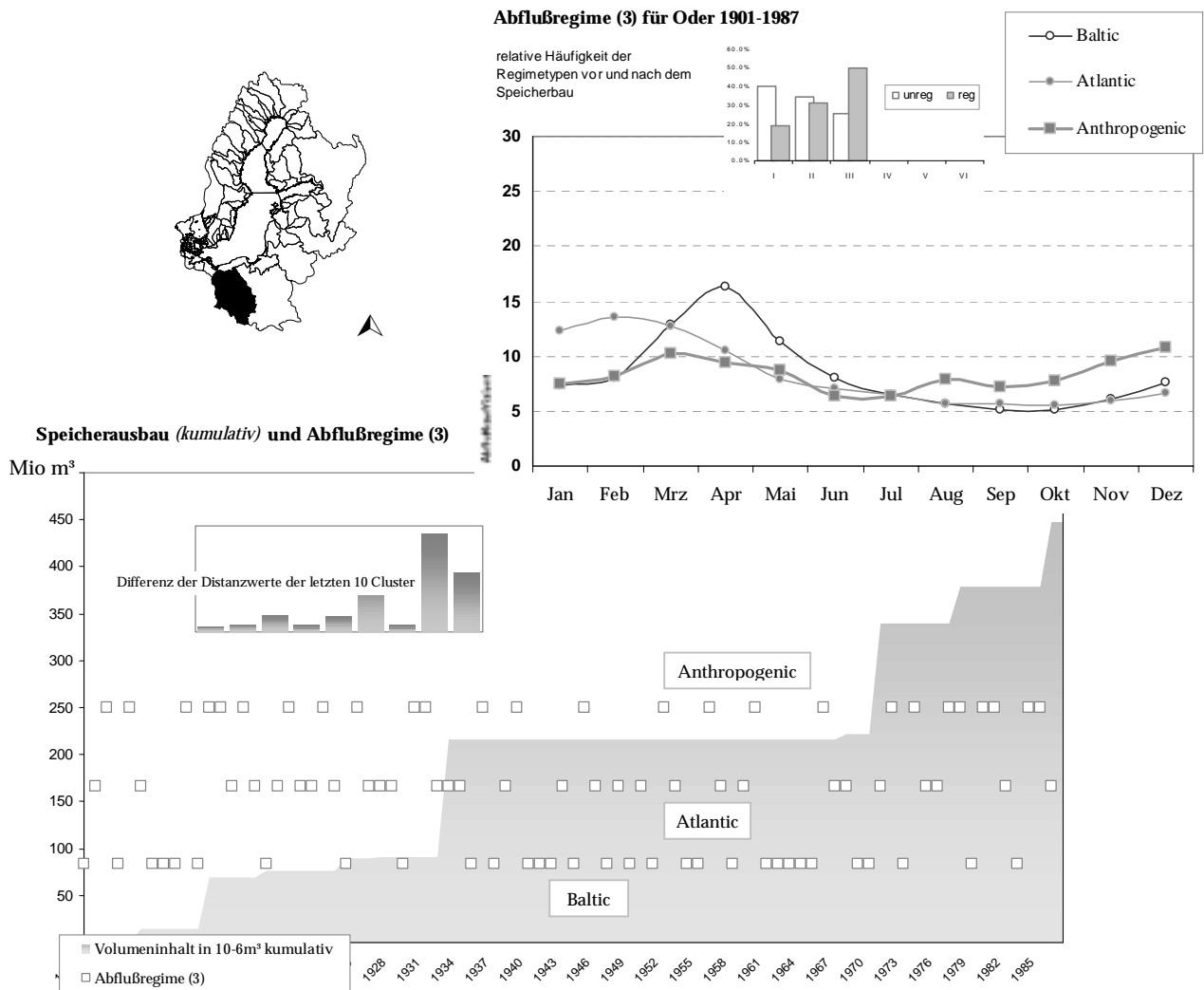
Neben reduzierten Ammoniumwerten fallen den Autoren

vor allem die bei Speicherraumnutzung typischen verringerten Eisenfrachten auf. Ebenfalls beschreiben sie die durch Entwässerung und Flußregulierung eingetretenen hydrologischen Änderungen an Neman und Daugava. Ab den siebziger Jahren stellen sie eine generelle Abnahme der Maximalabflüsse im Frühjahr fest.

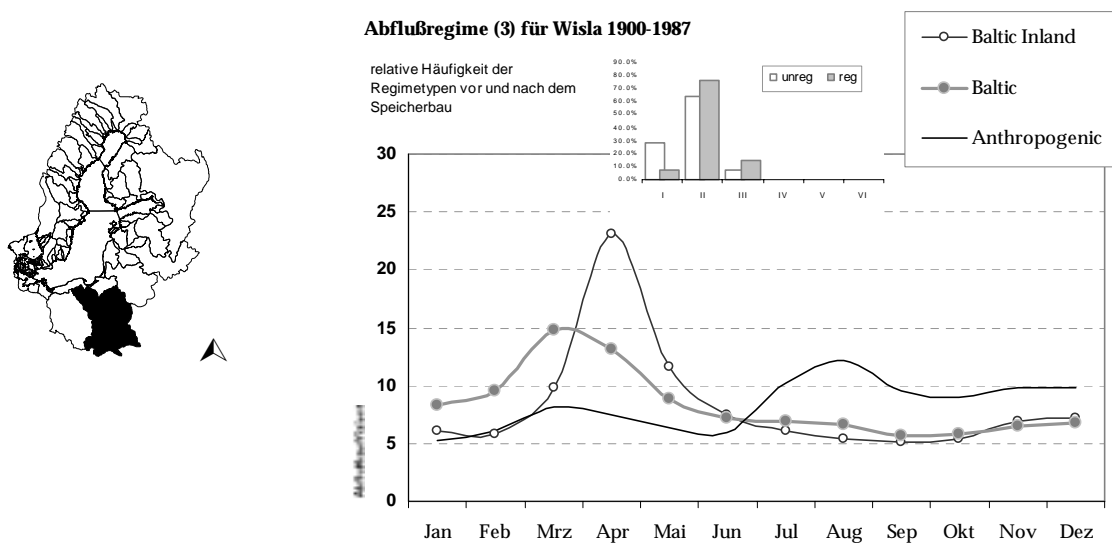
In den maritim geprägten, südlichen Einzugsgebieten mit Regenregimen können seit der Regulierung Abflußregime mit hohen Winterabflüssen (Energiegewinnung) und



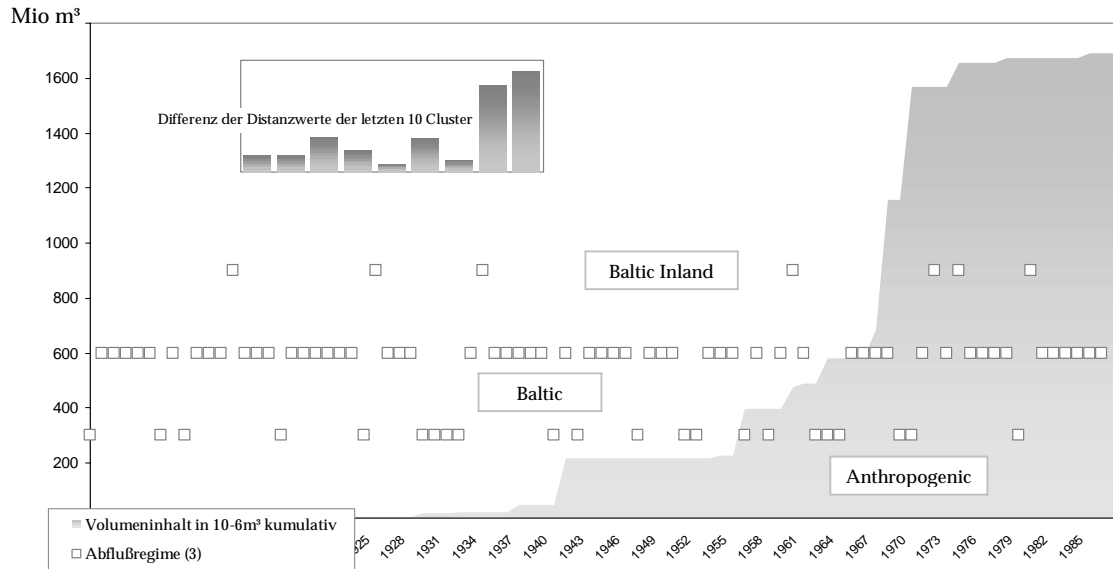
gedämpften Frühjahrsabflüssen (Hochwasserschutz) beobachtet werden. Diese müssen in diesen Einzugsgebieten aber nicht notwendigerweise den anthropogenen Regimetyp repräsentieren.



**Bild 3.30: Oder** - Regulierungseffekt seit 1971, nach der Abflußregulierung Wechsel von natürlichen Tieflandsregimen mit dem anthropogenen Regimetyp, dabei dominiert letzterer.

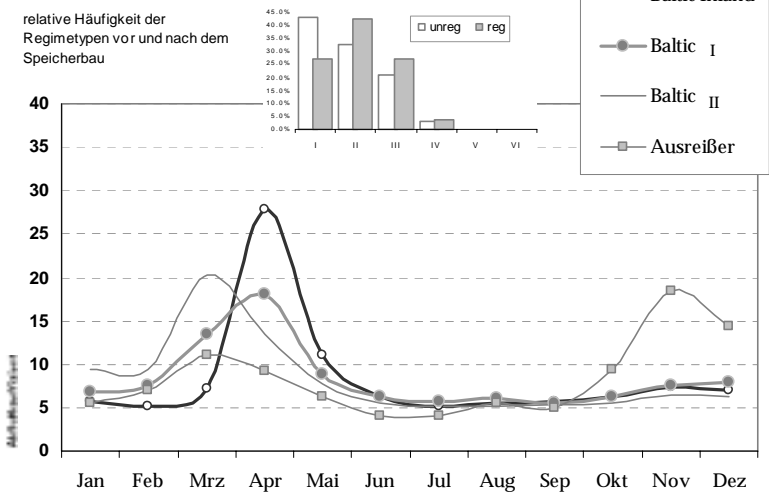
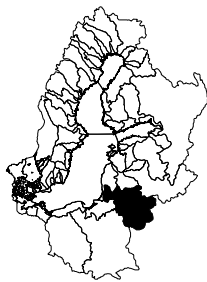


Speicherausbau (kumulativ) und Abflußregime (3) Wisla

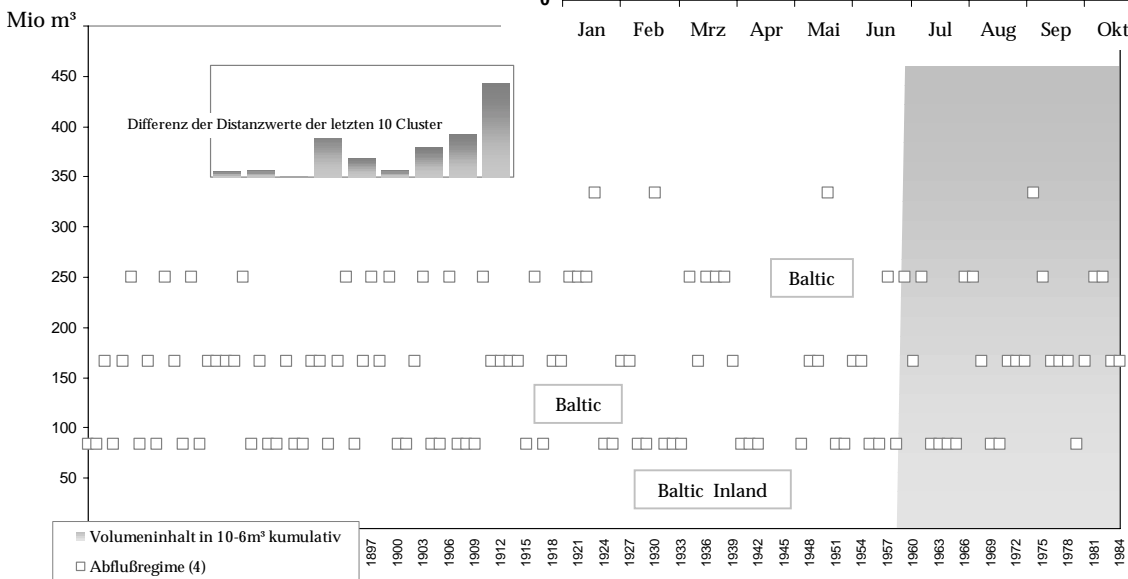


**Bild 3.31: Wisla** – Regulierungseffekt ab 1974 ansatzweise erkennbar, ab diesem Zeitpunkt wird das Baltic Inland Regime mit starkem Frühjahrsabfluß zugunsten des mit gleichmäßigerem Abflußverlauf behafteten Baltic Regime zurückgedrängt.

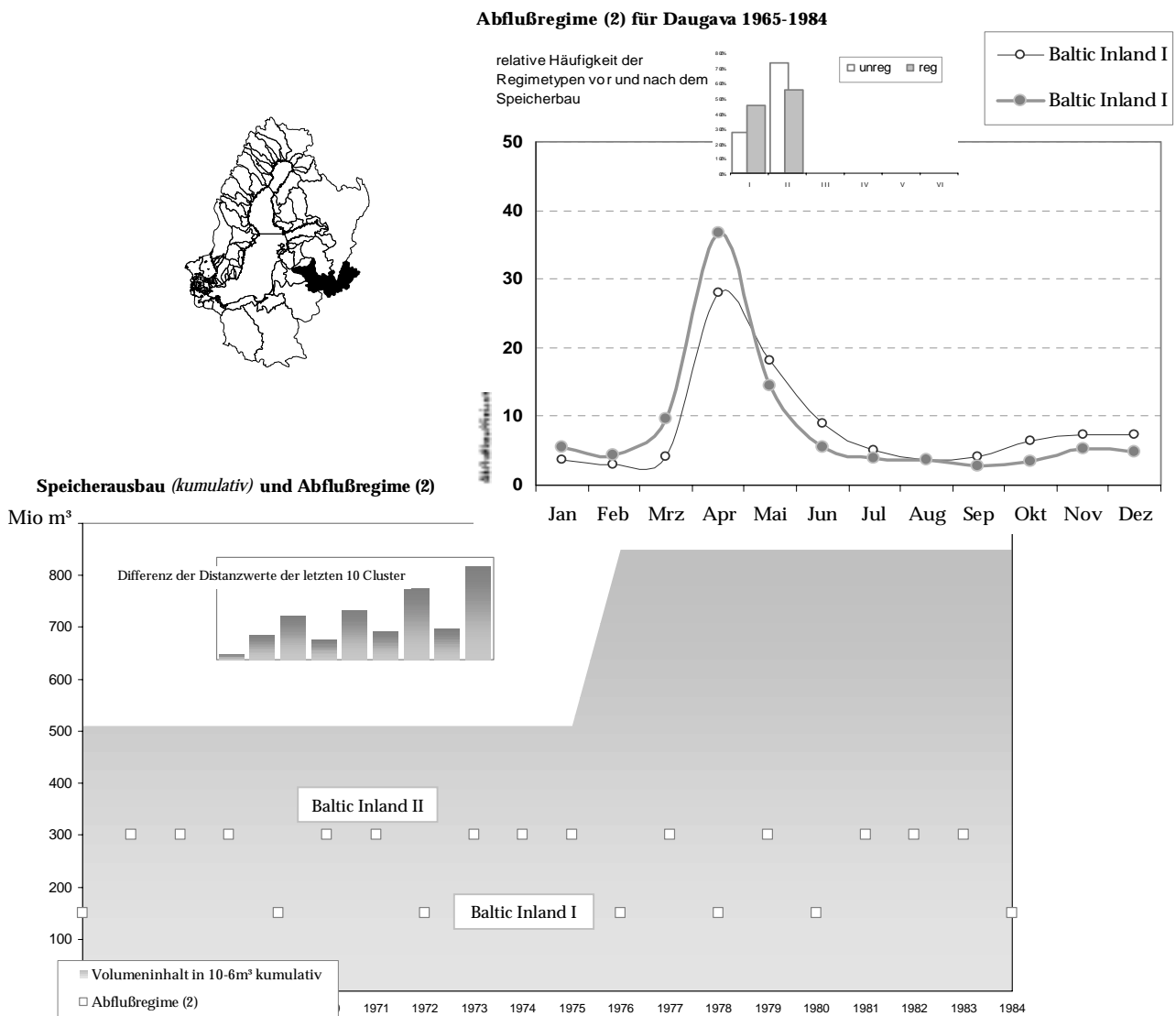
Abflußregime (4) für Neman 1864-1984



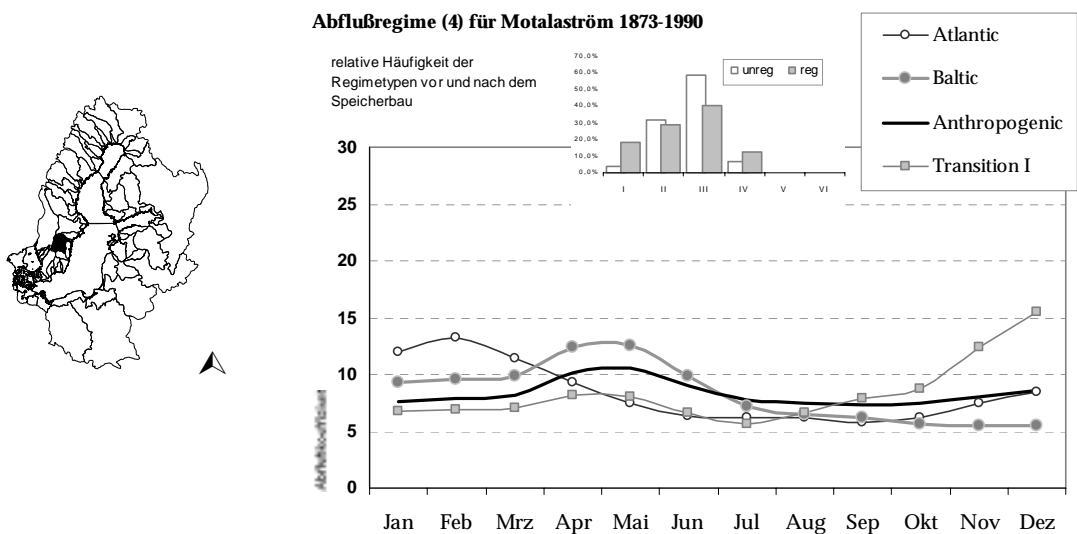
Speicherausbau (kumulativ) und Abflußregime (4)

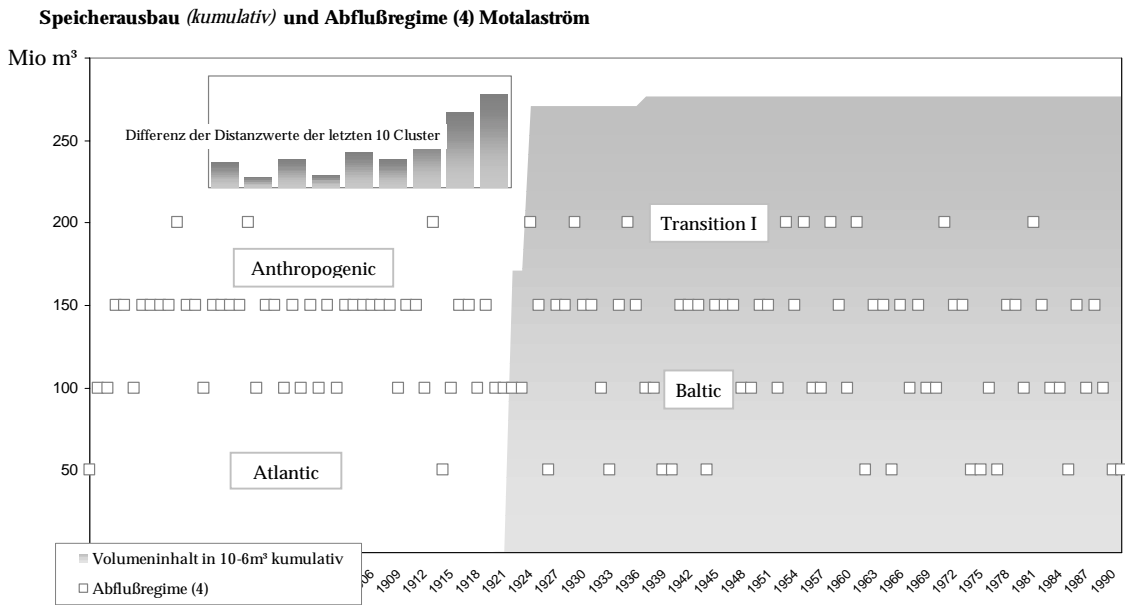


**Bild 3.32: Neman** – Regulierungseffekt ab 1959, aber nicht deutlich erkennbar. Wie bei der Wisla wird das Baltic Inland zugunsten des gleichmäßigeren Baltic Regime zurückgedrängt.

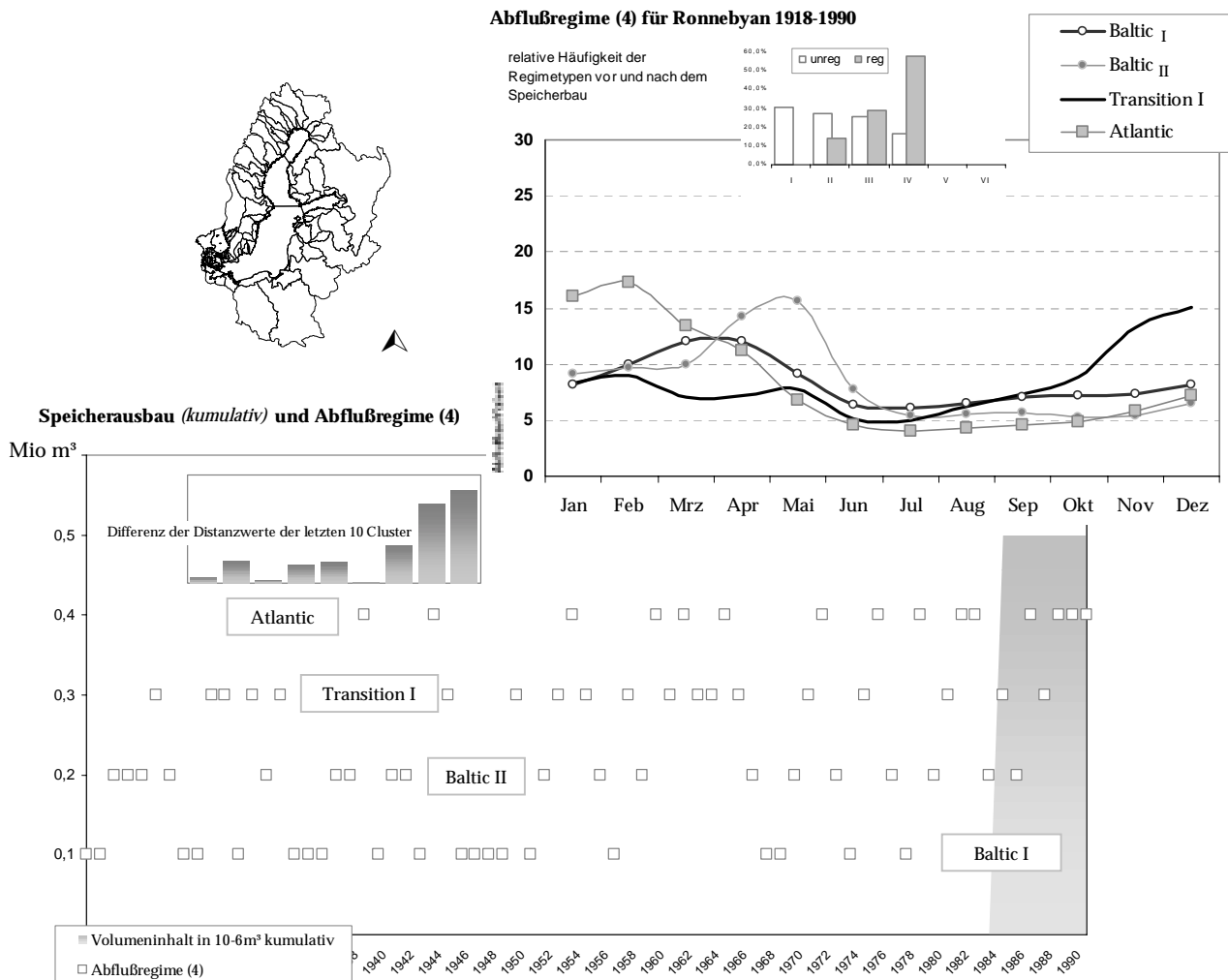


**Bild 3.33: Daugava** – Kein deutlicher Regulierungseffekt zu erkennen, da die beobachtete Reihe zu kurz ist. Die zweite Speicherausbaustufe bedingt wie bei Wisla und Neman einen gedämpften Frühjahrsabfluß.





**Bild 3.34: Motalaström** - Bereits durch natürliche Seen sehr gleichmäßiges jährliches Abflußverhalten, indem ein quasi anthropogener Regimetyp bereits enthalten ist. Seit der Regulierung ab 1921 wird ein dem Atlantic Regime ähnlicher Jahresgang stärker bevorzugt, dieser weist höhere Winterabflüsse (Energiegewinnung im Winter) auf.

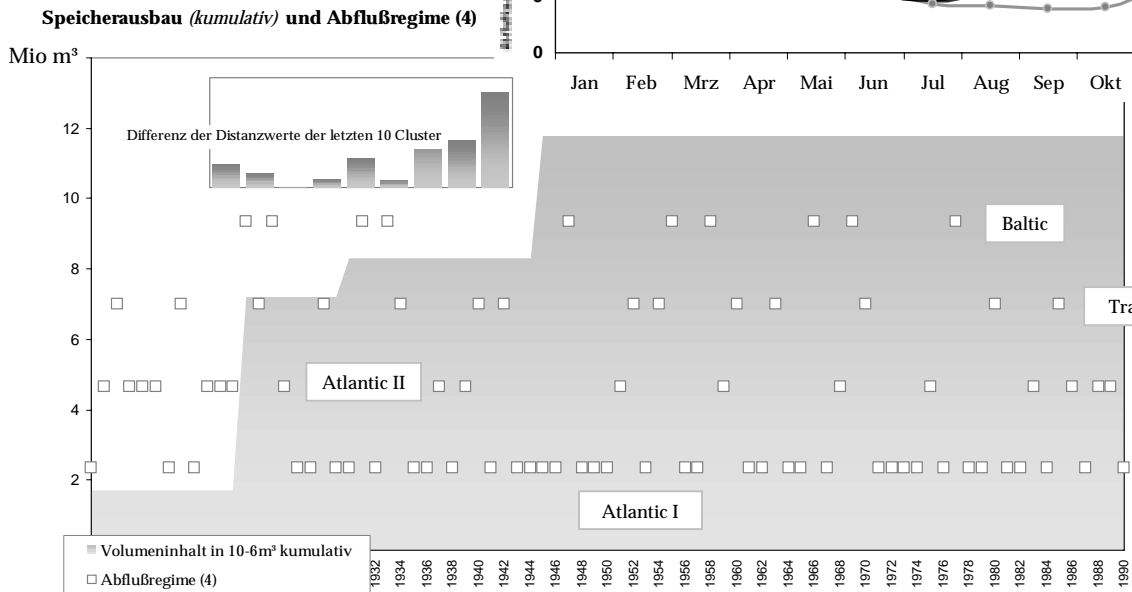
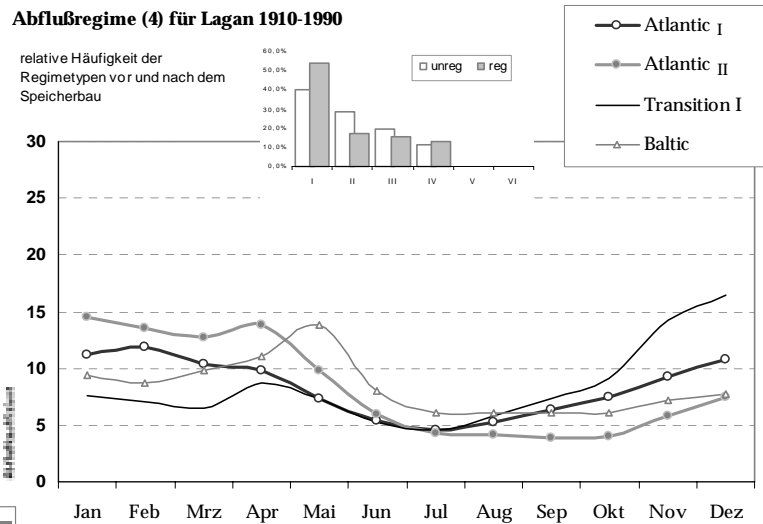
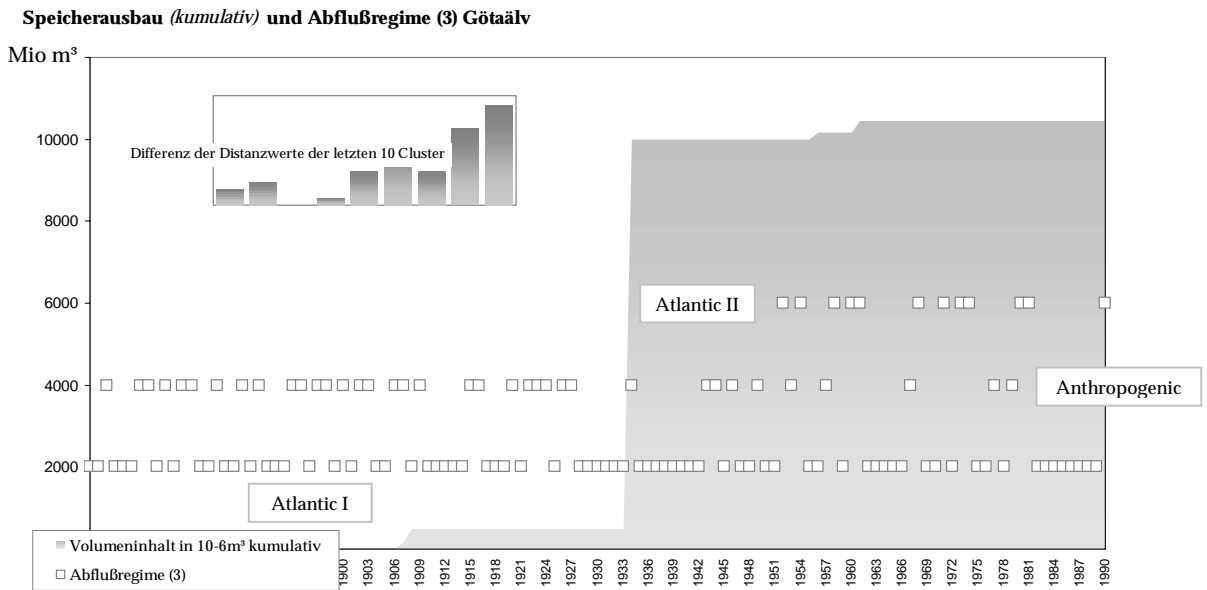


**Bild 3.35: Ronnebyan** – Aufgrund der kurzen regulierten Zeitreihe nicht sicher nachzuweisender Regulierungseffekt. Wenn, findet ein Wechsel zum Atlantic Regime statt.

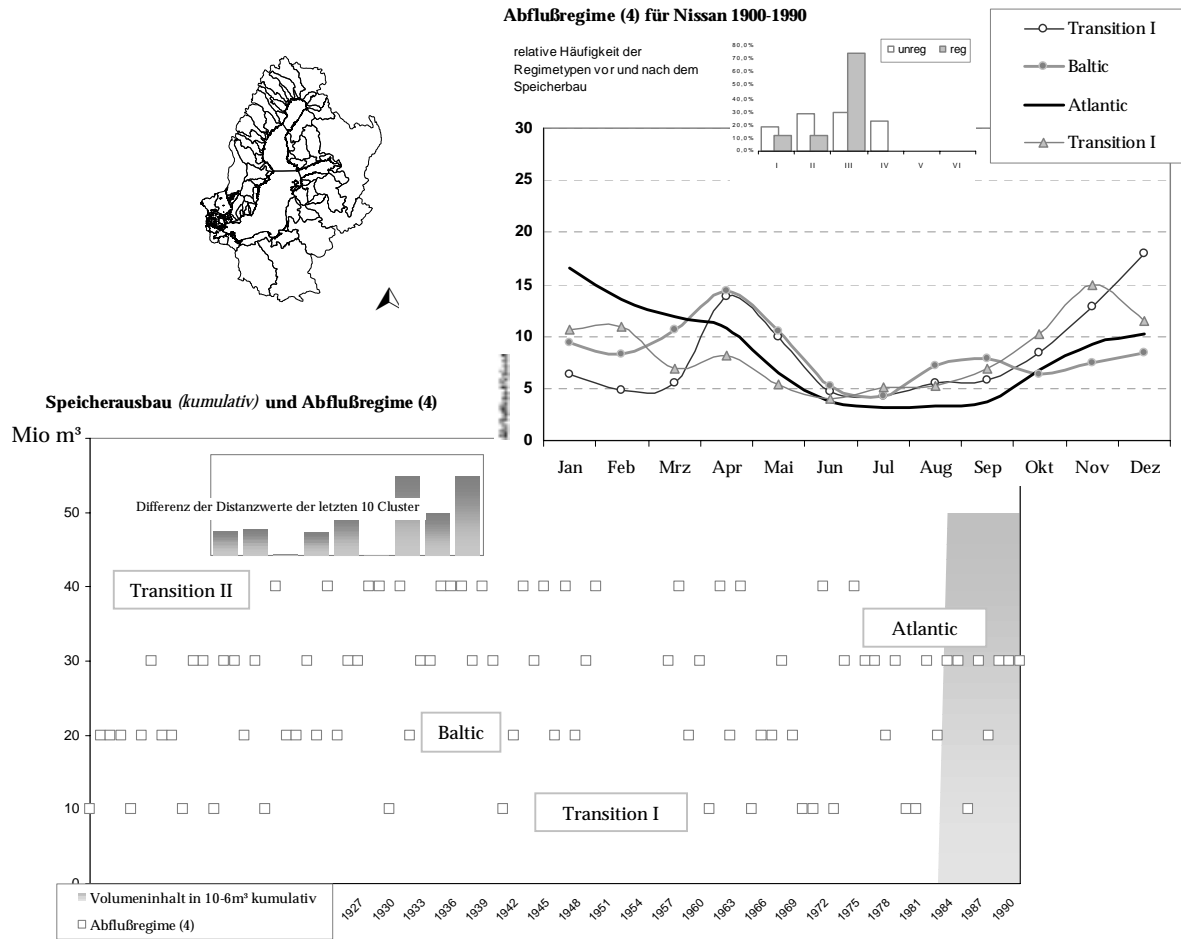




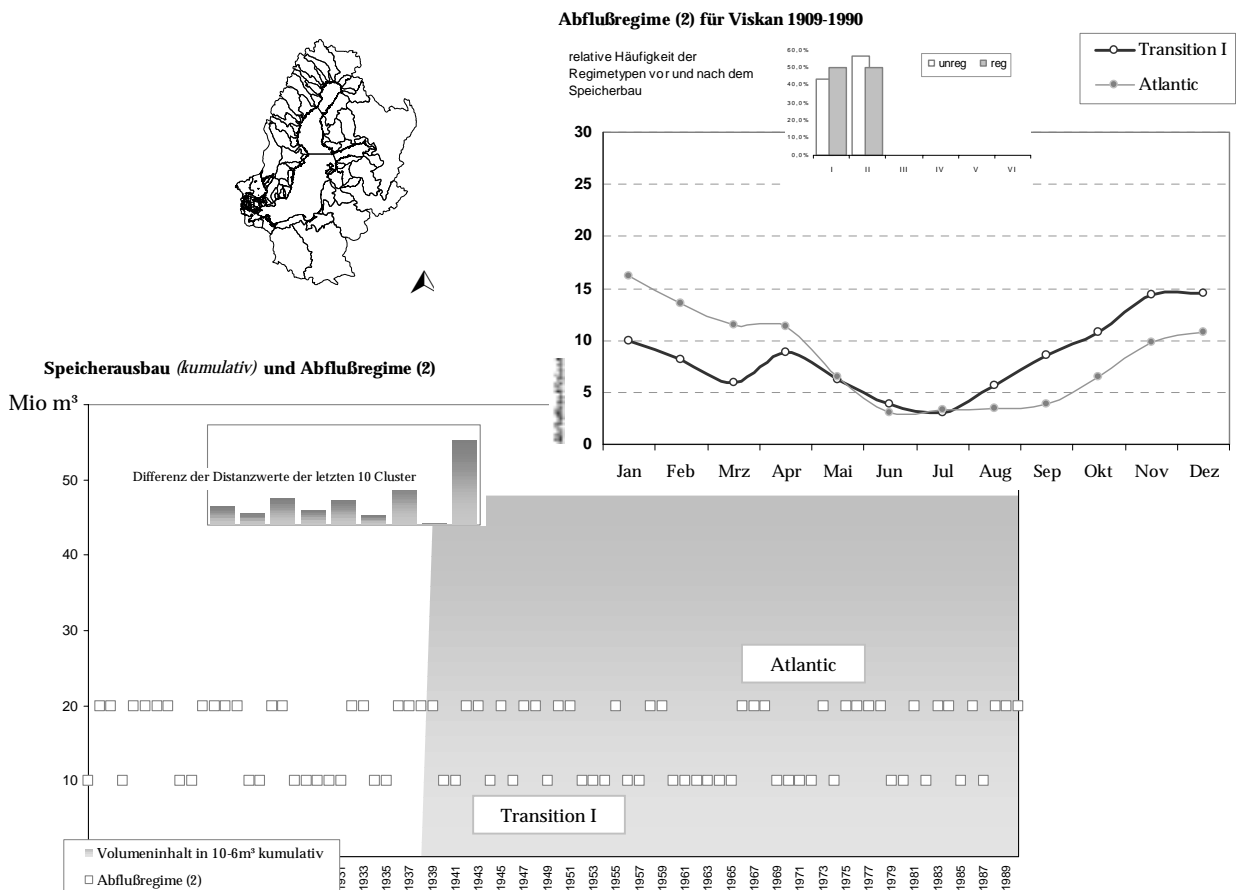
Jahresganges mit höheren Abflüssen im Winter (winterliche Wasserkraftgewinnung) zurückgedrängt wird.



**Bild 3.38: Lagan** – Beeinflussung der Abflußregime durch Talsperrenbewirtschaftung nicht sicher festzustellen. Der geringe Speicherausbau bewirkt tendenziell, daß das Atlantic I Regime mit höheren Winterabflüssen etwas häufiger auftritt.



**Bild 3.39 + Bild 3.40: Nissan, Viskan – Regulierungseffekt wegen zu kurzer beobachteter Reihe nicht sicher festzustellen oder nicht vorhanden (Viskan).**



### 3.3 Regimestabilität versus Regimevariabilität – zeitlicher Wechsel des innerjährlichen Abflußganges

Die wissenschaftliche Neugier darf nicht vor Fragen stehenbleiben, welche Abflußregime in den Einzugsgebieten des nördlichen Schweden oder in Polen überwiegen und ob nach dem Talsperrenbau ein über das gesamte Jahr gleichmäßiger Abflußgang dominiert. Interessanter noch als diese Fragen ist die Antwort darauf, ob die Regimetypen bestimmter Flüsse vor oder nach einem direkten Eingriff des Menschen häufiger wechseln. Kennzeichnend für das veränderte Systemverhalten nach einer einsetzenden Talsperrenbewirtschaftung ist also nicht allein der Wandel von einem mittleren Abflußgang in den nächsten, sondern zusätzlich die veränderte Häufigkeit des Eintritts bestimmter Abflußregime und deren Übergangswahrscheinlichkeiten.

Durch die Bewirtschaftung von Talsperren in einem Flußeinzugsgebiet soll im allgemeinen die Wahrscheinlichkeit von jährlich schwankenden Regimetypen vermindert werden. Der Mensch erzwingt hier einen mit großer Sicherheit in jedem Jahr immer wieder auftretenden Jahresgang des Abflusses. Zusätzlich kann ein neuer Zustand, ein gleichmäßiger Jahresgang des Abflusses, erreicht werden. Dieser ist durch die Wasserabgabe aus den Talsperren und Faktoren wie winterlicher Wasserkraftproduktion oder Hochwasserschutz geprägt. Der Aufwand, mittels Talsperren diese beiden Ziele zu erreichen, hängt davon ab, wie häufig das Fließgewässer bereits unter natürlichen Bedingungen von einem Abflußregime in ein nächstes wechselte.

Die Wahrscheinlichkeit des Übergangs von einem Zustand oder hier Regimetyp in einen anderen kann durch Markovketten beschrieben werden. Dabei sollen die Häufigkeiten einzelner Zustandsübergänge hinsichtlich ihrer statistischen Sicherheit zu bewerten sein. Markovkettenanwendungen sind in der Geographie nicht weit verbreitet. Ein Beispiel aus der Geomorphologie zur Beschreibung der Reliefentwicklung gibt GOURNELLOS, 1997, der den wahrscheinlichen Verlauf der Landformung anhand von Zustandsübergängen zwischen Erosion, Landhebung sowie Gleichgewicht zwischen Erosion und Landhebung zu simulieren versucht.

Der in dieser Arbeit verfolgte Ansatz beinhaltet nicht die übliche Sichtweise einer Markovkette, bei der nach Gleichg. (3.3) (VON STORCH & ZWIERS, 1997) normalerweise interessiert, mit welcher Sicherheit  $\hat{p}_{ij}$  der jetzige Systemzustand in einen zweiten oder aber dritten etc. wechselt.

$$\hat{p}_{ij} = \frac{n_{ij}}{n_i} \text{ mit } n_i > 0 \text{ und}$$

$$n_i = \sum_{j=i}^m n_{ij}; j, \dots, m \text{ Zustände} \quad (3.3)$$

$n_{ij}$  ist die Zahl der Übergänge vom Zustand i in den Zustand j

Vielmehr wird im folgenden das Gesamtsystem des Abflußverhaltens quasi von außen betrachtet und die relative Häufigkeit aller auftretenden Wechsel zwischen Typen als deren Übergangswahrscheinlichkeiten aufgefaßt.

Per Zufallsgenerator wurden mit Hilfe der jeweiligen Eintrittshäufigkeiten der einzelnen beobachteten Abflußregime für jedes Einzugsgebiet je 200 zufällige Zeitreihen aufeinanderfolgender Regimetypen von der etwaigen Dauer der beobachteten Zeitreihen erzeugt. Dieser durch Monte-Carlo-Simulation erzeugte Datensatz sollte die Varianz der Regimeübergänge eines Einzugsgebietes beinhalten. Infolge der 200-maligen Zufallssimulation war es möglich, mittlere Verweildauern in einem Zustand sowie Konfidenzintervalle für die Übergangswahrscheinlichkeiten abzuschätzen. Die jeweiligen Übergangswahrscheinlichkeiten wurden

durch Auszählen der Häufigkeit einzelner Regimewechsel geschätzt und deren 95% - Konfidenzintervalle nach SPEKAT, HELLER-SCHULZE & LUTZ, 1983 (Gleichg. (3.4)) berechnet.

$$K_{ij} = 1,96 \sqrt{\frac{p_{ij}(1-p_{ij})}{n_i}} \quad (n_i \text{ Zahl der Übergänge aus } i) \quad (3.4)$$

Die entsprechenden Routinen wurden auf einem EXCEL™-Tabellenblatt programmiert. Um die jeweiligen Übergänge eines Typs in einen nächsten zu identifizieren, konnte die Differenz des Reihenwertes n+1 minus n bei maximal vier Typausprägungen über eine entsprechende Abfragefunktion (folgender Kasten) und nach Tab. 3.1 ausgewertet werden.

```
=WENN(n-(n-1)=0;0;WENN(n-(n-1)=1;n;WENN(n-(n-1)=2;2+n;WENN(n-(n-1)=3;3+n;WENN(n-(n-1)=-1;-n;WENN(n-(n-1)=-2;-2+(n-1);WENN(n-(n-1)=-3;-3+(3+(n-1))))))))
```

**Tab. 3.1:** Numerische Identifikation der Typübergänge aus der Differenz des Reihenwertes n+1 minus n bei maximal vier Typausprägungen

		auf Zustand a <sub>2</sub>			
		1	2	3	4
Übergang von Zustand a <sub>1</sub>	1	0	2	5	7
	2	-2	0	3	6
	3	-5	-3	0	4
	4	-7	-6	-4	0

Nachdem je Einzugsgebiet jeweils 200 Zeitreihen als diskret verteilte Zufallsvariablen mit den Eintrittswahrscheinlichkeiten der jeweiligen Regimetypen (über den EXCEL™ internen Zufallszahlengenerator) generiert und die Typübergänge vor und nach dem Speicherausbau ausgezählt wurden, ließen sich die relativen Häufigkeiten der einzelnen Übergänge als Übergangswahrscheinlichkeiten auffassen. Die entsprechenden Ergebnisse für die 24 untersuchten talsperrenbeeinflussten Ostseezuflüsse listet Tab. 3.2 auf:

**Tab. 3.2:** Häufigste Regimeübergänge vor und nach dem Talsperrenbau in Einzugsgebieten der Ostsee (nach Monte-Carlo-Simulation von 200 Zeitreihen).

Fluß	unregulierter Fall			regulierter Fall		
	Regimeübergang oder-stabilität	Übergangswahrscheinlichkeit im Konfidenzintervall	mittlere Verweildauer eines Regimetyps im unregulierten Fall [Jahre]	Regimeübergang oder-stabilität	Übergangswahrscheinlichkeit im Konfidenzintervall	mittlere Verweildauer eines Regimetyps im regulierten Fall [Jahre]
<b>Bottenwiek</b>						
Skellefteälv	Übergangsregime II stabil	1.00 +/- 0.00	99.0	Antropogenic Regime stabil	0.87 +/- 0.07	18.2
Luleälv	Übergangsregime II auf North Scandinavian oder umgekehrt	0.48 +/- 0.14	2.0	North Scandinavian auf Antropogenic Regime oder umgekehrt	0.32 +/- 0.16	1.6
Kemijoki	Northern Inland auf Mountain oder umgekehrt	0.47 +/- 0.14	2.6	<i>nicht vorhanden</i>		
Iijoki	Northern Inland auf Mountain oder umgekehrt	0.27 +/- 0.17	1.5	Northern Inland stabil	0.56 +/- 0.13	2.2
Oulujoki	Mountain stabil	0.96 +/- 0.04	31.7	Antropogenic Regime stabil	0.80 +/- 0.09	8.1

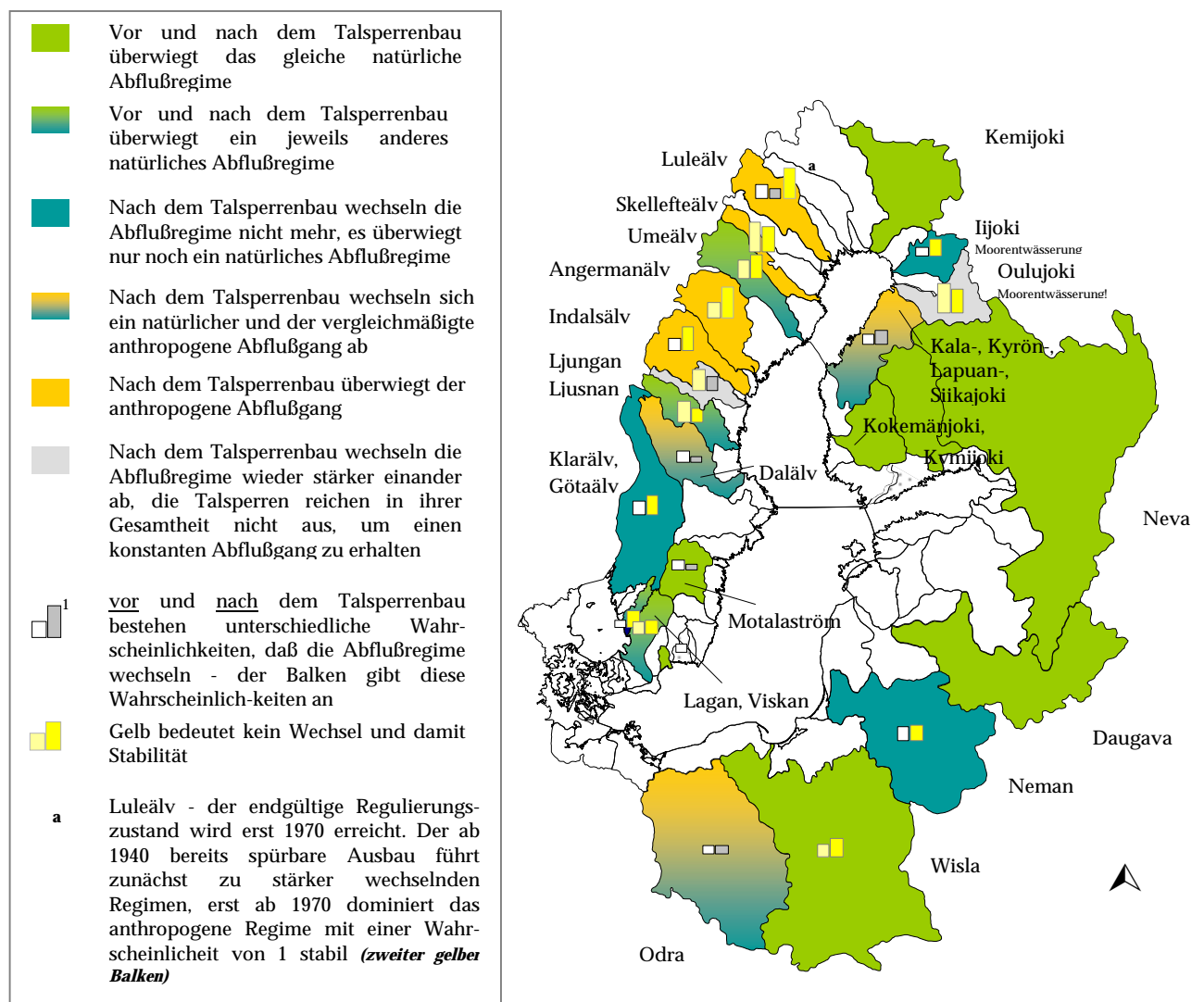
Fluß	unregulierter Fall			regulierter Fall		
	Regimeübergang oder- stabilität	Übergangswahrscheinlichkeit im Konfidenzintervall	mittlere Verweildauer eines Regimtyps im unregulierten Fall [Jahre]	Regimeübergang oder- stabilität	Übergangswahrscheinlichkeit im Konfidenzintervall	mittlere Verweildauer eines Regimtyps im regulierten Fall [Jahre]
<b>Bottensee</b>						
Dalälvs	Mountain auf Northern Inland oder umgekehrt	0.40 +/- 0.17	2.1	Antropogenic Regime auf Baltic oder umgekehrt	0.23 +/- 0.15	2.0
Gavlean	Baltic stabil	0.33 +/- 0.16	2.1	<i>nicht vorhanden</i>		
Ljusnan	Mountain stabil	0.74 +/- 0.10	5.8	Northern Inland stabil	0.51 +/- 0.14	2.5
Ljungan	Mountain stabil	0.43 +/- 0.15	2.7	Northern Inland auf Mountain oder umgekehrt	0.30 +/- 0.17	1.5
Indalsälvs	Mountain auf North Scandinavian oder umgekehrt	0.46 +/- 0.14	2.2	Antropogenic Regime stabil	0.80 +/- 0.09	7.2
Angermanälvs	Mountain stabil	0.52 +/- 0.14	3.8	Antropogenic Regime stabil	1.00 +/- 0.00	99.0
Umeälvs	North Scandinavian stabil	0.61 +/- 0.12	4.9	Mountain stabil	0.76 +/- 0.10	8.8
Siika-, Kala-, Lapuan-, Kyronjoki	Southern Inland auf Baltic Inland oder umgekehrt	0.35 +/- 0.16	2.2	Southern Inland auf Baltic Inland oder umgekehrt	0.49 +/- 0.14	2.7
Kokemaenjoki	Antropogenic Regime auf Baltic oder umgekehrt	0.50 +/- 0.14	2.4	<i>nicht vorhanden</i>		
<b>Zentrale Ostsee</b>						
Motalaström	Antropogenic Regime auf Baltic oder umgekehrt	0.37 +/- 0.16	2.1	Antropogenic Regime auf Baltic oder umgekehrt	0.22 +/- 0.17	1.3
Ronnebyan	Baltic stabil	0.29 +/- 0.16	1.5			
Oder	Atlantic auf Baltic oder umgekehrt	0.27 +/- 0.17	1.7	Antropogenic Regime auf Atlantic oder umgekehrt	0.31 +/- 0.16	2.0
Wisla	Baltic stabil	0.41 +/- 0.15	2.9	Baltic stabil	0.59 +/- 0.13	4.0
Neman	Baltic Inland auf Baltic oder umgekehrt	0.49 +/- 0.14	2.9	Baltic stabil	0.53 +/- 0.13	2.9
Vantaa	Baltic Inland stabil	0.71 +/- 0.11	6.6	<i>nicht vorhanden</i>		
<b>Kattegat</b>						
Viskan	Übergangsregime I auf Atlantic oder umgekehrt	0.50 +/- 0.14	1.8	<i>nicht vorhanden</i>		
Nissan	Übergangsregime I auf Atlantic oder umgekehrt	0.25 +/- 0.17	1.3	Atlantic stabil	0.55 +/- 0.13	4.6
Lagan	Atlantic stabil	0.47 +/- 0.14	2.6	Atlantic stabil	0.52 +/- 0.14	2.6
Klarälvs, Götaälvs	Antropogenic Regime auf Atlantic oder umgekehrt	0.49 +/- 0.14	2.5	Atlantic stabil	0.68 +/- 0.11	3.4

Diese Analyse der erhaltenen Übergangswahrscheinlichkeiten über mehrere Jahre gab Aufschluß über die Regimestabilität oder -variabilität des Abflusses in einem Einzugsgebiet (Bild 3.41). Ändert sich der Regimetyp eines Flusses über mehrere Jahre hinweg nicht, ist von einer hohen Stabilität im Jahresgang des Abflusses zu sprechen. Flüsse mit einer hohen Regimevariabilität wechseln von einem zum nächsten Jahr in ein anderes Abflußregime.

Schneesmelzregime des nördlichen Skandinavien stellen bereits ohne menschliche Regulierungsversuche verhältnismäßig stabile Regimetypen dar. Werden in diesen bergigen Einzugsgebieten Talsperren angelegt, gelingt es recht einfach, einen Abflußgang mit immer gleichem Monatsabfluß zu schaffen. Der Talsperrenbau bedingt hier manchmal einen abrupten Wechsel von einem in den anderen dominierenden Regimetyp. Das durch den Menschen geschaffene Abflußregime kann mit einer hohen Wahrscheinlichkeit über mehrere Jahre auftreten. In den mittelschwedischen Flüssen Ljungan, Ljusnan und Dalälv sind die durch den Talsperrenbau geänderten Abflußregime aber nicht sonderlich stabil. Einzelne Frühjahrshochwässer müssen weiterhin über die Staudämme gegeben werden, damit wird der Regimetyp wieder zurückgesetzt oder ein anderer natürlicher Abflußgang dominiert.

### Bild 3.41: Talsperrenbeeinflusste Einzugsgebiete der Ostsee.

Der Talsperrenbau im Ostseegebiet bis etwa 1970 hat nicht nur den Jahresgang des Abflusses in vielen Flüssen vergleichmäßig. Ebenso veränderte sich die Eigenart des Wechsels zwischen verschiedenen Abflußregimen.



So wechseln an diesen Flüssen bei übermäßiger Füllung der Speicher im Winter die anthropogenen Regime wieder verstärkt in Regime mit Tieflandscharakter und Schneeschmelzabfluß. Seit der Bewirtschaftung durch Talsperren ist damit ein stärkerer Frühjahrsabfluß zu beobachten, da die Schneeschmelzabflüsse direkt über einen knapp bemessenen Hochwasserschutzraum geleitet werden. Der durch die Talsperrensteuerung favorisierte, quasi-vergleichmäßigte Regimetyp mit zusätzlichen gedämpften Herbsthochwässern kann damit nicht stabil gehalten werden.

Flüsse mit einem großen Anteil an Seen wie die Neva oder finnische Tieflandsflüsse wechseln selten in einen anderen Regimetyp. Sie sind durch die Seenbecken bereits oft natürlich reguliert. Die hier errichteten Durchflußkraftwerke bedingen auch keinen neuen Regimetyp (GRAHAM, 1999).

Trotz der natürlicherweise instabilen Regenregime des südlichen Ostseeraumes können die recht wenigen Talsperren das Abflußverhalten merklich beeinflussen. Sie dienen dem Hochwasserschutz und geben während trockenen Wetters im Sommer zusätzliches Wasser in die Flüsse ab. Das durch Winterregen geprägte Abflußregime der Oder läßt sich recht leicht vergleichmäßigen und wechselte ab etwa 1970 deutlich in Richtung eines durch den Menschen regulierten (anthropogenen) Regimes. Bei Wisla und Neman erhöhte sich die Stabilität des bereits vorherrschenden Regimes, Übergänge auf andere Abflußtypen nahmen damit ab.



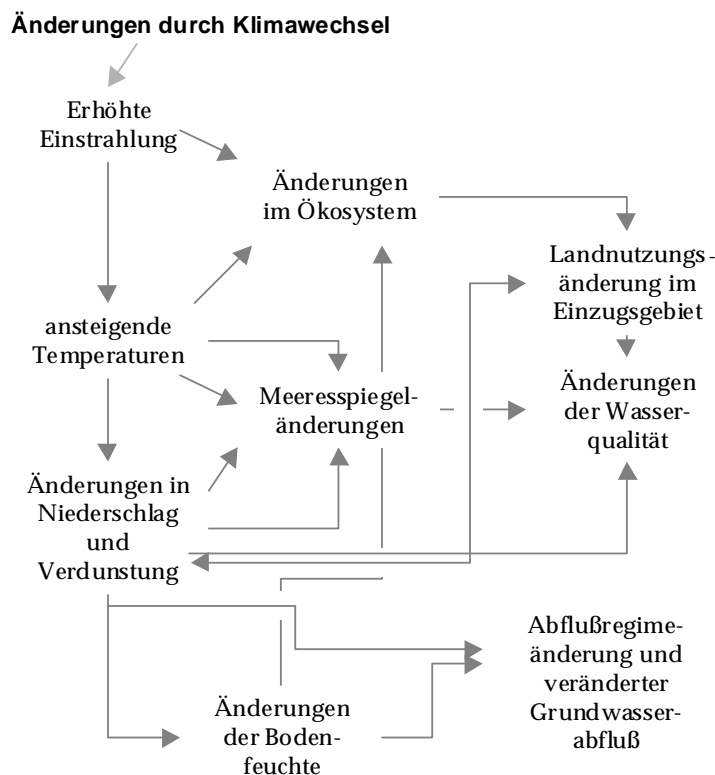
## 4. Räumlicher Wandel von Abflußregimen durch Klimavarianz

### 4.1 Abflußregime des Ostsee Einzugsgebietes unter ECHAM4 - Klimaparametern

Seit der Mitte dieses Jahrhunderts ist in den Abflußregimen des Einzugsgebietes der Ostsee eine Verschiebung der hydrologisch relevanten Hochwasserphasen und eine Amplitudenänderung in den Abflußkurven zu beobachten. Dieser Trend wird sich auch in den nächsten fünfzig Jahren weiter fortsetzen. Ein Teil dieser Veränderungen ist auf direkte Eingriffe in das Abflußgeschehen durch Wasserkraftnutzung und Talsperrenbau zurückzuführen. Gleichzeitig einhergehende Landnutzungsänderungen und ein prognostizierter globaler Klimawandel werden diesen Effekt überlagern und verstärken.

Modelle mit spezieller Ausrichtung auf die Untersuchung von Effekten eines vermuteten Klimawandels in Skandinavien sind von SÆLTHUN ET AL., 1990 (Norwegen) und VEHVILÄINEN & LOHVANSUU, 1991 (Finnland) erstellt worden. Das Muster der Generierung des Oberflächenabflusses wird sich mit einer vorhergesagten globalen Erwärmung weitgehend verschieben. Durch den Rückgang der Schneemonate werden im Jahresverlauf ausgeglichene Regenregime zunehmen und die Schneeschmelzregime nach Norden verdrängt.

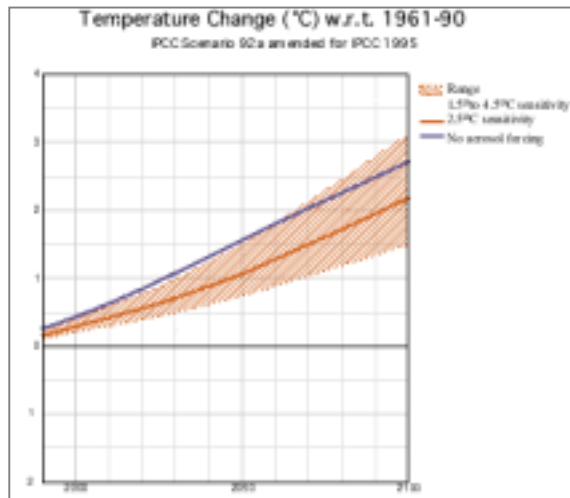
ARNELL, 1996 skizziert die Folgewirkungen eines Treibhauseffektes im Klimasystem auf die Hydrosphäre mit folgendem Schema (Bild 4.1):



**Bild 4.1:** Auswirkungen eines Treibhauseffektes auf das natürliche hydrologische System (ARNELL, 1996).

Um sich wandelnde Klimaparameter bei einem anthropogenen Treibhauseffekt abzuschätzen, existieren weltweit zahlreiche Klimasimulationsmodelle. Sie alle versuchen einen möglichen Klimawandel unter verschiedenen Szenarien des Kohlendioxid-Anstiegs in der Atmosphäre zu modellieren. Mit dem Klimasimulationsmodell ECHAM4 des Hamburger Max-Planck-Instituts für Meteorologie (ROECKNER ET AL., 1996) sind Zeitreihen verschiedener Klimaparameter für die Periode 2040-69 auf einem globalen 2,8°-Gitter prognostiziert worden. Die Modellannahmen gehen dabei von einem moderaten, aber weiteren Anstieg des

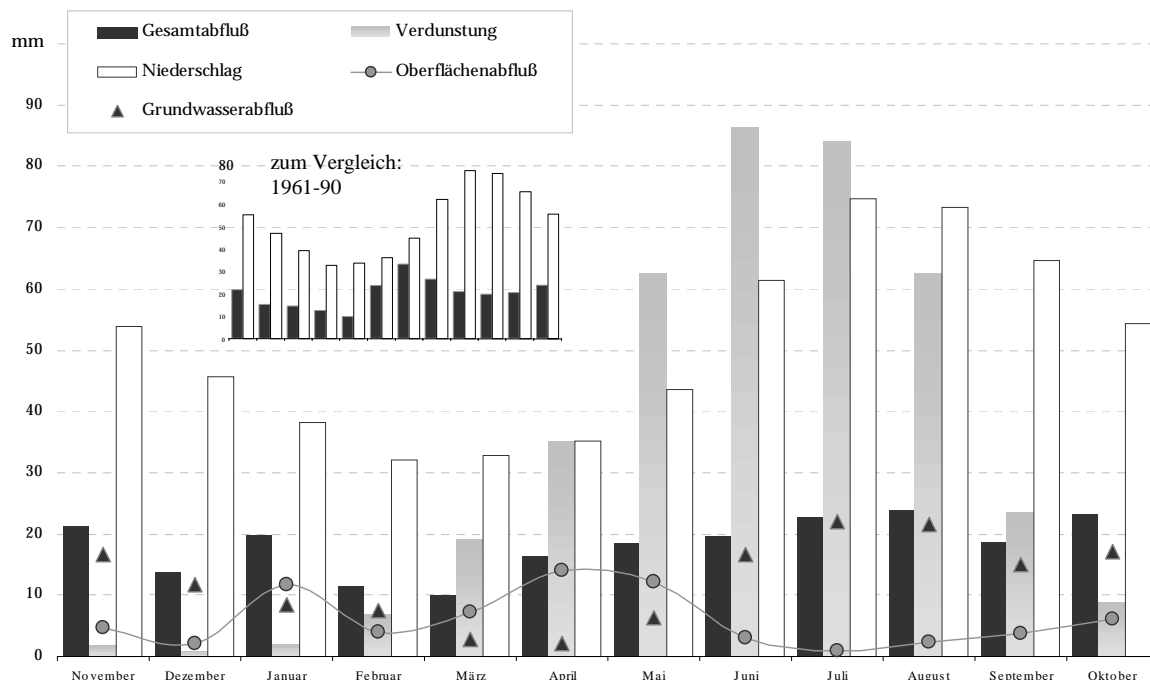
Treibhausgas CO<sub>2</sub> bis mindestens ins Jahr 2100 aus. Unter diesen als IS 92a-Szenario für den Kohlendioxidanstieg spezifizierten Bedingungen ist in naher Zukunft mit deutlich zunehmenden globalen Jahresmitteltemperaturen zu rechnen (Bild 4.2):



**Bild 4.2:** Zunahme der globalen Jahresmitteltemperaturen nach ECHAM4-Berechnungen unter einem IS 92a Szenario ([HTTP:// IPCC-DDC.CRU. UEA.AC.UK/ CRU\\_DATA](http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk/cru_data)).

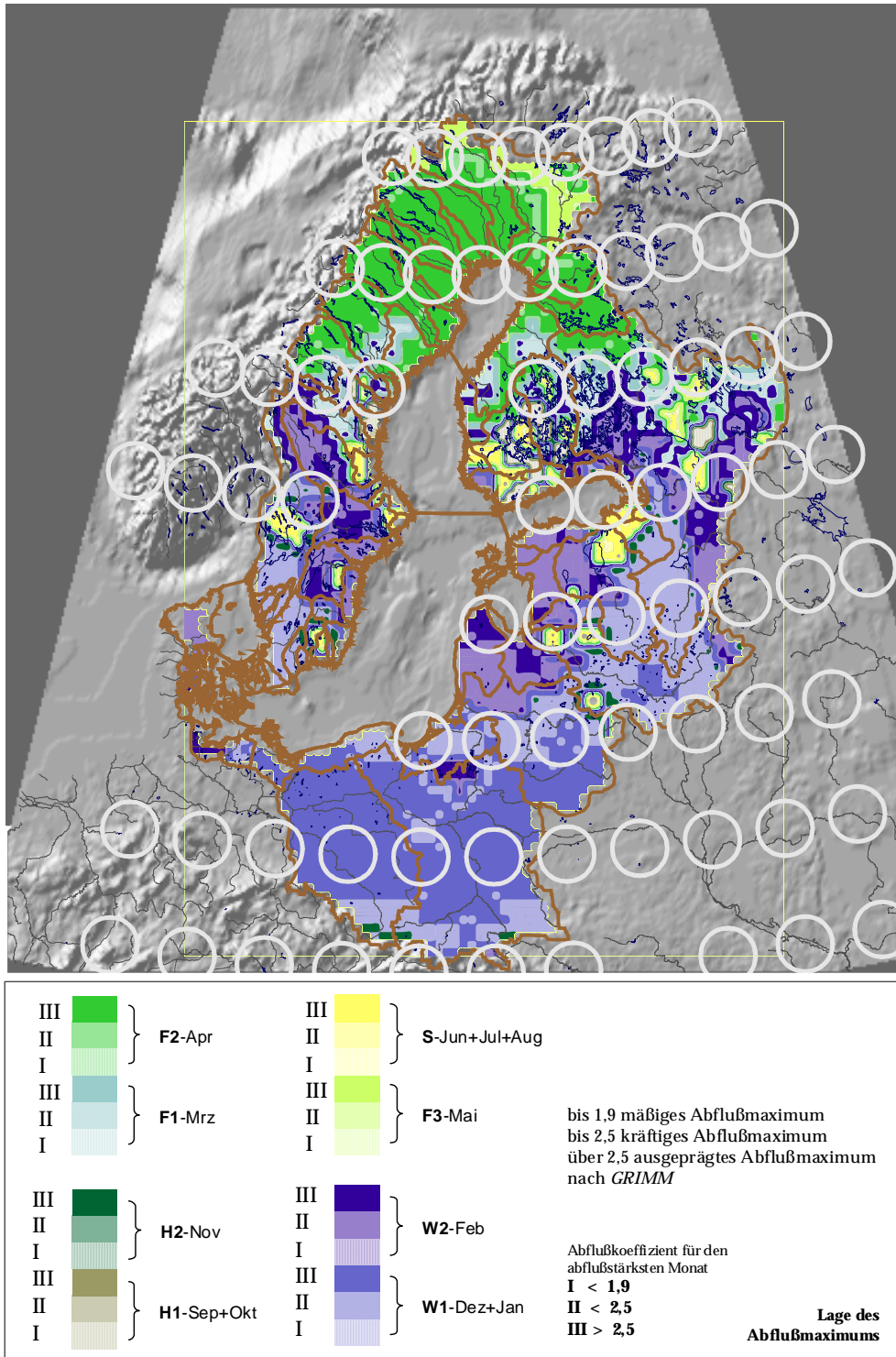
Mit Hilfe des ECHAM4-Rasterfeldes von vorhergesagten Änderungen der Niederschlags-, Temperatur- und Einstrahlungswerte für die Periode 2040-69 ([HTTP:// IPCC-DDC.CRU. UEA. AC.UK](http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk)) bestand die Möglichkeit, die Datenfelder des Wasserhaushaltsmodells aus Kapitel 2.3 auf zukünftige Klimabedingungen zu modifizieren. Die 0,5°-Rasterfelder mit mittleren Klimaparametern der Periode 1961-90 wurden hierzu mit den 2,8°-Datenfeldern der Änderungsbeträge des ECHAM4-Modells modifiziert.

Nach der Bilanzierung des monatlichen Wasserhaushalts über die in Kapitel 2.3 beschriebenen Routinen zeichnet sich folgende Tendenz im prognostizierten Abflußgeschehen des Ostseebeeinzugsgebietes ab (Bild 4.3):



**Bild 4.3:** Prognostizierter Wasserhaushalt des Ostseebeeinzugsgebietes (in mm) für die Periode 2040-69 mit ECHAM4-Klimaparametern unter IS 92a Szenario (kleine Grafik: 1961-90).

Die erhöhten Wintertemperaturen werden das Maximum des jährlichen Gesamtabflusses in regendominierte Hochwasserspitzen der Monate Oktober/November und Januar verschieben. Mit der sich nordwärts verschiebenden Westwindzone werden die Sommerabflüsse tendenziell ansteigen und in deren Folge neue Regimetypen mit typischen sommerlichen Hochwässern auftreten. Die Gefahr solcher Sommerhochwässern wie im Juli 2000 in Mittelschweden kann damit zunehmen. Generell ist eine nordöstliche Verschiebung der Regimetypen zu beobachten. Damit werden die Schneeschmelzregime zugunsten der ozeanisch geprägten Regenregime zurückgedrängt (Bild 4.4 und beiliegende CD-ROM).



**Bild 4.4:** Erwartete Abflußregime im Einzugsgebiet der Ostsee für die Periode 2040-69, modelliert mit ECHAM4-Klimaparametern unter IS 92a Szenario.

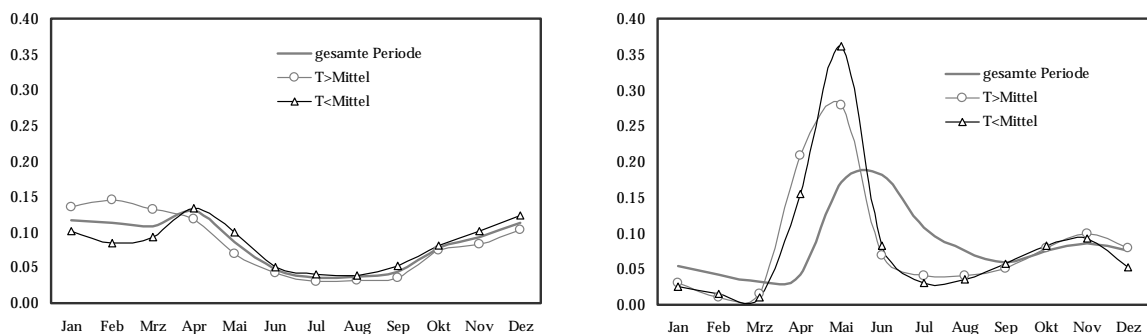
Mit einer anderen Herangehensweise untersuchten KRASOVSKAIA & GOTTSCHALK, 1992, inwiefern die Abflußregime Skandinaviens auf mittlere Niederschlags- und Temperaturabweichungen reagieren. Diese Ergebnisse basieren auf einer getrennten Betrachtung für die Regime während "kalter" und "warmer" Jahre anhand verschieden langer Abflußmessungen zwischen 22 und 181 Jahren. Erstere repräsentieren Jahre mit Temperaturmitteln oberhalb des Zeitreihenmittels, letztere solche unterhalb dessen. In dem erhaltenen geteilten Datenset weisen die "warmen" Jahre im Mittel  $0,9^{\circ}\text{C}$  höhere Temperaturen, die "kalten" Jahre um  $0,8^{\circ}\text{C}$  niedrigere Temperaturen auf (KRASOVSKAIA & GOTTSCHALK, 1992).

Bemerkenswert bei diesen Untersuchungen ist, daß die für Skandinavien typischen schnee- und gletscherschmelzbeeinflußten Regime besonders empfindlich auf klimatische Abweichungen reagieren. Bereits Änderungen der Jahresmitteltemperatur von lediglich  $1^{\circ}\text{C}$  können das Abflußvolumen und die Abflußverteilung signifikant verschieben. Große Flußeinzugsgebiete können diese Änderungen allerdings abfedern, andererseits reagieren südlichere Einzugsgebiete besonders stark (KRASOVSKAIA & GOTTSCHALK, 1992).

Tab. 4.1 und Bild 4.5 zeigen die Änderungen in einzelnen hydrologischen Regionen Skandinaviens.

**Tab. 4.1:** Regionale Änderungen im Abflußregime bei Temperaturanstieg und -abfall in Skandinavien (KRASOVSKAIA & GOTTSCHALK, 1992)

<i>Region</i>	<i>Temperatur über dem Zeitreihenmittel</i>	<i>Temperatur unter dem Zeitreihenmittel</i>
Südliches Finnland	Leicht erhöhte Abflüsse im Herbst, Winter und Frühling	Leicht erhöhte Abflüsse im beginnenden Sommer
Südliches Schweden	Erhöhte Abflüsse im Winter, teilweise erniedrigte im Sommer	Erhöhte Abflüsse im endenden Frühling (Mai)
Nördliche Inlandsbereiche	Erhöhte Abflüsse im Frühjahr und niedrigere Abflüsse im Sommer	Abflußerhöhung im Sommer (Juni-Juli)
Südliche Inlandsbereiche	wie Nördliche Inlandsbereiche aber mit stärkeren Amplitudenausschlägen	wie Nördliche Inlandsbereiche aber mit stärkeren Amplitudenausschlägen
Westliches Lappland	kaum geändert	Geringfügig niedrigere Sommerabflüsse
Östliches Lappland	Erhöhte Frühjahrs- und Sommerabflüsse	höhere Winterabflüsse



**Bild 4.5:** Änderungen im Abflußregime (dargestellt sind Abflußkoeffizienten) süd-schwedischer (links) zentralfinnischer (rechts) Flüsse während Jahren mit Temperaturen über und unter dem Zeitreihenmittel (KRASOVSKAIA & GOTTSCHALK, 1992).

Eine nur geringe Empfindlichkeit der Abflußregime stellten die Autoren auf die Niederschlagsvariabilität fest. Regendominierte Regime reagieren nur geringfügig auf Klimaänderungen. Erst Schwankungen über 100 mm im mittleren Jahresniederschlag beeinflussen die Regimetypen merklich.

Dagegen wirkt sich die Niederschlagsvariabilität wesentlich deutlicher auf die Hochwasserspitzenabflüsse aus. Da beispielsweise Hochwasserschutz und Standsicherheit von Staudämmen weniger nach dem langjährigen Verhalten des Abflusses zu bewerten sind als nach der Häufigkeit und dem Ausmaß von Hochwasserereignissen, sind mögliche Klimaänderungen ebenfalls aus der Sicht veränderter statistischer Kennwerte von Extremereignissen zu sehen.

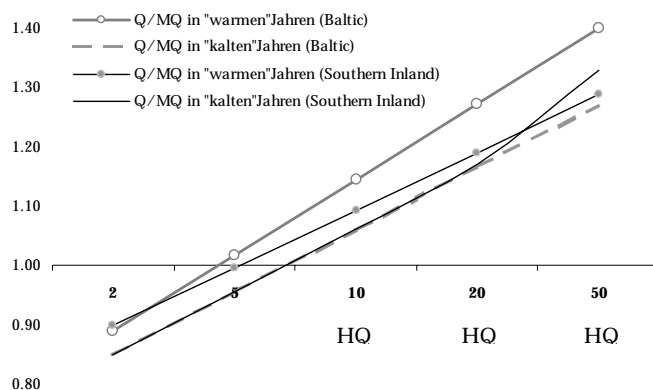
KRASOVSKAIA & GOTTSCHALK, 1993 stellen für den wiederum in "warme" und "kalte" sowie "nasse" und "trockene" Jahre aufgeteilten hydrologischen Datensatz Skandinaviens die Häufigkeit des Auftretens verschiedener Bemessungshochwässer dar (Tab. 4.2).

**Tab. 4.2:** Kennzahlen der Extremabflüsse "warmer" und "kalter" Jahre für nordeuropäische Abflußregime (KRASOVSKAIA & GOTTSCHALK, 1993).

Parameter	Häufigkeit von Hochwasserereignissen		Stärke des Abflußmaximums	
	"warme" Jahre	"kalte" Jahre	"warme" Jahre	"kalte" Jahre
North-Scandinavian	1,118	0,858	1,000	1,020
Northern Inland	1,115	0,922	1,011	0,989
Southern Inland	1,344	0,706	1,009	0,979
Baltic	1,124	0,850	1,032	0,960

Die im südlichen Skandinavien auftretenden Abflußregime (Baltic Regime, Southern Inland Regime) waren bei erhöhten Temperaturen durch häufiger auftretende Hochwassereignisse gekennzeichnet. Die Stärke dieser Hochwässer reagierte nur bedingt auf Temperaturschwankungen, "trockene" und "nasse" Jahre zeigten dagegen bei Jahren mit erhöhtem Niederschlag um bis zu 45% häufigere Abflußspitzenwerte gegenüber dem Zeitreihenmittel.

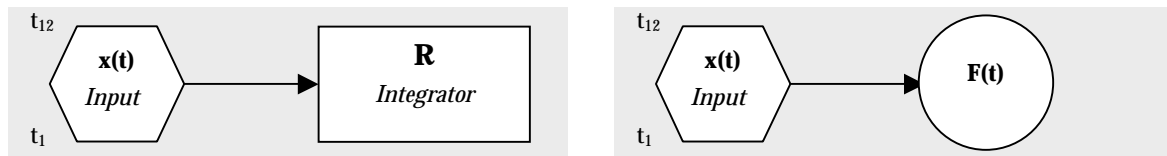
Berechneten die Autoren die Wahrscheinlichkeit, mit der verschiedene Bemessungshochwässer im Falle höherer oder niedrigerer Temperaturen auftreten, waren das baltische und das südliche Inlandsregime von den stärksten Veränderungen betroffen. Wie Bild 4.6 zu entnehmen ist, stieg bei um 1°C höheren Jahresmitteltemperaturen in diesen Regimetypen die Abflußmenge von HQ(2), HQ(5) bis HQ(50) um bis zu 40%. Beim Regimetyp North Scandinavian konnte dagegen bei verringerten Jahresmitteltemperaturen eine geringe Zunahme der Abflußmengen im Hochwasserfall beobachtet werden. Grund hierfür dürfte eine verstärkte Schneeretention sein.



**Bild 4.6:** Überschreitung von HQ(2) bis HQ(50) bei den Regimetypen des südlichen Ostsee-einzugsgebietes im Falle von Temperaturschwankungen +/- 1°C um das Jahresmittel (KRASOVSKAIA & GOTTSCHALK, 1993).

## 4.2 Abschätzung eines mit einem vorhandenen Talsperrenvolumen möglichen Regulierungseffektes

Erdoberflächensysteme als „Raum-Zeit-Systeme“ (AURADA, 1998) transformieren eine Reihe von Eingangssignalen über einen Systemoperator in ein entsprechendes Ausgangssignal. Bei den Eingangsparametern kann dabei ein räumlicher (beispielsweise berechnete Fläche) wie auch zeitlicher Aspekt (Auftreten von Niederschlägen) beobachtet werden. In diesem Sinne ist es möglich, die Kurve des mittleren Jahresabflußganges „zeitraumintegrierend“ über den „Bilanzraum eines mit konzentrierten Parametern“ (AURADA, 1998) versehenen Geosystems, in diesem Falle des Systems des Flußeinzugsgebietes, zu betrachten. Dabei widerspiegelt das bestimmte Integral unter der Fläche des Jahresganges die Raumabbildung des Eingangssignals, also die Menge des jährlichen Abflusses aus dem Gesamtniederschlag über dem Einzugsgebiet. In der Symbolik eines Simulationsdiagramms für dynamische Systeme (BOSEL, 1994) ergäbe sich somit die Darstellung in Bild 4.7, links. Im Gegensatz dazu wäre die Kurve des Jahresabflusses das Translationsglied des Zeitverhaltens unter Einbeziehung von Energiebilanzen (Schneespeicherung, Tauprozesse...). Auch dieses ließe sich, stark vereinfacht, als Simulationsdiagramm (Bild 4.7, rechts) darstellen.



**Bild 4.7:** Jahresabfluss (R) als Integral der mittleren monatlichen Gebietsniederschläge abzgl. Verluste (links) und Wiedergabe des Jahresabflusses als Zeitfunktion (rechts).

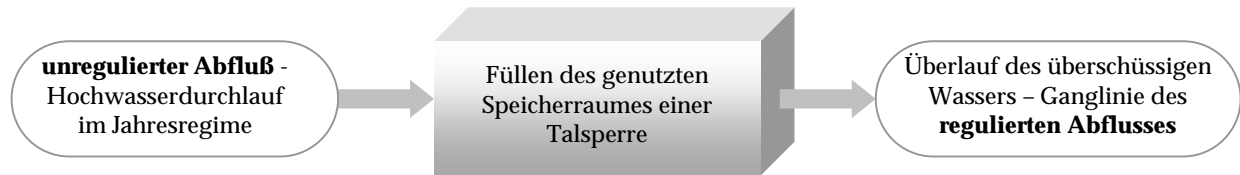
Mit diesem Ansatz erscheint es bei Kenntnis des Volumens des genutzten Speicherraumes möglich, die Transformation des natürlichen Abflusses ( $Q_{unreg}$ ) in den regulierten Abfluß ( $Q_{reg}$ ) abzuschätzen. Im einfachsten Falle wird dabei ein Abflußregime mit nur einem Jahresmaximum sowie eine darauf aufbauende Nutzung des Speicherraumes angenommen. Der genutzte Talsperrenraum wird während des jährlichen Hochwasserabflusses gefüllt und in der verbleibenden Zeit wieder geleert. Bild 4.8 und Gleichg. (4.1) veranschaulichen diesen Zusammenhang.

$$\int_1^t Q_{reg} = \int_1^t Q_{unreg} - V_{storage} \quad \text{und} \quad \int_t^{12} Q_{reg} = \int_t^{12} Q_{unreg} + V_{storage} \quad (4.1)$$

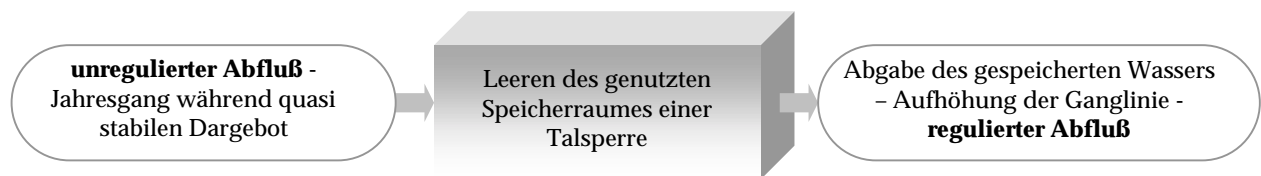
Wenn also für den Abschnitt I in Bild 4.8 gilt, daß das Integral des regulierten Abflusses gleich dem Integral des natürlichen Abflusses in diesem Zeitraum abzüglich des genutzten Talsperrenvolumens ist, so lassen sich durch das bestimmte Integral des regulierten Abflusses ebenso die Parameter von dessen Zeitfunktion spezifizieren. Analog dazu gilt, daß die Zeitfunktion des regulierten Abflusses im Zeitraum II so parametrisiert werden muß, daß ihr Integral das Integral des natürlichen Abflusses für Abschnitt II zuzüglich des genutzten Talsperrenvolumens ergibt.

In diesem Fall ergibt sich also folglich die Frage, welche Funktion den Abfluß bei einfachem Abflußregime hinreichend approximiert. Eine Variante wäre die Verwendung einer Fourierreihe, da sich durch zusammengesetzte Sinus- und Cosinusfunktionen beinahe alle Funktionsverläufe nachbilden lassen. Da jedoch eine möglichst einfache mathematische Funktion mit wenigen Parametern die Ganglinie hinreichend beschreiben soll, liegt ein anderer Weg näher. STREIT, 1973 verwendet für die Simulation des kurzzeitigen Abflusses im Rahmen einer simulierten Niederschlags-Abfluss-Transformation die PEARSON III –

Funktion zur Beschreibung des Hydrographen. Auch im Falle der Kurve eines einfachen Abflußregimes bietet es sich an, eine der linksschiefen Dichtefunktionen aus der statistischen Hydrologie zur Kurvenbeschreibung des Hydrographen zu nutzen. Wichtig ist hierbei zu beachten, daß die Funktion dann lösgelöst von ihrer statistischen Aussage betrachtet und als reine Verlaufskurve gesehen wird.



**Abschnitt I:** Integral des regulierten Abflusses ( $Q_{reg}$ ) = Integral des regulierten Abflusses ( $Q_{unreg}$ ) + genutztes Talsperrenvolumen ( $V_{storage}$ )



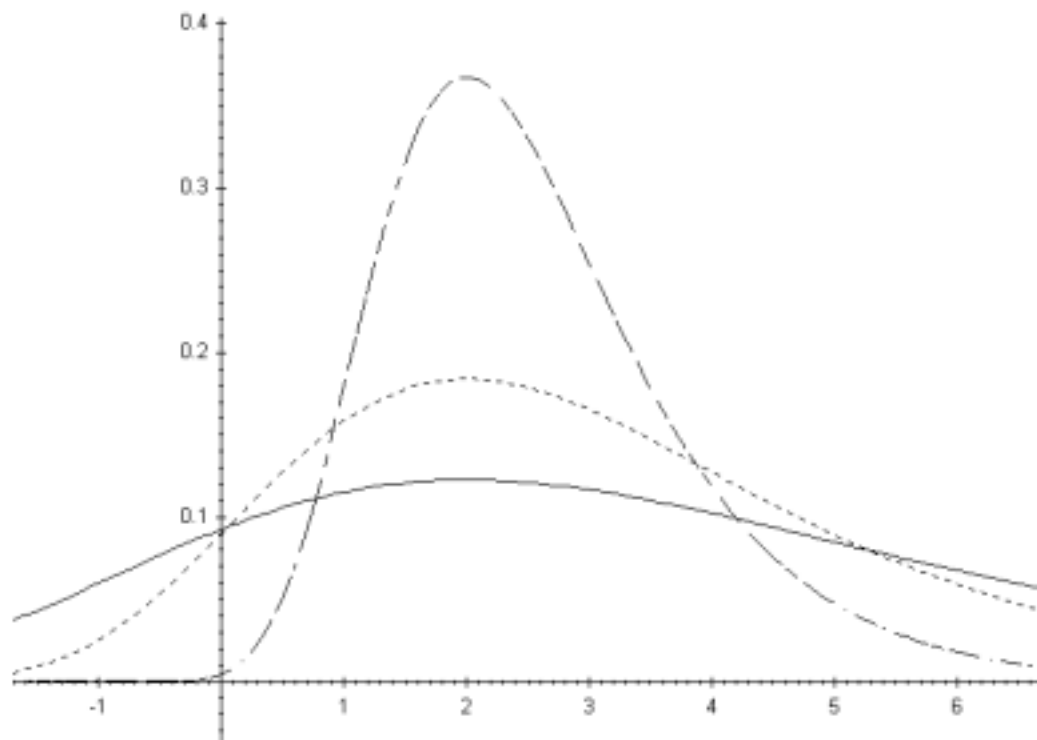
**Abschnitt II:** Integral des unregulierten Abflusses ( $Q_{unreg}$ ) = Integral des regulierten Abflusses ( $Q_{reg}$ ) - genutztes Talsperrenvolumen ( $V_{storage}$ )

**Bild 4.8:** Transformation des unregulierten in den regulierten Abfluß bei einfachem Abflußregime und darauf aufbauender Speicherbewirtschaftung.

Die von STREIT, 1973 verwendete PEARSON III -Funktion als Spezialfall der Gammafunktion hat für diese Zwecke den Nachteil, daß die Lage des Maximums abhängig vom Formungsparameter  $\sigma$  ist. Die Lage des Maximums des regulierten Abflusses ist nicht bekannt, muß aber annähernd wie beim unregulierten Abfluß liegen und als  $\mu$  dann lagestabil bleiben. Versuche, eine PEARSON III - Funktion an das Integral in Abschnitt I anzupassen, waren somit nur bei einem sich ergebenden  $\sigma$  sehr nahe 1 erfolgreich. Ebenso fällt die allgemeinere Gammafunktion wegen dieser Eigenschaft vorerst nicht in die engere Wahl.

Eine weitere Möglichkeit bietet sich durch die Verwendung der Gumbelverteilung an. Die Dichtefunktion der EV(0)- oder Gumbel-Verteilung, wird durch die Parameter  $\sigma$  und  $\mu$  parametrisiert (REISS & THOMAS, 1997). Der Wert  $\mu$  charakterisiert dabei die Lage des Maximums während  $\sigma$  als Formungsparameter eingeht. Bild 4.9 gibt einen Überblick über verschiedene Funktionsverläufe.

Ersichtlich ist die Linksschiefe der Funktion, somit erscheint ein Anpassen an den ebenso linksschief verlaufenden Jahresgang des Abflusses bei einfachem Abflußregime möglich. Dazu muß der Startwert des Jahresganges lediglich auf den Monat zu Beginn des Hochwasserdurchflusses gelegt werden. Hierbei stellt sich die Frage nach einer Trennung des natürlichen Jahresganges in, wie oben angegeben, Abschnitt I und Abschnitt II. Im allgemeinen muß dies visuell geschehen, wobei eine logarithmische Transformation, analog der Abtrennung des Basisabflusses vom Oberflächenabfluß in einem Kurzzeithydrographen (WETZEL, 1994), hilfreich sein kann.  $\mu$  wird dann in den sich in der Mitte dieses Zeitabschnitts befindlichen Scheitelpunkt des Abflusses gelegt.



$$g_{0,\mu,\sigma}(x) = \frac{1}{\sigma} e^{-(x-\mu)/\sigma} \exp(-e^{-(x-\mu)/\sigma})$$

mit  $\mu = 2$  und  $\sigma = 1$  (gestrichelt);  $\sigma = 2$  (gepunktet);  $\sigma = 3$  (durchgezogen)

**Bild 4.9:** Gumbelfunktionen.

Die Bestimmung des Parameters  $\mu$  geschieht somit visuell,  $\sigma$  muß hingegen nunmehr so gewählt werden, daß der ermittelte Funktionsverlauf das zuvor formulierte Integral repräsentiert. Dazu wird zunächst der natürliche Monatsabfluß (mittlerer Monatsabfluß  $\times$  Zeit) in Abschnitt I numerisch integriert. Für die numerische Integration wird hierbei das Simpson-Verfahren als erweiterte Variante der Kepler-Integration gewählt (FLEISCHHAUER, 1998). Der Kurvenverlauf wird hierbei durch Parabeln unter mehreren gewählten Intervallen angenähert und deren Integrale aufsummiert (Gleichg (4.2)):

$$\int_{x_0}^{x_2} = \frac{i}{3} (y_0 + 4y_1 + y_2) \quad \text{mit} \quad i = \frac{x_2 - x_0}{2} \quad (4.2)$$

Das erhaltene Integral wird mit Hilfe des ebenfalls numerisch ermittelten Gesamtintegrals des vollständigen Jahresganges auf den Wert eins normiert. Der ebenfalls am Gesamtintegral des Jahresganges normierte Wert des nutzbaren Talsperrenvolumens wird anschließend subtrahiert. Die Normierung ist notwendig, da das im folgenden genutzte Integral der Gumbelfunktion ebenfalls auf den Wert eins bezogen ist. Es wird angenommen, daß das Gesamtintegral des unregulierten wie auch des regulierten Jahresganges gleich sei. Diese Annahme trifft zu, solange keine Überjahresspeicher im System enthalten sind.

Nunmehr wird iterativ die Gleichung aus dem erhaltenen Wert des Integrals ( $I_{\text{reg\_Abschnitt I}}$ ) und der Funktion des Integrals der Gumbelfunktion gelöst.  $\sigma$  wird solange variiert, bis das Integral der Gumbelfunktion dem ermittelten Integral des regulierten Abflusses entspricht.



Das Integral der Gumbelfunktion zwischen 1 und  $t$  (Ende des Abschnittes I) kann entweder aus der Approximation an ein numerisches Integral nach Simpson oder durch analytische Lösung gewonnen werden. Da die analytische Lösung als Verteilungsfunktion der Gumbelfunktion existiert, bietet sich diese an (Gleichg. (4.3)):

$$\int_1^t Q_{reg} = \exp(-e^{-(x-\mu)/\sigma}) \quad (4.3)$$

Der Lageparameter  $\mu$  ist dabei aus der visuellen Schätzung bekannt,  $\sigma$  als Formungsparameter kann iterativ geschätzt werden. Mit der vollständig parametrisierten Gumbelfunktion kann nunmehr deren Verlauf bis  $t$  ermittelt werden. Die Multiplikation von deren diskreten Monatswerten mit dem Gesamtintegral des Jahresabflusses ergibt den regulierten Gesamtabfluß für die Monate in Abschnitt I.

Die regulierte Abflußganglinie mit einem annähernd gleichmäßigen Abfluß im übrigen Jahr ergibt sich, indem das gespeicherte Wasservolumen konstant zum unregulierten Abflußgang in Abschnitt II hinzuaddiert wird.

Diese Methodik kann nun dazu verwendet werden, die mögliche Glättung von beobachteten oder modellierten Abflußregimen durch die Nutzung eines definierten Talsperrenvolumens abzuschätzen.

#### 4.2.1 Abflußregime unter den Bedingungen eines anthropogenen Klimawandels und Möglichkeiten zu deren Regulierung am Beispiel des Dalälvs

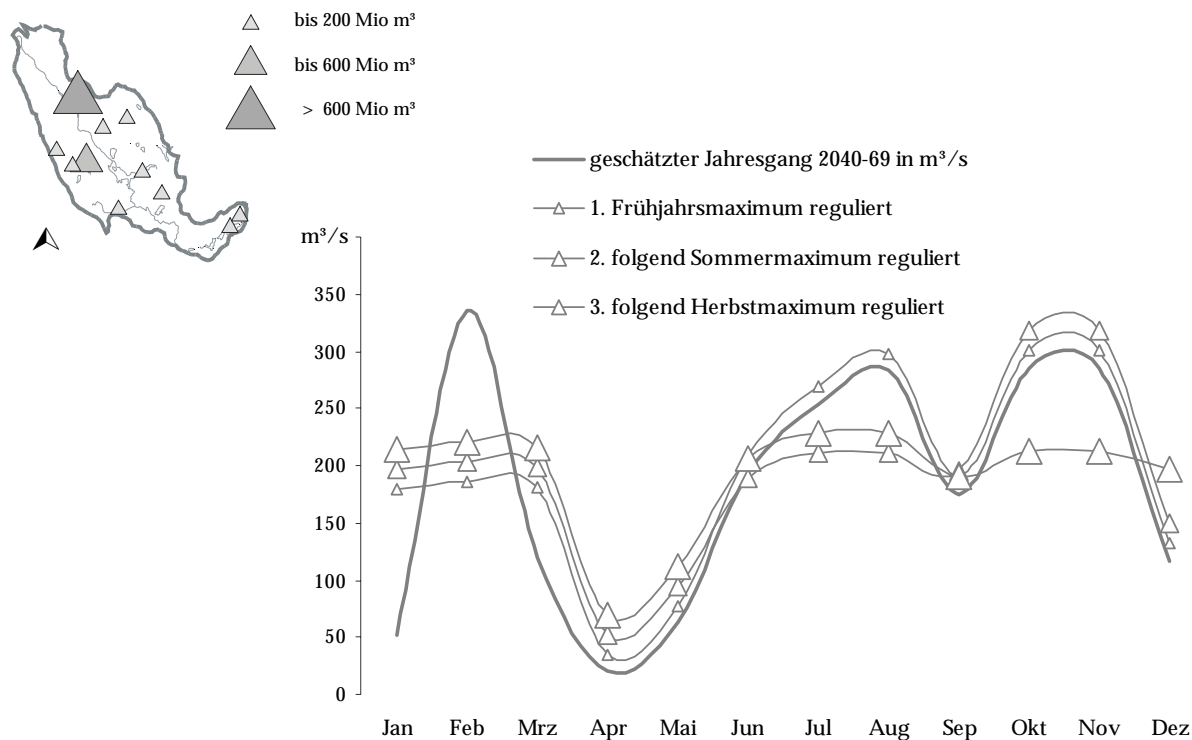
Aufbauend auf den modellierten monatlichen Abfluß bei einem möglichen anthropogenen Klimawandel (ECHAM4-Klimaparameter unter IS 92a Szenario soll ermittelt werden, inwieweit ein mittlerer hypothetischer Abflußgang zwischen den Jahren 2040 und 2069 durch die Nutzung des vorhandenen Talsperrenvolumens geglättet werden könnte.

Die Überschwemmungen im Sommer 2000 in Mittelschweden weisen auf eine Tendenz zu höheren Sommerniederschlägen in den Einzugsgebieten von Dalälvs und weiteren Flüssen wie Ljungan oder Ljusnan hin. Die daraus bereits heute resultierende Hochwassergefährdung wird sich bei einem prognostiziertem Klimawandel bis 2040 durch eine mögliche sommerliche Nordwärtsverschiebung der Westwindzone noch verschärfen.

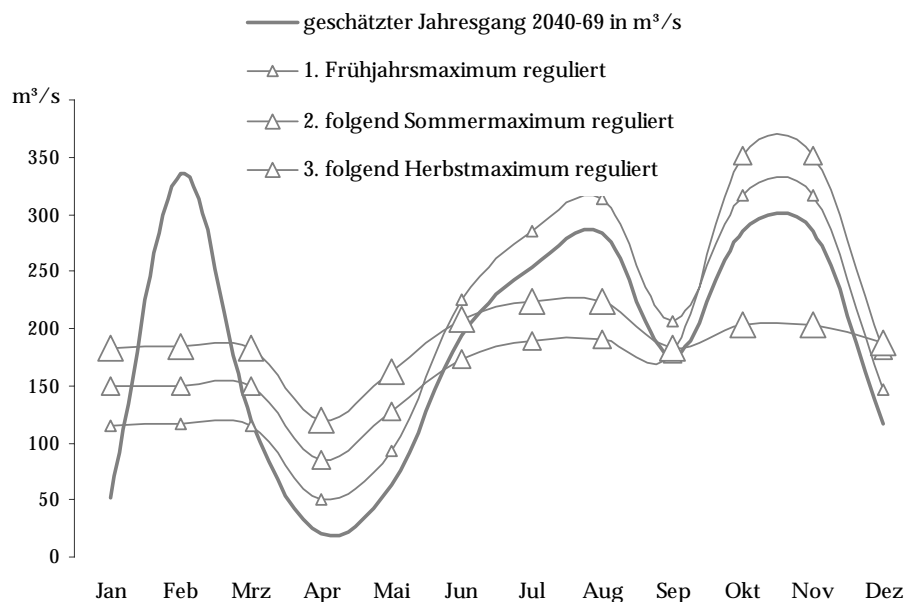
Indem die Abflußwerte für den Dalälvs aus dem modellierten Datensatz für das Ostsee-einzugsgebiet in der Periode 2040-69 „ausgeschnitten“ und diese monatlichen Datenfelder über das Einzugsgebiet integriert wurden (Routinen aus SURFER™), ließ sich eine Vorstellung über das Abflußregime des Dalälvs bei einem prognostizierten Klimawandel gewinnen (Bild 4.10).

Dieses Regime mit einem regeninduzierten Abflußmaximum im Februar und weiteren Regenmaxima im Sommer und Herbst wird mit seinen monatlichen Abflußwerten in das EXCEL™-Tabellenblatt (Datei Reg\_SimGumbel.xls) auf der beigefügten CD-ROM übertragen. In diesem sind die Routinen zur Festlegung von Beginn und Dauer des Zeitabschnitt I im Jahresverlauf eingebunden. Zuerst wird der Jahresgang so umsortiert, daß Abschnitt I am Beginn liegt, danach dessen Dauer in Monaten festgelegt. Das vorhandene Talsperrenvolumen wird eingetragen und der zu simulierende Nutzungsgrad ausgewählt. Das Programm errechnet anschließend die Integrale und standardisiert diese. Folgend wird in einem Eingabefenster nach dem standardisierten Integral  $\int_1^t Q_{reg}$  gefragt. Dieses wird

übertragen und mittels der EXCEL™-Routine Zielwertsuche automatisch das entsprechende  $\sigma$  für den Verlauf der regulierten Abflußkurve ermittelt. Nach konstanter Addition des gespeicherten Füllvolumens auf den Zeitabschnitt II wird schließlich der regulierte Jahresgang tabellarisch aufgelistet und im Diagramm dargestellt.



**Bild 4.10:** Talsperren im Einzugsgebiet des Dalälvs (Grafik oben; Datengrundlage: ICOLD, 1998) und geschätzter Jahresgang des Dalälvs unter Bedingungen eines Klimawandels zwischen 2040 und 2069 (ECHAM4-Simulationslauf) und Möglichkeiten der Abflußregulierung bei Nutzung von 20% des heute vorhandenen Speichervolumens.



**Bild 4.11:** Möglichkeiten der Abflußregulierung am Dalälvs bei Nutzung von 40% des heute vorhandenen Speichervolumens.

Da im Falle des Dalälvs drei Abflußmaxima zu regulieren sind, wird zuerst das Februarmaximum durch Füllung von 20% des Talsperrenvolumens geglättet. Der erhaltene Jahresgang (Bild 4.10) wird anschließend im Sommermaximum vergleichmäßig, dieser dann

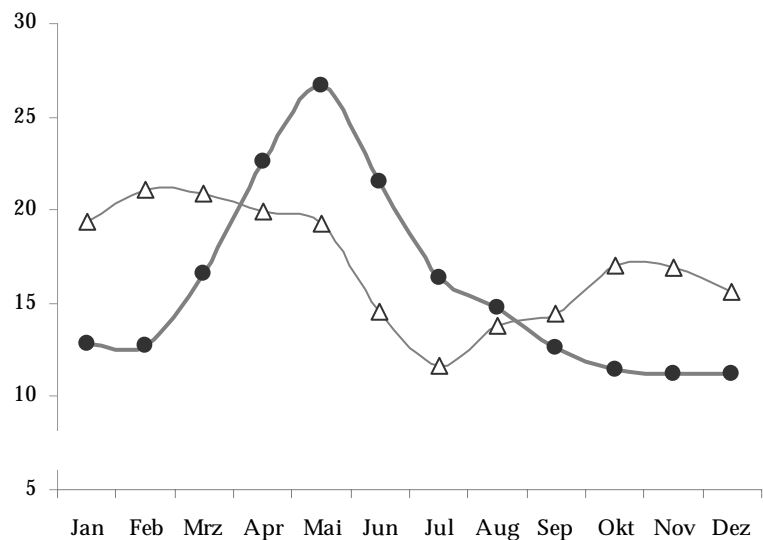
noch im Herbstmaximum. Da das gespeicherte Wasser immer weiter konstant abgegeben werden muß, erhöhen sich die Kurvenverläufe damit auch in den bereits regulierten Zeitabschnitten wieder schrittweise. Dasselbe Verfahren wurde mit einem Einsatz von 40% des Talsperrenvolumens wiederholt. Es zeigt sich, daß die Vorhaltung von 20% Hochwasserschutzraum im Verbund der vorhandenen Speicherräume zur Glättung des prognostizierten Jahresganges des Abflusses genügen würden.

Unter den Bedingungen eines globalen Klimawandels ist mit einer Umstellung zahlreicher Abflußregime im Einzugsgebiet der Ostsee zu rechnen. Damit kann räumlich und zeitlich das Hochwasserrisiko durch eine Umverteilung der Perioden des Maximalabflusses zunehmen. In diesem Licht könnte die Funktion der heutigen Talsperren als Produzenten von Wasserkraft zugunsten eines aktiveren Hochwasserschutzes zurückgedrängt werden. Das Potential hierzu scheint zumindest beim Dalälv gegeben zu sein.

## 5. Behindert die Talsperrenbewirtschaftung den Tiefenwasserzustrom zur Ostsee?

Der Salz- und Wasserhaushalt des Ostseebeckens wird stark vereinfacht gesehen durch den Zustrom von Flußwasser aus dem umliegendem Einzugsgebiet und von salzhaltigem Tiefenwasser aus der Nordsee geprägt. STIGEBRANDT, 1983 beschreibt erstmalig die Beeinflussung des Wasseraustauschs mit der Nordsee durch Süßwasserzufuhr, Wind und Wasserspiegelschwankungen, wobei die Süßwasserzufuhr zur Ostsee durch die Flußwasserzufuhr ( $14\,000\text{ m}^3/\text{s}$ , BERGSTRÖM & CARLSSON, 1993) sowie den Niederschlag minus der Verdunstung über der Meeresfläche ( $2\,000\text{ m}^3/\text{s}$ , OMSTEDT ET AL., 1997) gesteuert wird.

Den Eingangsgrößen dieser Bilanz steht ein Wasserverlust durch den Ausstrom oberflächennahen Ostseewassers in die Nordsee gegenüber. Der intensivste Zustrom salzreichen Wassers aus der Nordsee läßt sich allgemein im Winter während der geringsten Zufuhr von Flußwasser beobachten (Bild 5.1). Allerdings folgt der saisonale Zyklus des Wasseraustauschs mit der Nordsee nicht allein der Flußwasserzufuhr, wenngleich beispielsweise höhere Windgeschwindigkeiten durch langfristige Klimavariationen den Einstrom von Nordseewasser weit weniger beeinflussen (GUSTAFSSON, 2000). Vielmehr stellt der Wasseraustausch der Ostsee eine Kombination aus der Menge des zufließenden Süßwassers, des durch den Windvektor bestimmten mittleren Wasserstandes der Nord- und Ostsee sowie der Salzverteilung im Bereich der Beltsee dar. Letztere Faktoren werden durch SCHINKE, 1996 eingehend beschrieben.



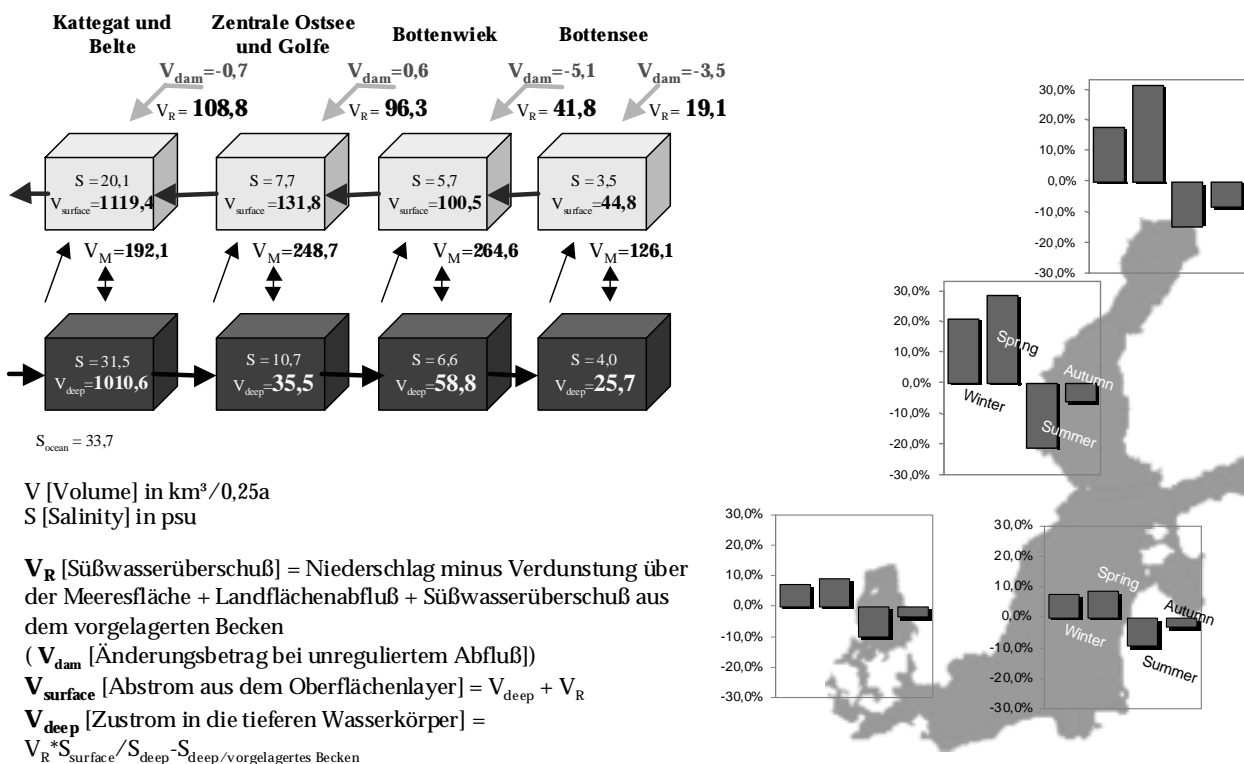
**Bild 5.1:** Langjähriges Mittel der Flußwasserzufuhr (●) und des Salzwassereinstroms (Δ) über das Skagerrak in die Ostsee in  $10^3\text{ m}^3/\text{s}$  (GUSTAFSSON, 2000).

Bereits EHLIN & ZACHRISSON, 1974 vermuten, daß die vor allem nordskandinavische Flußregulierung diesen skizzierten Salz- und Wasserhaushalt beeinflussen könnte und schätzen die Menge des monatlich umverteilten Flußwassers in der Periode 1951-70 ab. Zusätzlich bemerken sie einen signifikanten (Signifikanzniveau 99%) Anstieg der sommerlichen Salzgehalte in der Bottensee in der Periode 1960-66 (70) gegenüber 1940-49.

Im Rahmen des LOICZ-Programms stellen WULFF ET AL., 1999 ([HTTP:// DATA. ECOLOGY. SU. SE/ MNODE/ EUROPE/ BALTICREGION/ MBALTIC. HTM](http://data.ecology.su.se/mnode/europe/balticregion/mbaltic.htm)) Bilanzen für die jährlichen Gesamtnährstoffflüsse für den Bottnischen Meerbusen und folgend für die gesamte Ostsee vor. Die zugrundeliegenden Wasser- und Salzbilanzen, bei denen die Ostseeteilbecken als Zweischichtsysteme mit einer Oberflächen- und Tiefenwasserschicht betrachtet werden, lassen Schlüsse zur Menge des jeweils aus dem voranliegenden Becken oder schließlich der Nordsee ein- und ausströmenden Wassers zu. In dieses Modell der Ostseewasserbilanz wurden die jahreszeitlichen Änderungen der Flußwasserzufuhr durch den Talsperrenbau aus Kap. 2.3 eingefügt. Niederschlagswerte für die offenen Meeresflächen und die entsprechende jahreszeitliche Verdunstung geben OMSTEDT ET AL., 1997 für die Periode

1981-94 an. Die mittlere jahreszeitliche Salinität in den Teilbecken der Ostsee für diese Periode läßt sich innerhalb einer schwedischen Datenbank (SOKOLOV & WULFF, 1997/98) abfragen. Mit diesen saisonalen Eingangsdaten plus der korrespondierenden Flußwasserzufuhr kann das mittlere jahreszeitliche Ein- und Ausstromgeschehen der Ostsee bei Beeinflussung durch Talsperrenbewirtschaftung und ohne diese betrachtet werden.

Diese Modifikation des WULFF'schen Modells zur Wasser- und Salzbilanz der Ostsee ist als programmiertes MS EXCEL™-Tabellenblatt auf der beiliegenden CD-ROM (Baltic\_Waterbudget.xls) zu finden. In Bild 5.2 sind das Modellprinzip und die veränderten Bedingungen des Ein- und Ausstroms für den für die Salzwassereinbrüche wichtigen hydrologischen Winter dargestellt. Deutlich sichtbar sind die durch den Talsperrenbau geänderten Flußwasserzufuhren ( $V_{dam}$ ) für die intensiv regulierten Einzugsgebiete von Bottensee und Bottenwiek.



<sup>1</sup> balance equations by Wulff, F. (<http://data.ecology.su.se/mmode/Methods/gintro.htm>)

**Bild 5.2:** Modell für den Wasserhaushalt in den Ostseeteilbecken als Zweischichtensystem für den hydrologischen Winter (links - Bilanzgleichungen nach WULFF ET AL., 1999) und mittlere prozentuale Änderung des saisonalen Ausstromes in den Teilbecken der Ostsee durch den Einfluß von Talsperren (rechts).

Für die Genauigkeit der Bilanzschätzungen des Ein- und Ausstromes kann hier kein Fehler angegeben werden. Da lediglich mittlere Zustände dargestellt werden, sind die entsprechenden Änderungen im Gesamtwasserhaushalt aber auch eher als Tendenzen denn als absolute Werte aufzufassen. Mit Hilfe dieses Ansatzes kann dennoch verdeutlicht werden, daß sich nach dem Talsperrenausbau am Übergang zur Nordsee der mittlere winterliche Ausstrom von Süßwasser aus den Ostseeteilbecken um etwa ein Zehntel erhöht hat. Die geschätzten prozentualen Änderungsbeträge des Ausstromes aus den jeweiligen Ostseeteilbecken für die anderen Jahreszeiten listet Tab. 5.1 auf. Dieser Ausstrom zieht einen in der Gesamtbilanz begründeten höheren Einstrom von Tiefenwasser nach sich, welcher aber nicht die episodischen Salzwassereinbrüche repräsentiert, sondern diffus Salzwasser für einen

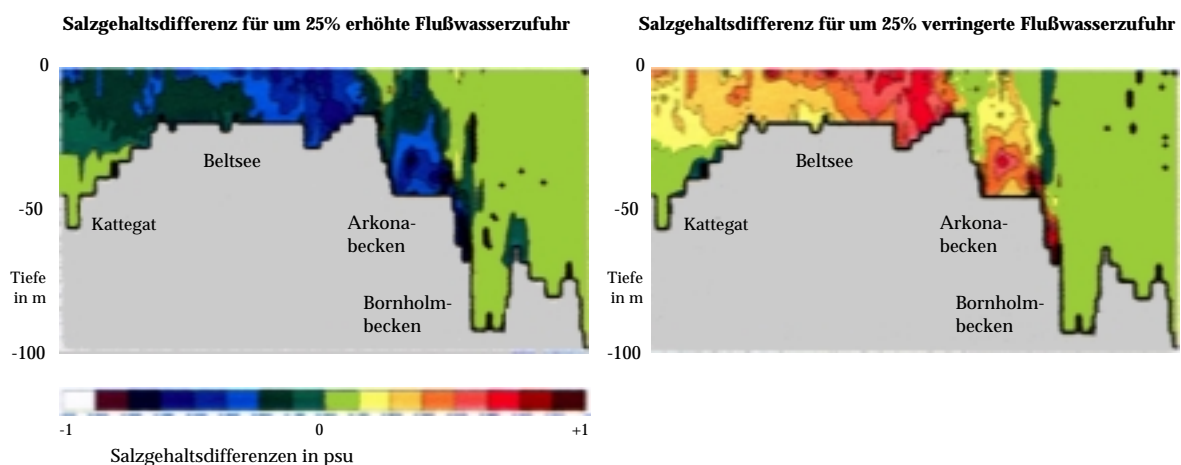
annähernd konstanten Salzgehalt nachliefert (WULFF, 1999). Damit dürfte andererseits der seit dem Talsperreneinfluß intensiver ausgeprägte winterliche "Süßwasserdeckel" über den südlichen Ostseeschwellen für Salzwassereinbrüche aus der Nordsee eher hinderlich sein.

**Tab. 5.1:** Geschätzte prozentuale saisonale Änderungen des Ausstromes an den Beckengrenzen des Ostseeaquatoriums durch den Einfluß der Talsperrenbewirtschaftung (nach Schätzungen mittels des modifizierten Bilanzmodells von WULFF ET AL., 1999).

	Dänische Sunde und Kattegat	Zentrale Ostsee	Bottensee	Bottenwiek
Winter	8,0%	8,3%	20,6%	18,5%
Frühjahr	9,5%	9,3%	29,6%	32,2%
Sommer	-11,1%	-10,7%	-21,8%	-15,5%
Herbst	-3,9%	-3,4%	-6,8%	-9,5%

Diese Indizien für eine vermutete Verschlechterung der Bedingungen für Salzwassereinbrüche aus der Nordsee infolge von Wasserkraftnutzung und Flußregulierung im Ostsee-einzugsgebiet (siehe auch: MATTHÄUS & SCHINKE, 1998 & 1999) lassen sich weiter verdichten:

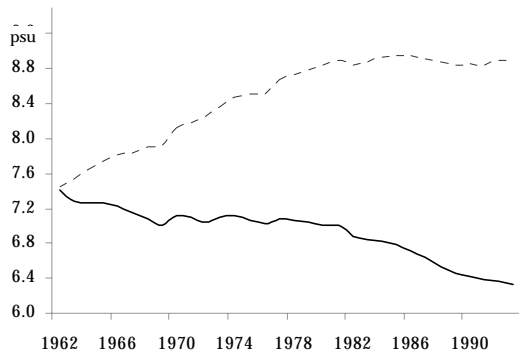
KRAUSS & LEHMANN, 1997 untersuchten im Rahmen einer BALTEX-Studie zur Wasser-, Salz und Wärmebilanz der Ostsee die Modellwirkung einer erhöhten Flußwasserzufuhr auf den Salzwasserzustrom zur Ostsee. Dabei erhöhten bzw. erniedrigten sie die Zuflüsse aus dem Einzugsgebiet um einen theoretischen Wert von 25%. „Eine um 25% erhöhte Flußwasserzufuhr (*monatliche Abflußwerte*) zeigt bereits nach 3 Monaten Simulationszeit eine deutliche Reduzierung der Salzgehalte in der Beltsee und der eingeströmten Wassermassen im Arkonabecken...“ (KRAUSS & LEHMANN, 1997; Bild 5.3).



**Bild 5.3:** Salzgehaltsverteilung in der Ostsee nach Änderung der Flußwasserzufuhr um +/-25% (KRAUSS & LEHMANN, 1997).

Ebenfalls zeigte GUSTAFSSON, 2000 in Modellrechnungen, daß eine Erhöhung der Flußwasserzufuhr um 20% gegenüber dem heutigen Mittel sehr schnell zu einer entsprechend starken Abnahme des Salzwasserzustromes führen kann (Bild 5.4). Die winterliche Erhöhung der Flußwasserzufuhr für die gesamte Ostsee liegt heute im Mittel bei 8%, die im Frühjahr bei 11 %.

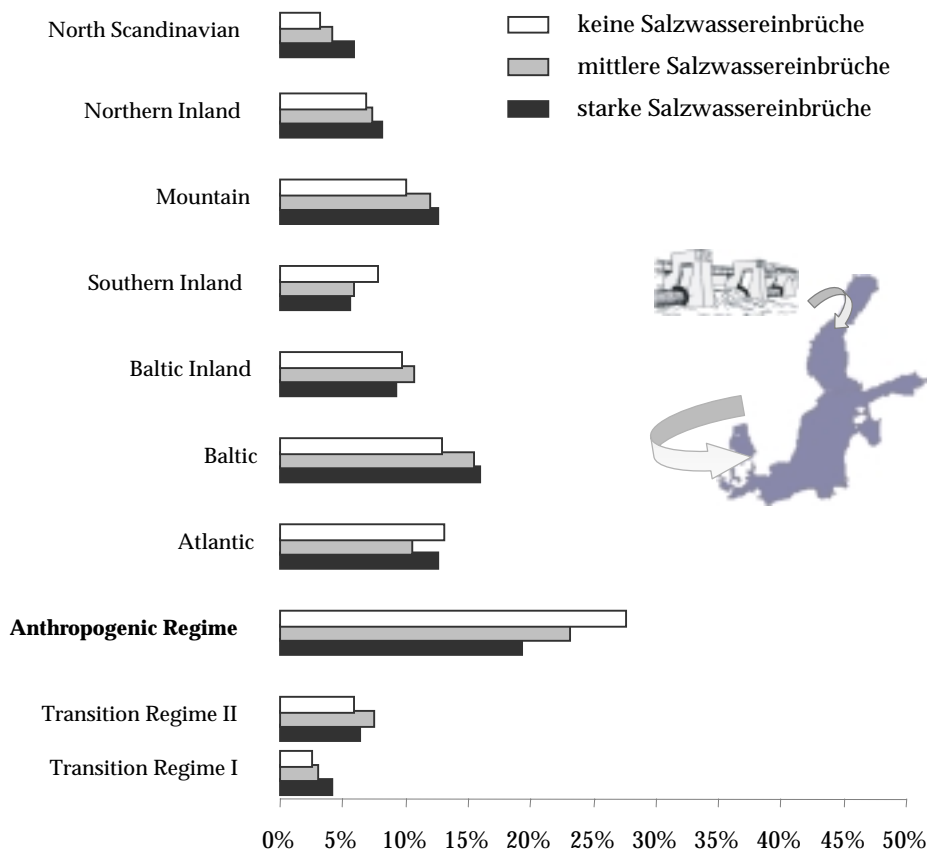
Für keinen anderen der ebenfalls untersuchten Faktoren (Wind, Wasserstand) konnte GUSTAFSSON, 2000 derartig deutliche Auswirkungen auf den Salzhaushalt der Ostsee



konstatieren. Wenn sich also der Zustrom von Wasser aus den Flüssen im Winter seit dem Talsperrenbau erhöht hat, sollte dies vor allem auf den in dieser Jahreszeit stattfindenden Hauptzustrom von Salzwasser Auswirkungen haben.

**Bild 5.4:** Salzgehalt der Ostsee [psu] nach Modellrechnungen bei um 20% erhöhter (durchgezogene Linie) und 20% erniedrigter Flußwasserzufuhr (gestrichelt) (GUSTAFSSON, 2000).

Anhand der bisher vorgestellten Fakten konnte lediglich auf einen indirekten Einfluß der intensiven Flußregulierung und Wasserkraftnutzung auf den Tiefenwasserzustrom von salz- und sauerstoffreichem Nordseewasser geschlossen werden. Damit erweitern die oben beschriebenen Vorstellungen die von SCHINKE und MATTHÄUS (SCHINKE, 1996; MATTHÄUS & SCHINKE, 1998 & 1999) geäußerte Vermutung eines Zusammenhanges zwischen der Abnahme der großen Salzwassereintrüche seit etwa 1970 und der seit dieser Zeit intensiven Talsperrenbewirtschaftung im Einzugsgebiet der Ostsee.



**Bild 5.5:** Relative Häufigkeit der Abflußregime talsperrenbeeinflusster Flüsse in Jahren ohne, mit mittleren und mit starken Salzwassereintrüchen in die Ostsee. Deutlich fällt der verminderte Talsperreneinfluß in Jahren mit Salzwassereintrüchen durch die geringere Eintrittswahrscheinlichkeit des anthropogenen Regimes auf. In diesen Jahren nehmen ebenfalls die Eintrittswahrscheinlichkeiten der nordskandinavischen Regimetypen zu.

Weiter läßt sich bis hierher aber ein direkter Zusammenhang zwischen der Sauerstoffverknappung infolge eines ausbleibenden Zustroms von Nordseewasser und der Flußregulierung selbst nicht nachweisen.

Bild 5.5 vergleicht daher die relativen Häufigkeiten der einzelnen Abflußregime talsperrenbeeinflusster Ostseezuflüsse in Jahren ohne, mit mittleren und mit starken Salzwassereinbrüchen seit 1920. Klassifizierten Angaben zu Zeit und Stärke der Salzwassereinbrüche in die Ostsee (MATTHÄUS & FRANCK, 1992) wurden die jeweiligen Abflußregime dieser Jahre gegenübergestellt. Damit konnte ein Zusammenhang zwischen dem anthropogenen Regimetyyp als direktem Hinweis auf die Flußregulierung und Talsperrenbewirtschaftung und der Häufigkeit der Salzwassereinbrüche geklärt werden.

Der verminderte Talsperreneinfluß in Jahren mit Salzwassereinbrüchen fällt deutlich durch weniger häufiges Auftreten des anthropogenen, regulierten Regimes auf. In diesen Jahren nehmen andererseits die nordskandinavischen Regimetyypen, welche die quasinatürliche innerjährliche Verteilung des Abflusses repräsentieren, zu. Die Zunahme des atlantischen Regimetyyps bei starken Salzwassereinbrüchen läßt sich als Hinweis auf verstärkte zyklonale Wetterlagen sehen, liegt aber ebenso in der Talsperrenbewirtschaftung im südlichen Ostseeraum begründet. Diese Effekte können als Anhaltspunkt dafür gewertet werden, daß die Speicherraumbewirtschaftung und Wasserkraftnutzung im Einzugsgebiet der Ostsee zu einem Teil für die weitgehend ausgebliebenen Salzwassereinbrüche und damit den verminderten Tiefenwasserzustrom von salz- und sauerstoffreichem Nordseewasser seit etwa 1970 verantwortlich gemacht werden können.

Spätestens hier darf aber nachgefragt werden, ob die mehrfach gekennzeichneten höheren Winterabflüsse in die Ostsee allein und ausreichend mit der Talsperrenbewirtschaftung erklärt werden können. So lag der Salzgehalt der Ostsee in den späten siebziger Jahren um etwa 5% höher als in den späten achtziger Jahren. SAMUELSSON, 1996 begründet dies mit einer höheren jährlichen Flußwasserzufuhr in der Dekade von 1981-90. Tatsächlich ist die Dekade von 1981-90 nach jener von 1921-30 die mit den höchsten jährlichen Festlandsabflüssen (BERGSTRÖM & CARLSSON, 1993). Vergleicht man aber die Zahl und Stärke der Salzwassereinbrüche zwischen diesen beiden abflußstarken Dekaden, fällt zunächst auf, daß die Salzwassereinstromereignisse zwischen 1921-30 nicht zurückgegangen sind.

SCHINKE & MATTHÄUS (SCHINKE, 1996; MATTHÄUS & SCHINKE, 1998 & 1999) heben die angestiegenen Winterabflüsse in den achtziger Jahren hervor, welche deutlich den Zustrom salzreichen Tiefenwassers behindern. Der Ansatz der hier vorgelegten Arbeit verfolgte die von SCHINKE, 1996 geäußerte Vermutung, daß es sich hierbei um Einflüsse der nordskandinavischen Flußregulierung handele. Tatsächlich übertreffen die Festlandsabflüsse des hydrologischen Winterhalbjahres in der Periode 1981-90 die der Dekade von 1921-30 recht deutlich (Bild 5.6). Allerdings vermögen die Talsperren den gesamten Winterabfluß lediglich um etwa 6-7% ( $7500 \text{ m}^3/\text{s}$ ) zu steigern (Kap. 2. 3), die maximale Schwankungsbreite des Abflusses im Winterhalbjahr liegt dagegen bei knapp über 50% ( $55\,000 \text{ m}^3/\text{s}$ ).

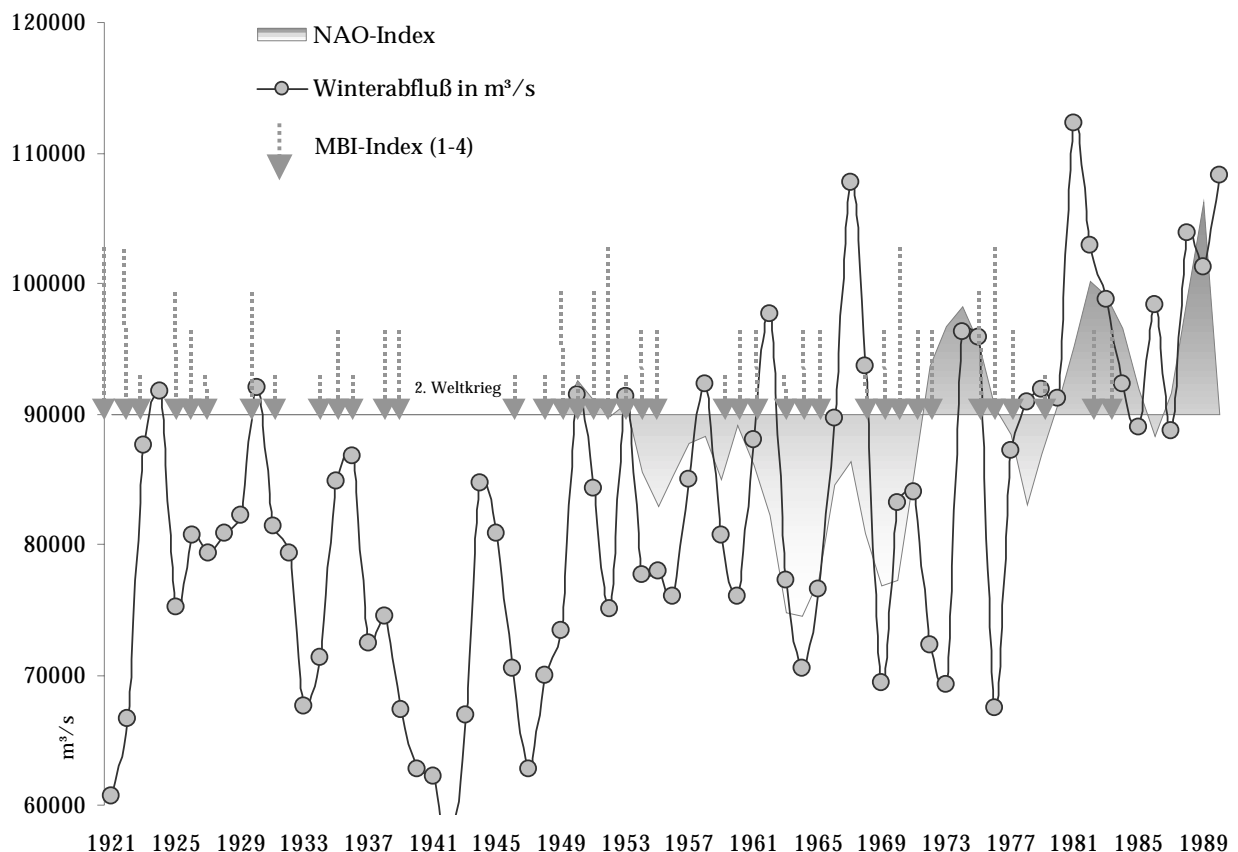
Damit gewinnt zur Erklärung der seit etwa 1980 vermindert starken oder ausbleibenden Salzwassereinbrüche ein zusätzliches Phänomen an Bedeutung, daß unter der Bezeichnung Nordatlantische Oszillation (NAO) erst seit einigen Jahren näher erforscht wird. Die NAO wird durch Änderungen der thermohalinen Schichtung in der Labradorsee gesteuert (DICKSON, 1997 und TIMMERMANN, 1998), drückt sich aber in einer Änderung der Druckgegensätze zwischen dem Islandtief und dem Azorenhoch aus. Hierdurch verstärken sich bei einem positiven NAO-Index die Windgeschwindigkeiten in den ostwärts ziehenden Tiefdruckgebieten, die folglich durch die höhere Energiezufuhr und größere Reichweite der Aufgleitbahnen die Winterniederschläge auch über Skandinavien erhöhen. Bild 5.6 zeigt einen deutlichen Zusammenhang zwischen einem seit etwa 1970 positiven NAO-Index und



den höheren Winterzuflüssen zur Ostsee. Gleichzeitig scheinen Salzwassereinbrüche öfter während eines negativen NAO-Index und bei geringen Winterzuflüssen aufzutreten.

SCHINKE, 1996 zieht die NAO ebenfalls zur Erklärung der Salzwassereinbrüche in Betracht, richtet seinen Blick aber eher auf eine Zunahme der Windgeschwindigkeiten über der Nordsee und dem Kattegat, bei denen auch GUSTAFSSON, 2000 nicht so klare Zusammenhänge zu den Einstromereignissen finden kann wie bei der Flußwasserzufuhr.

Somit ermöglicht es sich, folgende Schlüsse ziehen: Die ausgebliebenen Salzwassereinbrüche ab 1980 lassen sich anschaulich durch die in der NAO begründeten erhöhten Winterzuflüsse zur Ostsee seit etwa 1970-80 erklären. Zusätzlich hat die Speicherraumbewirtschaftung im Einzugsgebiet der Ostsee einen Einfluß auf jene hydrographischen Verhältnisse, die einen Salzwasserzustrom aus der Nordsee zur Ostsee behindern. Die geringe Häufigkeit des anthropogenen Regimetyps in Jahren mit starken Einstromereignissen weist auf den geänderten Jahresverlauf des Abflusses infolge der Talsperrennutzung hin. Dieses geänderte innerjährliche Abflußverhalten läßt sich nicht durch den winterbezogenen NAO-Index erklären. Damit gibt die atmosphärische Zirkulation mit der NAO die Tendenz im Einstromverhalten von Salzwasser zur Ostsee vor, die Speicherraumbewirtschaftung verstärkt eine bestehende Ungunst für Salzwassereinbrüche aber weiter. Diese nachteilige Situation für den Tiefenwasserkörper der Ostsee kann sich mit ansteigenden Winterabflüssen bei einer möglichen globalen Erwärmung des Weltklimas (Kap. 4) noch weiter ausdehnen.



**Bild 5.6:** Festlandszuflüsse in die Ostsee im hydrologischen Winterhalbjahr, Salzwassereinstromereignisse (Major Baltic Inflows – MBI) und NAO-Index (seit 1950). Ein positiver NAO-Index zeigt eine gute Übereinstimmung mit hohen Abflüssen im Winterhalbjahr, Salzwassereinbrüche scheinen dagegen öfter während eines negativen NAO-Index bei geringen Winterzuflüssen aufzutreten. (*Datenquelle:* low passed NAO-Index: HURREL, 1995 zit. In: CLIVAR, 1997, p. 33; MBI: MATTHÄUS & FRANCK, 1992; Abfluß: SDANAWITSCHUS, 1998).

## **Zusammenfassung – von der kausalen Deutung zur synchronen Betrachtung**

Der Jahresgang des Abflusses kann gleichermaßen von der Wirkung klimatischer Faktoren wie auch durch den Menschen infolge direkter (Flußausbau) und indirekter, landnutzungsbezogener Veränderungen bestimmt werden. Versucht der Mensch, den Abflußgang eines Flusses durch den Bau und die Bewirtschaftung von Speicherräumen zu steuern, so wird die Größenordnung einer solchen Regulierung einerseits von dem zur Verfügung stehenden Speicherraum bestimmt werden. Dieser ist durch Geländeformen, welche die Dimension von Speicherbecken festlegen, vorgegeben. Andererseits wird die Wasserabgabe aus Talsperrensystemen vom Bedarf nach Wasser oder Wasserkraft bestimmt.

Trotz dieser Vorbedingungen wird das Ergebnis von Regulationsbemühungen an einem Fluß ganz wesentlich vom natürlichen Jahresgang seines Abflusses abhängen. Da Talsperren letztlich meist dazu dienen, den Abfluß zu vergleichmäßigen, wird ein Fluß mit unausgeglichenem innerjährlichem Abfluß stärker durch eine Talsperrenbewirtschaftung beeinflusst werden können als ein solcher mit bereits ausgeglichenem Jahresgang. Ausgegliche innerjährliche Abflüsse sind andererseits oft durch starke Schwankungen zwischen verschiedenen Jahren gekennzeichnet. Bei solchem Abflußverhalten muß der Blick auf die Wiederkehr ein- und desselben innerjährlichen Abflußtyps vor und nach dem Bau von Talsperren gerichtet werden.

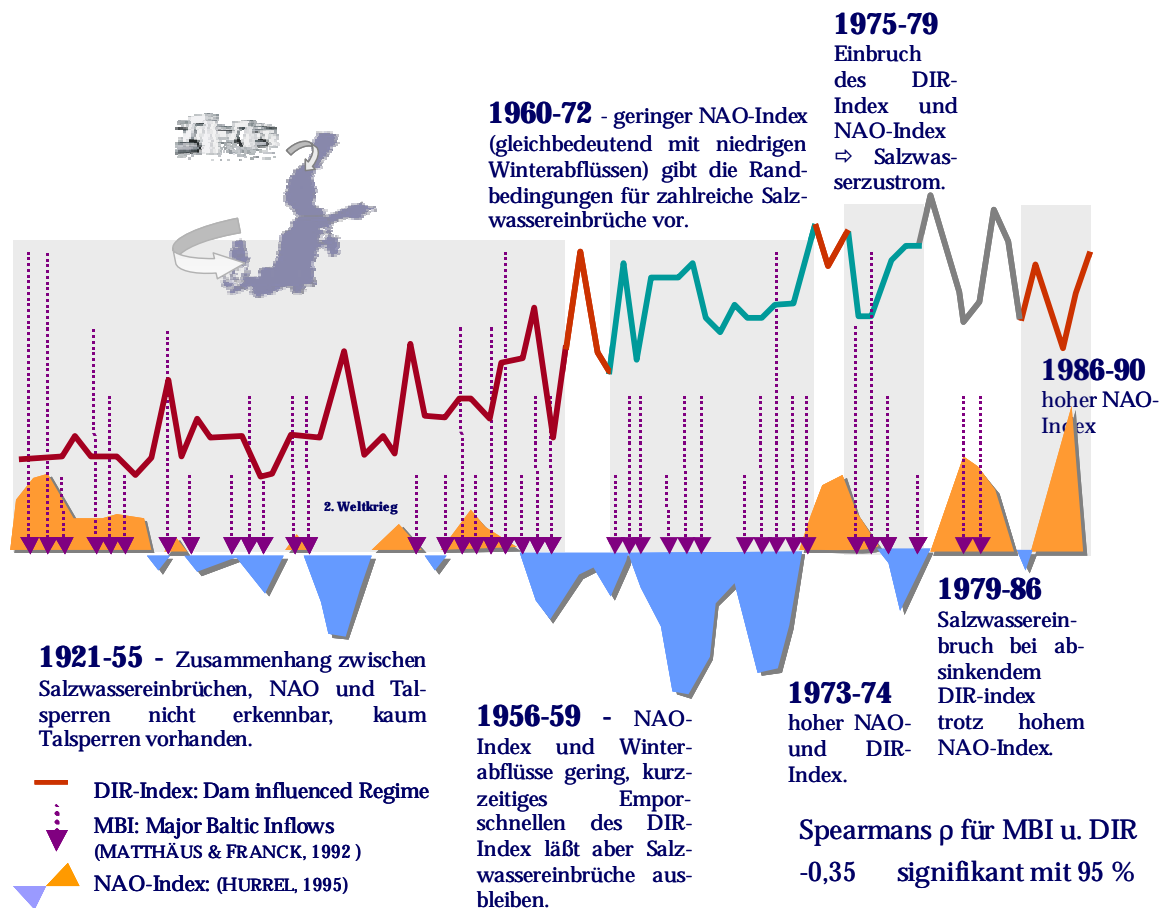
Durch die vorhandenen Talsperren können im Einzugsgebiet der Ostsee bis zum Jahr 1990 etwa 14% mehr Wasser in den Flußläufen gehalten werden, die Wasserkraftnutzung erhöht die Festlandszuflüsse zur Ostsee im Winter und zeitigen Frühjahr um geschätzte 6-7%. Zwar existieren Modellrechnungen (GUSTAFSSON, 2000; KRAUSS & LEHMANN, 1997), welche bei einer um 20% erhöhten Süßwasserzufuhr eine erhebliche Behinderung des Tiefenwasserzustroms zur Ostsee konstatieren. Die systeminterne, natürliche maximale Schwankungsbreite der winterhalbjährlichen Ostseezuflüsse liegt jedoch bei mindestens 50%. Damit kann der talsperrenbedingte Änderungsbetrag der Flußwasserzufuhr eine Beeinflussung der Tiefenwasserzirkulation in der Ostsee nicht hinreichend nachweisen. Für die ausbleibenden Salzwassereinbrüche in die Ostsee gegen Ende des zwanzigsten Jahrhunderts scheint eher das Phänomen der Nordatlantischen Oszillation (NAO) mitverantwortlich zu sein. Die NAO soll sich erst ab der letzten Hälfte des zwanzigsten Jahrhunderts stärker ausgeprägt haben (GRASSL, 1999, mndl.), ihr wären damit die deutlich höheren Niederschlags- und Abflußmengen im Ostseeinzugsgebiet im Winterhalbjahr der Dekade von 1981 bis 1990 zuzuschreiben.

Trotzdem kann ein ebenfalls in Richtung verminderter Salzwassereinbrüche laufender Effekt der Talsperrenbewirtschaftung nicht verneint werden. Es ist hier aber nicht jener indizienhaft kausale Zusammenhang zwischen den um 6-7% erhöhten Winterabflüssen seit dem Talsperrenbau und einem eingeschränkten Nordseewasserzustrom, welcher den negativen Einfluß der Wasserkraftnutzung auf den Zustrom salz- und sauerstoffreichen Tiefenwassers in die Ostsee untermauern kann.

Vielmehr vollzieht sich im Zuge des Baus von Talsperren an jedem Fluß ein Wechsel im Jahresgang des Abflusses. Dies betrifft zum einen neu auftretende, stark vergleichmäßigte innerjährliche Abflußverteilungen, die bei natürlicherweise unausgeglichenem Jahresgang und großem nutzbarem Talsperrenvolumen typisch sind. Mindestens ebenso häufig werden aber natürliche Zustände des Abflußverhaltens stabilisiert und damit lediglich deren Eintrittswahrscheinlichkeiten zuungunsten anderer Jahresgänge erhöht. Damit ermöglicht sich erst mit der Definition eines charakteristischen Verhaltens in jedem Schritt einer Zeitachse eine synchrone Betrachtung von talsperrenbedingt geänderten Festlandszuflüssen in die Ostsee und deren Beziehung zu unterschiedlich starken Salzwassereinbrüchen.

Dieses talsperrengesteuerte innerjährliche Abflußverhalten kann nicht mit dem winterbezogenen NAO-Index erklärt werden und äußert sich in einer Zunahme eines im Jahreslauf

gleichmäßigen anthropogenen Abflußganges sowie einer Abnahme schneeschnmelzbeeinflusster nordskandinavischer Abflußregime. Ein daraus abgeleiteter Index des Regulationsinflusses im Abflußverhalten (DIR- Dam influenced Runoff Regimes) weist bei einem Überwiegen der Talsperrensteuerung in den Zuflüssen zur Ostsee hohe Werte auf (Bild 1). Die Festlandszuflüsse zur Ostsee im Winterhalbjahr weisen ähnlich wie dieser DIR-Index frühestens ab etwa 1950 einen Einfluß auf die Zustromereignisse salzreichen Tiefenwassers in die Ostsee auf. Mit dem NAO-Index ansteigende Abflüsse des Winterhalbjahres korrespondieren dann ebenso wie ein hoher DIR-Index mit ausbleibenden Salzwassereinbrüchen, bei auch nur kurz nachlassendem DIR-Index und/oder NAO-Index kommen diese dagegen augenblicklich zustande.



**Bild 1:** Salzwassereinstromereignisse (Major Baltic Inflows – MBI) und NAO-Index (seit 1950). Die obere Kurve stellt einen Index der talsperrenbedingten Variabilität des innerjährlichen Abflußverhaltens dar (DIR- Dam influenced Runoff Regimes; relative Häufigkeit des anthropogenen Regimetyps minus relative Häufigkeit des North Scandinavian, Northern Inland und Mountain Regime in den talsperrenbewirtschafteten Ostseezuflüssen).

Vor dem Hintergrund eines vermuteten Einflusses der skandinavischen Wasserkraftgewinnung auf den Zustrom sauerstoffreichen Nordseetiefenwassers in die Ostsee wurden die Auswirkungen der Talsperrenbewirtschaftung auf die Festlandszuflüsse zur Ostsee untersucht. Hierbei zeigt sich, daß eine einfache kausale Sichtweise zwischen Talsperrenbau und Abflußänderung zwar den groben Betrag der Abweichung eines neu etablierten Abflußganges abschätzen kann. Jedoch erst bei einer synchronen Betrachtung von natürlich vorhandener, systemimmanenter Abflußvariabilität und einem Regulationseffekt durch Talsperren erschließt sich die volle Spannweite der Wechselwirkungen zwischen den anthropogenen und dem Natursystem eigenen Prozeßabläufen.

## **Inhalt der beiliegenden CD-ROM:**

**Die zu diesem Band gehörende CD-ROM mit multimediaaufbereiteten Inhalten zur Thematik des Bandes (siehe auch S. 112) kann unter der Adresse:**

**<http://www.uni-greifswald.de/~geograph/gga>**

**eingesehen werden. Hier befindet sich ebenfalls die elektronische Version dieses Bandes der Greifswalder Geographischen Arbeiten.**

Auf der beiliegenden CD-ROM befindet sich eine computeranimierte Präsentation zu Teilen der Arbeit. Sie vermittelt nochmals einen Überblick über den Abfluß und seine monatliche Ausprägung im Einzugsgebiet der Ostsee. Dabei sind Animationssequenzen der Periode 1961-90 und der vorhergesagten Periode 2040-69 berücksichtigt. Weitere Animationen versuchen, das typische Verhalten des Abflußganges in Form von zeitlich wechselnden Abflußregimen zu veranschaulichen. Dabei wird unter auch die regimeverändernde oder aber regimestabilisierende Wirkung von Talsperren deutlich. Weiterhin gelangt man über diese Präsentation zu einer Kartensequenz des Talsperrenausbaus.

Eine tabellarische Übersicht zu den größeren Talsperren im Ostseeinzugsgebiet kann man im Verzeichnis `XLS/` finden. Ebenso kann man mittels des EXCEL™-VBA-Programms `Reg_SimGumbel.xls` den Dämpfungseffekt eines beliebigen Talsperrenvolumens auf einen selbst zu wählenden innerjährlichen Abflußgang simulieren. Ein weiteres EXCEL™-Programm `Baltic_Waterbudget.xls` ermöglicht es dem Benutzer, den Wasser- und Salzhaushalt der Ostseeteilbecken unter der Prämisse durch Talsperreneinfluß geänderter mittlerer Süßwasserzuflüsse zur Ostsee zu untersuchen. Diese Programm baut auf einem EXCEL™-Tabellenblatt auf, welches von F. WULFF und seiner Stockholmer Arbeitsgruppe Systemökologie im Rahmen des LOICZ-Programms unter der Adresse `HTTP://DATA.ECOLOGY.SU.SE/MNODE/METHODS` veröffentlicht wurde.

Schließlich befinden sich im Verzeichnis `pdf/` die restlichen Auswertungsdiagramme für die Abschätzung der talsperrenbedingten mittleren monatlichen Änderungsbeträge der Flußwasserzufuhr in die Ostsee aus Kap. 2.3 im pdf-Format.

Für die Betrachtung der Präsentation (`Start.pps` doppelklicken) können entweder MS PowerPoint™ 97 (oder höher) oder der beigefügte PowerPoint™-Viewer aus dem Verzeichnis `Viewer/` genutzt werden. Ebenso befinden sich im Verzeichnis `Viewer/` noch Betrachtungsprogramme für MS EXCEL™-Dateien und Adobe Acrobat (\*.pdf)-Dateien.

**Literatur:**

- ARNELL, N. W., KRASOVSKAIA, I. & L. GOTTSCHALK: River flow regimes in Europe. In: GUSTARD, A. (ED.): Flow Regimes from International Experimental and Network data (FRIEND). Vol. 1, Hydrological Studies. Institute of Hydrology, Wallingford, UK, 1993, pp. 112-121.
- ARNELL, N. W.: Global warming, river flows and water resources. Chichester, 1996.
- AURADA, K. D.: Die Nutzung und Bewirtschaftung des Wasserdargebotes in der DDR. In: Geographische Berichte 28/2, 1983, S. 73-91.
- AURADA, K.D.: Komplementäres Geosystem Ostseeraum. In: AURADA, K.D., BILLWITZ, K. & R. LAMPE (HRSG.): Abbildung von Prozessen und Strukturen in Geosystemen. Zeitschr. f. Geomorphol., N.F., Suppl.-Bd. 112, 1998, S. 1-27.
- AURADA, K. D.: Die Bildungs-, Nutzungs- und Bewirtschaftungsbedingungen des Wasserdargebotes in Deutschland. In: PGM 143, 5+6/1999, S. 333-347.
- BALTIC SEA REGION - GIS, MAPS AND STATISTICAL DATABASE: [HTTP://WWW.GRIDA.NO/PROG/NORBAL/BALTIC/HTMLS/STAT.HTM](http://www.grida.no/prog/norbalt/baltic/htmls/stat.htm)
- BASICS: [HTTP://WWW.GRIDA.NO/PROG/NORBAL/BASICS/](http://www.grida.no/prog/norbalt/basics/)
- BAUMGARTNER, A. & E. REICHEL: The world water balance. Amsterdam, 1975.
- BERGSTRÖM, S.: Operational applications of conceptual hydrological models developed for representative and experimental basins. In: The Influence of Man on the Hydrological Regime with Special References to Representative and Experimental Basins. In: Proceedings of a symposium held at Helsinki, 1980, pp. 421-426.
- BERGSTRÖM, S.: The HBV model - its structure and applications. SMHI RH 4 (Reports of Hydrology), Norrköping, 1992.
- BERGSTRÖM, S. & B. CARLSSON: Hydrology of the Baltic Basin. SMHI RH (Reports of Hydrology) 7, Norrköping, 1993.
- BERGSTRÖM, S.: River Runoff to the Baltic Sea - Natural Variability and Human Impact. In: OMSTEDT, A. (Ed.): First Study Conference on BALTEX, Conference Proceedings, International BALTEX Secretariat, Publication No. 3, 8/1995, pp 53-54.
- BOSEL, H.: Modellbildung und Simulation. Braunschweig, Wiesbaden, 1994.
- BRANDT, M. & S. BERGSTRÖM: Integration of Field Data into Operational Snowmelt-Runoff Models. In: Nordic Hydrology, 25, 1994, pp. 101 - 112.
- BROSIUS, F.: SPSS 8, Bonn, 1998.
- BRYDSTEN, L. ET. AL.: Element transport in regulated rivers and non-regulated rivers in Northern Sweden. In: Regulated rivers: research and management, Vol. 5/1990, p. 167-176.
- CARLSSON, B., U. LARSSON & S. JOHANSSON: Fresh-water runoff to the Baltic Sea from surrounding land areas (In Swedish with English abstract). In: Nordic Hydrological Conference / G. ÖSTREM (ED.), Alta, 1992, pp. 659-668. (Nordisk Hydrologisk Program NHP-rapport 30).
- CARLSSON, B. & H. SANNER: Influence of River Regulation on Runoff to the Gulf of Bothnia. SMHI RH (Reports of Hydrology) 9, Norrköping, 1994.
- CARLSSON, B. & H. SANNER: Modelling Influence of River Regulation on Runoff to the Gulf of Bothnia. In: Nordic Hydrology 27, 1995, pp. 337-350.
- CARLSSON, B.: Modelling the Baltic River. In: OMSTEDT, A. (ED.): First Study Conference on BALTEX, Conference Proceedings, International BALTEX Secretariat, Publication No. 3, 8/1995, pp. 60-61.
- CHOW, V. T., D. R. MAIDMENT & L. W. MAYS: Applied Hydrology. New York, San Francisco..., 1988.

- CIOLKOSZ, A. In: ANDRZEJEWSKI, R. & M. BARANOWSKI: State of Environment in Poland. Environmental Information Centre, GRID-Warsaw UNEP, 1993.
- CLIVAR – A Research Programme on Climate Variability and Predictability for the 21<sup>st</sup> Century. WCRP No. 101, WMO/TD No. 853, ICPO No. 10, Hamburg, 8/1997.
- DICKSON, R.: The Atlantic Thermohaline Circulation and the NAO – A coupled phenomenon? In: *Nature* 386, 1997, pp. 649-650.
- DYCK, S.: Grundlagen der Hydrologie. Berlin, 1995.
- DYNESIUS, M. & C. NILSON: Fragmentation and flow regulation in river systems in the northern third of the world. In: *Science* 266, 1994, pp. 753-762.
- EHLIN, U. & G. ZACHRISSON: Redistribution of runoff to the Baltic trough river regulation in Sweden. In: Proc. 9<sup>th</sup> Conf. Baltic Oceanogr., Kiel, 4/1974, pp. 265-274.
- FASHCHEVSKY, B. V. & T. B. FASHCHEVSKY: Hydrological and Hydrochemical Changes in the Baltic Sea Basin Rivers and Lakes in Belarus. In: Omstedt, A. (Ed.): First Study Conference on BALTEX, Conference Proceedings, International BALTEX Secretariat, Publication No. 3, 8/1995, pp. 74-75.
- FLEISCHHAUER, C.: Excel in Naturwissenschaft und Technik. Bonn, 1998.
- GOTTSCHALK, L., J. L. JENSEN, D. LUNDQUIST, R. SOLANTJE & A. TOLLAN: Hydrological regions in Nordic countries. In: *Nordic Hydrology* 10, 1979, p. 273-276.
- GOTTSCHALK, L.: Hydrological Regionalization of Sweden. In: *Hydrological Sciences Journal* 30, 1/1985, pp. 65-83.
- GOURNELLOS, T.: Ein theoretisches Markov-Kettenmodell der langfristigen Landschaftsentwicklung. In: *Z. Geomorph.* 12/1997, S. 519-529.
- GRAHAM, L. P.: Modelling Runoff to the Baltic Sea. In: *AMBIO*, 4/1999, pp. 328-334.
- GRIGG, D. B.: The logic of regional systems. In: *Annals of the Association of American Geographers* 55, 1965, pp. 465-491.
- GRIGG, D. B.: *Regions, Models and Classes. Models in Geography.* London, 1967, pp. 467-509.
- GRIMM, F.: Das Abflußverhalten in Europa - Typen und regionale Gliederung. In: *Wiss. Veröff. d. Dtschen. Inst. f. Länderkunde, N.F.* 25/26, Leipzig, 1968.
- GUSTAFSSON, B. G.: Time-Dependent Modeling of the Baltic Entrance Area. 2. Water and Salt Exchange of the Baltic Sea. In: *Estuaries* 23 No. 2, 4/2000, pp. 253-266.
- GUSTAFSSON, S.: Inflow from Finland into the Baltic Sea. *Hydrologisen Toimiston Tiedonantoja XXII*, Helsinki, 1963.
- HAINES, A. T., B. L. FINLAYSON & T. A. MCMAHON: A global classification of river regimes. In: *Appl. Geogr.* 8, 1988, p. 255-272.
- HARLIN, J.: Hydrological modelling of extreme floods in Sweden. SMHI RH (Reports of Hydrology) 3, Norrköping, 1992.
- HAUHS, M. H. LANGE U. A. KASTNER-MARESCH: Die Modellierung ökologischer Systeme - wissenschaftliche Computerspiele oder theoretische Alchemie?. In: *PGM* 144, 2/2000, S. 52-57
- HELCOM: Water Balance of the Baltic Sea. *Baltic Sea Environment Proceedings* 18, 1986.
- HUMBORG, C., D. J. CONLEY, L. RAHM, F. WULFF, A. COCIASCU & V. ITTEKKOT: Silicon Retention in River Basins: Far Reaching Effects on Biogeochemistry and Aquatic Food Webs in Coastal Marine Environments. In: *AMBIO*, 1/2000, Vol. 29, pp. 45-50.
- HYDROGRAFINEN TOIMISTO: Vuosikirja 1, 1910-11. Keisarillisen Senaatin Kirjapaino; Helsinki 1912.
- HYDROGRAFINEN TOIMISTO: Vuosikirja 2, 1912-13. Helsinki 1915.

- HYDROGRAFINEN TOIMISTO: Vuosikirja 3, 1914-15. Helsinki 1918.
- HYDROGRAFINEN TOIMISTO: Vuosikirja 4, 1916-19. Helsinki 1923.
- HYDROGRAFINEN TOIMISTO: Vuosikirja 5, 1920-23. Valtioneuvoston Kirjapaino; Helsinki 1925.
- HYDROGRAFINEN TOIMISTO; FABRICIUS Å.: Vuosikirja 7, 1926-27. Helsinki 1928.
- HYDROGRAFINEN TOIMISTO; FABRICIUS Å.: Vuosikirja 8, 1928-29. Helsinki 1931.
- HYDROGRAFINEN TOIMISTO: Vuosikirja 10, 1932-35. Valtioneuvoston Kirjapaino; Helsinki 1936.
- HYDROGRAFINEN TOIMISTO: Vuosikirja 11, 1936. Valtioneuvoston Kirjapaino; Helsinki 1938.
- HYDROGRAFINEN TOIMISTO: Vuosikirja 12, 1937-40. Valtioneuvoston Kirjapaino; Helsinki 1944.
- HYDROLOGINEN TOIMISTO: Vuosikirja 14, 1946-50. Tie- Ja Vesirakennushallitus, Valtioneuvoston Kirjapaino; Helsinki 1954.
- HYDROLOGINEN TOIMISTO: Hydrologinen Vuosikirja 15, 1951-55. Tie- Ja Vesirakennushallitus, Valtioneuvoston Kirjapaino; Helsinki 1957.
- HYDROLOGINEN TOIMISTO: Hydrologinen Vuosikirja 16, 1956-60. Tie- Ja Vesirakennushallitus, Valtioneuvoston Kirjapaino; Helsinki 1962.
- HYDROLOGINEN TOIMISTO: Hydrologinen Vuosikirja 17, 1961-62. Tie- Ja Vesirakennushallitus, Valtioneuvoston Kirjapaino; Helsinki 1963.
- HYDROLOGINEN TOIMISTO: Hydrologinen Vuosikirja 18, 1963-64. Tie- Ja Vesirakennushallitus, Valtioneuvoston Kirjapaino; Helsinki 1965.
- HYDROLOGINEN TOIMISTO: Hydrologinen Vuosikirja 19, 1965-66. Tie- Ja Vesirakennushallitus, Valtion Painatuskeskus; Helsinki 1968.
- HYDROLOGINEN TOIMISTO: Hydrologinen Vuosikirja 20, 1967-68. Tie- Ja Vesirakennushallitus, Valtion Painatuskeskus; Helsinki 1970.
- HYVÄRINEN, V. & B. VEHVILÄINEN: The effect of climatic fluctuations and man on discharge in Finish river basins. In: The Influence of Man on the Hydrological Regime with Special References to Representative and Experimental Basins. Proceedings of a symposium held at Helsinki, 1980, pp. 97-103.
- ICOLD: World Register of Dams, Paris, 1984 & 1998
- KLUG, H. & R. LANG: Einführung in die Geosystemlehre. Darmstadt, 1983.
- KORZOUN, V. I., A. A. SOKOLOV, M. I. BUDYKO ET. AL.: Atlas of World Water Balance and Water Resources of the Earth. USSR Committee for the International Hydrologic Decade, Leningrad, 1978 (English Translation UNESCO, Paris, 1978).
- KRASOVSKAIA, I. & L. GOTTSCHALK: Stability of river flow regimes. In: Nordic Hydrology 23, 1992, p. 137-154.
- KRASOVSKAIA, I. & L. GOTTSCHALK: Frequency of Extremes and its Relation to Climatic fluctuations. In: Nordic Hydrology 24, 1993, pp. 1-12.
- KRASOVSKAIA, I., ARNELL, N. W. & L. GOTTSCHALK: Flow regimes in northern and western Europe: development and application of procedures for classifying flow regimes. In: SEUNA, P., A. GUSTARD, N. W. ARNELL & G. A. COLE (EDS.): FRIEND: Flow Regimes from International Experimental and Network Data, Vol. 221, 1994, IAHS, pp. 185-193.
- KRASOVSKAIA, I.: Entropy-based grouping of river flow regimes. In: Journal of Hydrology 202, 1997, p. 173-191.
- KRAUSS, W. & A. LEHMMANN: Modellierung der Wasser-, Salz und Wärmebilanz der Ostsee. Abschlußbericht für BMFT, Kiel, 1997.

- KULLBACK, S. & R. A. LEIBLER: On Information and sufficiency. In: *Ann. Math. Stat.* 22, 1951, pp. 79-86.
- KUPRIYANOV, V. V.: Raskhod i isparenie s bassejnov skandinavskogo poluostrova. In: *Trudy GGI, Vyp 78*, 1960.
- KUUSISTO, E.: Hydrology and Hydroenergetics of the Baltic Drainage. In: OMSTEDT, A. (ED.): *First Study Conference on BALTEX, Conference Proceedings, International BALTEX Secretariat, Publication No. 3, 8/1995*, pp. 18-27.
- KUUSISTO, E.: Runoff from Finland in the period of 1931-1990. *Aqua Fennica* 22(1), 1992, pp. 9-22.
- L'VOVICH, M. I.: *Elementy Vodnogo Regima rek Zemnogo Shara (Elements of Hydrological Regime of the World's Rivers)*, in Russian. *Gidrometizdat, Sverdlovsk-Moskva*, 1945.
- L'VOVICH, M.I. & G. F. WHITE: Use and transformation of terrestrial water systems. In: TURNER, B.L., W. C. CLARK ET. AL. (ED.): *The Earth as transformed by Human Action*. Cambridge, 1990, pp. 235-252.
- LAUTENSACH, H.: *Der geographische Formenwandel*. In: *Coll. Geographicum, Bd. 3, Bonn*, 1952.
- LEPPÄJÄRVI, R. (ED.): *Hydrologinen Vuosikirja (Hydrological yearbook) 1984-1986*. Vesi- Ja Ympäristöhallitus (National Board of Waters and Environment, Finland); Helsinki 1990.
- LEPPÄJÄRVI, R. (ED.): *Hydrologinen Vuosikirja (Hydrological yearbook) 1987-88*. Vesi- Ja Ympäristöhallitus (National Board of Waters and Environment, Finland); Helsinki 1991.
- LEPPÄJÄRVI, R. (ED.): *Hydrologinen Vuosikirja (Hydrological yearbook) 1989*. Vesi- Ja Ympäristöhallitus (National Board of Waters and Environment, Finland); Helsinki 1992.
- LEPPÄJÄRVI, R. (ED.): *Hydrologinen Vuosikirja (Hydrological yearbook) 1990*. Vesi- Ja Ympäristöhallitus (National Board of Waters and Environment, Finland); Helsinki 1993.
- LINDSTRÖM, G.: *Floods in Sweden - Trends and occurrence*. SMHI RH (Reports of Hydrology) 6, Norrköping, 1993.
- LUDIN, A.: *Die nordischen Wasserkräfte. Ausbau und wirtschaftliche Ausnutzung*. Berlin, 1930.
- MAIDMENT, D. R.: *Handbook of Hydrology*. New York, San Francisco..., 1992.
- MANIAK, U.: *Hydrologie und Wasserwirtschaft*. Berlin, Heidelberg..., 2. Aufl., 1992.
- MATTHÄUS, W. & H. FRANCK: Characteristics of major Baltic Inflows – a statistical analysis. In: *Continental Shelf Research* 12, 1992, pp. 1375-1400.
- MATTHÄUS, W. & H. SCHINKE: The influence of river runoff on deep water conditions of the Baltic Sea. In: *Hydrobiologia* 393, 1999, pp 1-10.
- MC DONNEL R. A. & W. D. MACMILLAN: A GIS-based hierarchical simulation model for assesing the impacts of large dam projects. In: *Application of Geographic Information Systems in Hydrology and Water Resources*. Proceedings of the HydroGIS 93 Conference held at Vienna 1993, IAHS Publ. # 211, IAHS Press, Wallingford, UK, 1993, pp. 409 – 416.
- MC MAHON, T.A. & R. G. MEIN: *River and Reservoir Yield*. Water Resources Publications, Littleton, Colo, 1986.
- MELIN, R.: *Hydrologi i Norden*. Stockholm, 1970.
- MIKULSKI, Z.: Inflow of river waters to the Baltic Sea in 1961 - 1970. *Nordic Hydrology* 4, 1970, pp. 216 - 227.
- MIKULSKI, Z.: *River Inflow to the Baltic Sea 1921 - 1975*. Polish Academy of Sciences, Polish National Committee of the IHP, University of Warsaw, Faculty of Geography and Regional Studies, 1982.



- MINUTES OF FIRST BALTEX HYDROLOGY WORKSHOP: at Polish Academy of Sciences. Warsaw, Poland, September 9-11, 1996.
- OMSTEDT, A., L. MEULLER & L. NYBERG: Interannual, Seasonal and Regional Variations of Precipitation and Evaporation over the Baltic Sea. In: *AMBIO*, 12/1997, 484-492.
- OMSTEDT, A.: Modelling the Baltic Sea as thirteen subbasins with vertical resolution. In: *Tellus*, 42 a, 1990, pp. 286-301.
- PARDE, M.: *Fleuves et Rivières*. Paris, 1933.
- PETTS, G. E.: *Impounded Rivers. Conservation and Management*, Chichester, 1984.
- RAAB, B. & H. VEDIN (SPEC. EDS.): *Climates, Lakes and Rivers: National Atlas of Sweden*. Kiruna, 1995.
- REISS, R.-D. & M. THOMAS: *Statistical Analysis of Extreme Values*. Basel, Boston, Berlin, 1997.
- ROECKNER, E., ARPE, K., BENGTTSSON, L., CHRISTOPH, M., CLAUSSEN, M., DÜMENIL, L., ESCH, M., GIORGETTA, M., SCHLESE, U. & SCHULZWEIDA, U.: The atmospheric general circulation model ECHAM-4: model description and simulation of present-day climate. Max-Planck Institute for Meteorology, Report No.218, Hamburg, 1996.
- SÆLTHUN, N.-R., J. BOGEN & M. H. FLOOD ET AL.: *Climate Change Impact on Norwegian Water Resources*. Norwegian Water Resources and Energy Administration. Publication 42, 1990.
- SCHINKE, H. & W. MATTHÄUS: On the cause of major Baltic inflows – an analysis of long time series. In: *Continental Shelf Research* 18, 1998, pp. 67-97.
- SCHINKE, H.: *Zu den Ursachen von Salzwassereintrüben in die Ostsee*. Marine Science Reports 12, Baltic Sea Research Institute, Rostock, 1996.
- SDANAWITSCHUS, A.: *Tendenzielle Veränderungen des Abflusses in den Teileinzugsgebieten und im Gesamteinzugsgebiet der Ostsee*. Dipl. Arb. Univ. Greifswald, 1998.
- SMHI: *Runoff Data from 112 different Coast-Segment around the Baltic Sea*, Version Date 1995-01-10.
- SMHI: *Vattenföring i Sverige Del. 1. Vattendrag till Bottenviken*, Norrköping, 1995
- SMHI: *Vattenföring i Sverige Del. 2. Vattendrag till Bottenhavet*, Norrköping, 1995
- SMHI: *Vattenföring i Sverige Del. 3. Vattendrag till Egentliga Östersjön*, Norrköping, 1993
- SMHI: *Vattenföring i Sverige Del. 4. Vattendrag till Västerhavet*, Norrköping, 1994
- SOKOLOV, A. & F. WULFF: *On-line tools for data analysis in the Baltic Sea*. Proceedings of the Ocean Data Symposium, Dublin, 15-18 October, 1997.
- SOKOLOV, A. & F. WULFF: *Time Series - a web application for oceanographic data analysis*. [HTTP://DATA.ECOLOGY.SU.SE/MODELS/BEDONWEB/ARTICLES/TIMESERIES](http://data.ecology.su.se/models/bedonweb/articles/timeseries), 1998.
- SOLANTJE, R.: *A proposal for the definition of Finnish hydrological zones from a consideration of small, almost lake free basins*. In: *Vannet i Norden* 4, 1975.
- SPEKAT, A., B. HELLER-SCHULZE & M. LUTZ: *Über Großwetter und Markov-Ketten*. In: *Meteorol. Rundschau* 6/36, 1983, pp. 243-248.
- STREIT, U.: *Ein mathematisches Modell zur Simulation von Abflußganglinien*. *Gießener Geogr. Schriften* 27, 1973.
- SVENSKT DAMMREGISTER - NORRA SVERIGE: *Svenskt Vattenarkiv, SMHI Hydrologi, Nr 56*, SMHI, Norrköping, 1995/96.
- SVENSKT DAMMREGISTER - SÖDRA SVERIGE: *Svenskt Vattenarkiv, SMHI Hydrologi, Nr 55*, SMHI, Norrköping, 1994.
- SWEITZER, J., S. LANGAAS & C. FOLKE: *Land Use and Population Density in the Baltic Sea Drainage Basin: A GIS Database*. In: *AMBIO*, 3/1996, pp. 191 - 198.

THE GLOBAL RIVER DISCHARGE DATABASE (RivDIS v1.1):

[HTTP://WWW.RIVDIS.SR.UNH.EDU/](http://www.rivdis.sr.unh.edu/)

TIMMERMANN: Thermohaline Circulation – a coupled node of the NAO. In: *J. Climate* 11/1998, pp. 1906-1931.

TOLLAN, A.: Hydrologiske regioner i Norden. In: *Vannet i Norden* 1; 1975.

UNEP/UNESCO: The Impact of Large Water Projects on the Environment. Proceedings of an International Symposium. UNEP/EMINWA, UNESCO/IHP, Paris, 1986.

VEHVILÄINEN, B. & J. LOHVANSUU: Effects of climate change on discharges and snow cover in Finland. In: *Hydrological Sciences Journal* 36, 2/1991, pp. 109-121.

VESIENTUTKIMUSLAITOKSEN JULKAISUJA (PUBLICATIONS OF THE WATER RESEARCH INSTITUTE) 3: Hydrologinen Vuosikirja (Hydrological yearbook) 1969-70. Vesihallitus (National Board of Waters, Finland); Helsinki 1972.

VESIENTUTKIMUSLAITOKSEN JULKAISUJA (PUBLICATIONS OF THE WATER RESEARCH INSTITUTE) 10: Hydrologinen Vuosikirja (Hydrological yearbook) 1971. Vesihallitus (National Board of Waters, Finland); Helsinki 1975.

VESIENTUTKIMUSLAITOKSEN JULKAISUJA (PUBLICATIONS OF THE WATER RESEARCH INSTITUTE) 18: Hydrologinen Vuosikirja (Hydrological yearbook) 1972-73. Vesihallitus (National Board of Waters, Finland); Helsinki 1976.

VESIENTUTKIMUSLAITOKSEN JULKAISUJA (PUBLICATIONS OF THE WATER RESEARCH INSTITUTE) 23: Hydrologinen Vuosikirja (Hydrological yearbook) 1974-75. Vesihallitus (National Board of Waters, Finland); Helsinki 1977.

VESIENTUTKIMUSLAITOKSEN JULKAISUJA (PUBLICATIONS OF THE WATER RESEARCH INSTITUTE) 35: Hydrologinen Vuosikirja (Hydrological yearbook) 1976-77. Vesihallitus (National Board of Waters, Finland); Helsinki 1980.

VESIENTUTKIMUSLAITOKSEN JULKAISUJA (PUBLICATIONS OF THE WATER RESEARCH INSTITUTE) 66; LEPPÄJÄRVI, R. (ED.): Hydrologinen Vuosikirja (Hydrological yearbook) 1981-83. Vesi- Ja Ympäristöhallitus (National Board of Waters and Environment, Finland); Helsinki 1987.

VON STORCH, H. U. F. ZWIERS: *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge, 1997.

VÖRÖSMARTY, C., J., K. P. SHERMA & B. M. FEKETE ET. AL.: The Storage and Aging of Continental Runoff in Large Reservoir Systems of the World. In: *AMBIO*, 6/1997, pp. 210-219.

VÖRÖSMARTY, C., J. & M. MEYBECK: Riverine transport and its alternation by human activities. In: *IGBP Newsletter* 39, 9/1999, pp. 24-29.

VÖRÖSMARTY, C., J., B. M. FEKETE & W. GRABS: *UNH-GRDC Composite Runoff Fields V1.0*. UNH/GRDC, 2000.

VUGLINSKY, V.: Assessment of runoff changes during reservoir construction. In: PETTS, G. (ED.): *Man's Influence on Freshwater Ecosystems and Water Use*. In: Proceedings of an International Symposium held at Boulder, Colorado, USA, 1995. IAHS Publ. # 230, IAHS Press, Wallingford, UK, 1995.

WETZEL, K. F.: Separation von Abflußkomponenten mit graphischen und geochemischen Methoden in einem Kleinstinzugsgebiet.... In: *Die Erde* 125, 1994, S. 109-121.