

VESIHALLITUKSEN MONISTESARJA

1981: 53

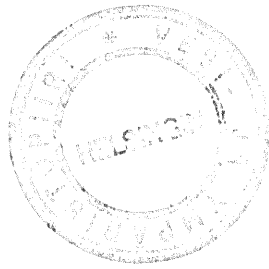
VEDENLAATUENNUSTEIDEN LAADINNAN
PERUSTEET

Tom Frisk

Tellervo Kylä-Harakka

~~AA~~
~~VESTIHALI~~
~~TORSEN~~

V E S I H A L L I T U K S E N M O N I S T E S A R J A



1981: 53

VEDENLAATUENNUSTEIDEN LAADINNAN
PERUSTEET

Tom Frisk

Tellervo Kylä-Harakka

Vesihallitus
Helsinki 1981

ALKUSANAT

Tässä monisteessa esitetään vedenlaatumallien limnologisia perusteita, joiden tunteminen on välttämätöntä laadittaessa luotettavia veden laadun ennusteita. Esittelyssä keskitytään yksinkertaisten, käytännön vesiensuojelussa sovellettaviksi tarkoitettujen menetelmien teoriaan. Päähuomio on kiinnitetty ainetasetarkasteluun sekä sen soveltamiseen vesistöjen rehevyystaso- ja happipitoisuusennusteita laadittaessa. Moniste perustuu allekirjoittaneiden luentoihin Helsingin yliopiston limnologian laitoksella. Kappale 1 on kirjoitettu dos. Kari Kinnusen pitämän johdantoluennon pohjalta.

Tom Frisk

Tellervo Kylä-Harakka

SISÄLLYS

1.	JOHDATUS AIHEESEEN	7
1.1	Mallikäsitteestä	7
1.2	Vedenlaatumallien käyttömahdollisuuksista	8
2.	AINEVIRTAAMAN JA KESKIMÄÄRÄISEN PITOISUUDEN LASKEMINEN	11
2.1	Virtaavan veden ainevirtaama	11
2.2	Seisovan veden pitoisuuskeskiarvo	16
3.	AINETASEET	18
4.	VESISTÖ HYDRAULISENA SYSTEEMINÄ	21
4.1	CSTR-hydrauliikka	21
4.2	Advektio-dispersio-hydrauliikka	24
4.3	Tulppavirtaushydrauliikka	26
5.	FOSFORIPITOISUUDEN ENNUSTAMINEN	28
5.1	Kokonaisfosfori	28
5.2	Fosfaattifosfori	36
6.	KASVIPLANKTONBIOMASSAN ENNUSTAMINEN	37
6.1	Yleistä	37
6.2	Kasviplanktonin kasvu	38
6.3	Kasviplanktonin häviötermit	42
7.	HAPPIPITOISUUDEN ENNUSTAMINEN. OSA I JÄRVET	43
7.1	Happipitoisuuteen vaikuttavat prosessit	43
7.2	Hapen massatasapainoyhtälöt	52
7.3	Yksinkertaisia happimalleja	54
8.	HAPPIPITOISUUDEN ENNUSTAMINEN. OSA II JOET	57
8.1	Joki hydraulisena systeeminä	57
8.2	Streeter-Phelps-malli	58
8.3	Streeter-phelps-mallin modifiointi	61
	KIRJALLISUUSVIITTEET	63

VEDENLAATUENNUSTEIDEN LAADINNAN PERUSTEET

1. JOHDATUS AIHEESEEN

1.1 MALLIKÄSITTEESTÄ

Kvantitatiivisia vedenlaatuennusteita laaditaan vedenlaatumallien avulla. Tarkastellaan aluksi mallikäsitettä yleisesti. Tieteellisiä malleja voidaan luonnehtia seuraavien ominaisuuksien avulla. Mallit ovat:

- abstraktioita todellisuudesta
- todellistuvan systeemin kuvauksia
- tietojalosteita
- matemaattisia kuvauksia

Mallin avulla voidaan esimerkiksi luonnon dynaamisia tapahtumia tarkastella "aika pysäyttäen". Mallityöskentelyn yhteydessä käytetään usein seuraavia käsitteitä:

Kalibrointi = menettely, jossa mallin kertoimet (parametrit) säädetään siten, että malli tulostaa riittävän tarkasti kohdeympäristössä havaitut tulokset.

Verifiointi = menettely, jossa kalibroidulla mallilla laskeaan kohdesysteemin käyttäytyminen muuttamatta mallia millään lailla. Käytettävän aineiston tulee olla kalibrointiaineistosta riippumaton. Jos malli tulostaa riittävällä tarkkuudella kohdesysteemistä havaitut tulokset, malli katsotaan verifioiduksi.

Ulkoinen muuttuja = mallin avulla kuvattavaan systeemiin vaikuttava ulkoinen tekijä. Vedenlaatumallien ulkoisia muuttujia voivat olla esim. ravinnekuormitus tai säteily.

Tilamuuttuja = mallin avulla kuvattavan systeemin tilan ilmaiseva

muuttuja, jonka arvoon ulkoiset muuttujat vaikuttavat.

Parametri = mallin yhtälöissä esiintyvä kerroin. Huom! Parametri \neq tilamuuttuja, vaikka usein (virheellisesti) puhutaan vedenlaatuparametreista.

1.2 VEDENLAATUMALLIEN KÄYTTÖMAHDOLLISUUKSISTA

1.2.1 Käytännön vesiensuojelu

Veden laatuun vaikuttavat useat tekijät samanaikaisesti ja usein erisuuntaisesti:

$$T_1 = f(H, I, T_0, P, S, M) \quad (1.1)$$

T_1 = vesistön tila

H = hydrologiset tekijät

I = vesistöön kohdistuva kokonaiskuormitus

T_0 = vesistön historiallinen tila

P = fyysiset dimensiot

S = systeemin sisäiset biologiset ja fysikaalis-kemialliset prosessit

M = meteorologiset tekijät

Vedenlaatumallit ovat ainoa käytettävissä oleva tapa erottaa vesiensuojeluratkaisujen kvantitatiiviset vaikutukset vesistön tilaan, kun vesiensuojeluratkaisujen kanssa samanaikaisesti tapahtuu luontaisia muutoksia vesistön tilaan vaikuttavissa tekijöissä.

Vedenlaatumalleja voidaan käyttää päätöksenteon apuvälineinä, kun tutkitaan erilaisten vesiensuojeluvaihtoehtojen vaikutusta vesistön tilaan. Vedenlaatumallien tehokas hyväksikäyttö edellyttää, että vesiensuojeluviranomainen määrittää sen vedenlaatutason, johon pyritään. Mallin avulla tutkitaan, miten asetettu tavoite saavutetaan (vrt. kuva 1.1). Vedenlaatumalli on kuitenkin aina asiantuntijan työkalu, eikä mallien avulla voida laatia luotettavia vedenlaatu-

nusteita ilman riittävää limnologista asiantuntemusta.

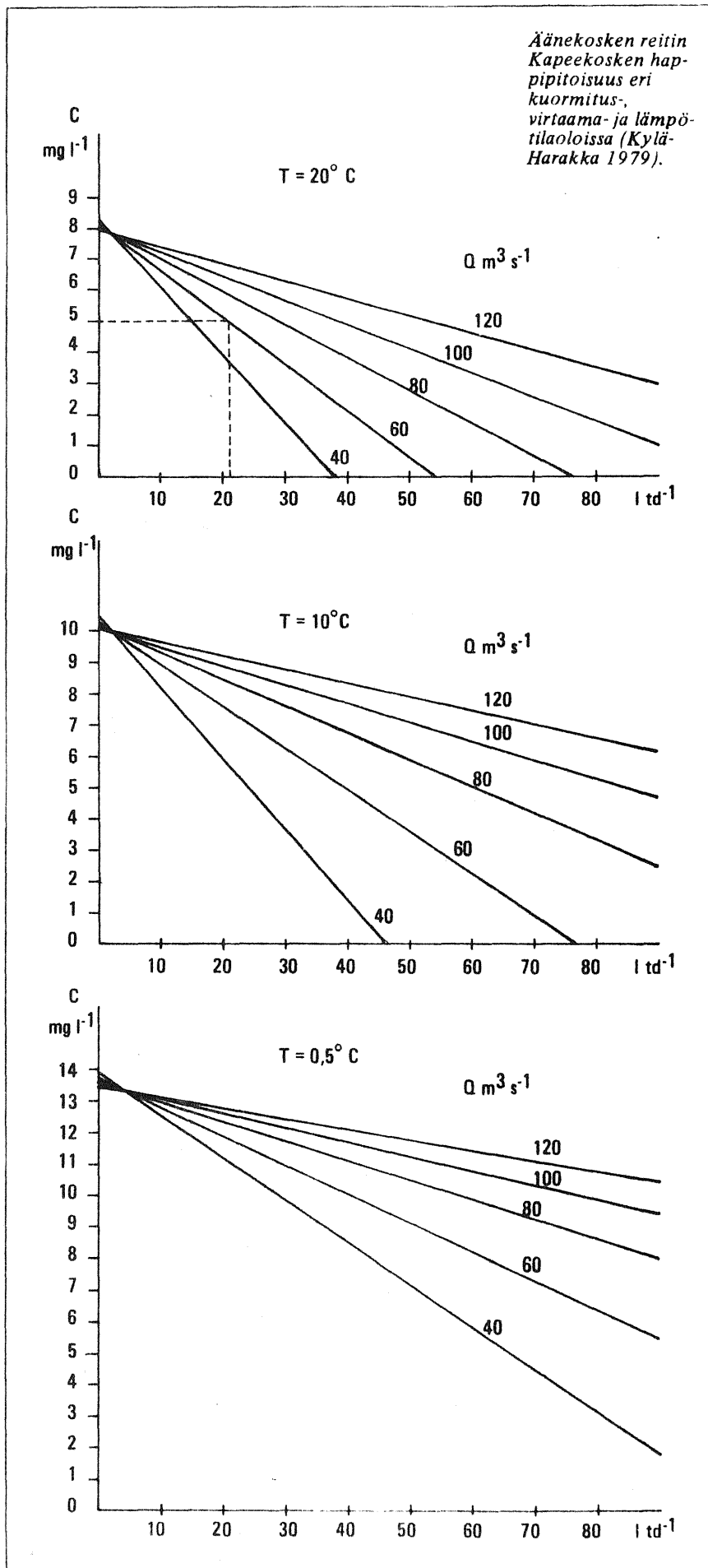
1.22 Tiedonhankinta

Vedenlaatumallit toimivat tiedonhankinnassa ohjausvälineinä. Niiden avulla voidaan:

- analysoida ne tarvittavat tiedot, jotka ovat tavoitteiden ja kokonaisuuden kannalta tärkeät
- edistää jo kerättyjen ja kerättävien tietojen hyväksikäyttöä
- yhdistää erilaisia kokonaisuuteen vaikuttavia tekijöitä kuten virtaama-, vedenlaatu-, kuormitus- ja säätietoja.

1.23 Opetus

Mallit toimivat opetustilanteissa erinomaisina havainnollistajina. Mallin avulla voidaan selvittää, miten eri prosessit vaikuttavat toisiinsa ja ympäristöön. Tämä on paljon havainnollisempaa kuin suuren detaljimäärän ulkoaopiskelu kirjallisuudesta tai luennoilla. Matemaattisten mallien tulisi kuulua kaikkeen ekologian opetukseen olennaisena osana.



Kuva 1.1

2. AINEVIRTAAMIEN JA KESKIMÄÄRÄISTEN PITOISUUKSIEN LASKEMINEN

2.1 VIRTAAVAN VEDEN AINEVIRTAAMA

Virtaama poikkileikkauksen A läpi määritellään yhtälöllä

$$Q = \int_A u \, dA \quad (2.1)$$

$$Q = \text{virtaama } (L^3 T^{-1})$$

$$u = \text{virtausnopeus } (L T^{-1})$$

$$A = \text{pinta-ala } (L^2)$$

Yhtälö (2.1) voidaan esittää myös muodossa

$$Q = \bar{u} A \quad (2.2)$$

$$\bar{u} = \text{keskimääräinen virtausnopeus } (L T^{-1})$$

sillä keskimääräinen virtausnopeus saadaan keskiarvon määritelmän mukaan kaavasta

$$\bar{u} = \frac{\int_A u \, dA}{\int_A dA} = \frac{\int_A u \, dA}{A} \quad (2.3)$$

Ainevirtaama poikkileikkauksen A läpi määritellään yhtälöllä

$$M = \int_A c u \, dA \quad (2.4)$$

$$M = \text{ainevirtaama } (M T^{-1})$$

$$c = \text{pitoisuus } (M L^{-3})$$

Jos oletetaan, että tarkasteltava virtaava vesimassa on homogeenista siten, että pitoisuus poikkileikkauksen kaikissa pisteissä on sama, voidaan kirjoittaa

$$M = c \bar{u} A = c Q \quad (2.5)$$

Käytännön ongelmat ainevirtaaman laskemisessa johtuvat siitä, että pitoisuus ja virtaama vaihtelevat ajallisesti ja käytettävissä oleva aineisto on puutteellinen. Periaatteessa keskimääräinen ainevirtaama aikavälillä Δt määritellään kaavalla

$$\langle M \rangle := \frac{\int_{t_0}^{t_0 + \Delta t} c(t) Q(t) dt}{\Delta t} \quad (2.6)$$

$\langle M \rangle$ = keskimääräinen ainevirtaama aikavälillä Δt ($M T^{-1}$)

$c(t)$ = pitoisuus ajan funktiona ($M L^{-3}$)

$Q(t)$ = virtaama ajan funktiona ($L^3 T^{-1}$)

Yhtälö (2.6) voidaan esittää myös muodossa

$$\langle M \rangle = \langle c \rangle MQ \quad (2.7)$$

MQ = keskivirtaama aikavälillä Δt ($L^3 T^{-1}$)

$\langle c \rangle$ = pitoisuuden todellinen (= virtaamapainotettu) keskiarvo aikavälillä Δt ($M L^{-3}$)

$$MQ = \frac{\int_{t_0}^{t_0 + \Delta t} Q(t) dt}{\Delta t} \quad (2.8)$$

ja

$$\langle c \rangle = \frac{\int_{t_0}^{t_0 + \Delta t} c(t) Q(t) dt}{\int_{t_0}^{t_0 + \Delta t} Q(t) dt} \quad (2.9)$$

Ainevirtaaman laskeminen perustuu käytännössä yhtälön (2.6) tai (2.7) soveltamiseen.

Jos käytettävissä ei ole virtaamamittaustuloksia, vaan joudutaan käyttämään arvioitua keskivirtaamaa, sovelletaan yhtälöä (2.7). Keskiarvon $\langle c \rangle$ sijasta joudutaan tällöin yleensä käyttämään pitoisuusarvojen aritmeettista keskiarvoa \bar{c} :

$$\bar{c} = \frac{\sum_{i=1}^n c_i}{n} \quad (2.10)$$

n = pitoisuushavaintojen lukumäärä

Yleisin tilanne on se, että käytettävissä on päivittäiset virtaamamittaukset mutta pitoisuusmittauksia on tehty harvemmin. Tällöin voidaan soveltaa yhtälöä (2.6) tai (2.7). Yhtälössä (2.7) tarvittava keskiarvo $\langle c \rangle$ lasketaan kaavalla

$$\langle c \rangle = \frac{\sum_{i=1}^n c_i Q_i}{\sum_{i=1}^n Q_i} \quad (2.11)$$

c_i = pitoisuushavainto i ($M L^{-3}$)

Q_i = pitoisuushavaintoa i vastaava virtaama ($L^3 T^{-1}$)

n = pitoisuushavaintojen lukumäärä

Yhtälön (2.6) soveltamisen ideana on se, että puuttuvat pitoisuus-havainnot yritetään arvioida olemassa olevan pitoisuus- ja virtaama-aineiston perusteella. Tarkoitukseen on esitetty useita menetelmiä, joista seuraavassa käsitellään kolme.

Murtoviivamenetelmässä oletetaan, että pitoisuus muuttuu lineaarisesti ajan suhteen (kuva 2.1). Yhtälö (2.6) kirjoitetaan muodossa

$$\langle M \rangle = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m c_i Q_i \quad (2.12)$$

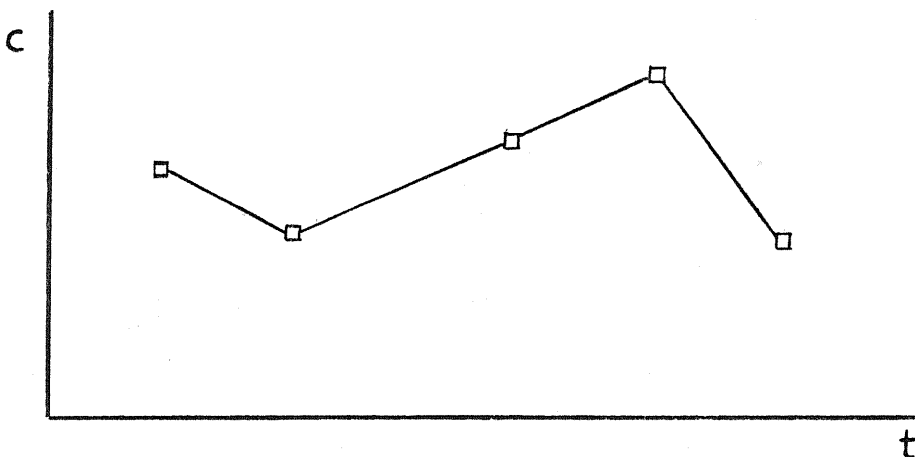
m = virtaamahavaintopäivien lukumäärä

Vain osa pitoisuuksista c_i on mitattu; puuttuvat arvioidaan kaavalla

$$c_i = c_a + \frac{c_b - c_a}{b - a} (i - a) \quad (2.13)$$

c_a = pitoisuus päivänä a , jolloin pitoisuus on mitattu viimeksi ennen päivää i ($M L^{-3}$)

c_b = pitoisuus päivänä b , jolloin pitoisuus on mitattu ensi kerran päivän i jälkeen ($M L^{-3}$)



Kuva 1.1 Murtoviivamenetelmän periaate. Pitoisuuden oletetaan muuttuvan lineaarisesti havaintokerrasta toiseen.

Vuosikeskiarvomenetelmässä lasketaan ensin vuoden aikana havaittujen pitoisuusarvojen aritmeettinen keskiarvo (kaava 2.10). Vuoden keskimääräinen ainevirtaama saadaan yhtälöstä

$$\langle M \rangle = \frac{\sum_{i=1}^{365} Q_i}{365} \quad (2.14)$$

WARTIOVAARAN (1975, 1978) regressiomenetelmässä on otettu huomioon myös virtaaman ja pitoisuuden välinen korrelaatio. Perusidea on seuraava: Jokiveden pitoisuus on summa kolmesta komponentista, joista yksi on vakiokuormituksen ja virtaaman suhde, yksi on virtaamasta riippumaton peruspitoisuus ja yksi suoraan verrannollinen virtaamaan (johtuu esim. siitä, että virtaaman ollessa suuri myös huuhtoutuma on suuri). Siten

$$c_i = \frac{a_0}{Q_i} + a_1 + a_2 Q_i \quad (2.15)$$

Kertoimet a_0 , a_1 ja a_2 määritetään havaintoaineistosta esimerkiksi regressioanalyysin avulla. Yhtälö (2.15) kerrotaan virtaamalla. Selitettävänä muuttujana on tällöin cQ ja selittävinä muuttujina Q sekä Q^2 :

$$(c Q)_i = a_0 + a_1 Q_i + a_2 Q_i^2 \quad (2.16)$$

Ainevirtaama lasketaan sitten yhtälöllä

$$\langle M \rangle = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m c_i Q_i \quad (2.17)$$

ja tarvittavat pitoisuusarvot c_i yhtälöllä (2.15).

Se, mitä edellä esitetyistä ainevirtaaman laskentamenetelmistä pidetään parhaana, on jossain määrin arvostuskysymys. Yhtälöiden (2.7) ja (2.11) soveltaminen on empiirisin menetelmä. Wartiovaaran regressiomenetelmä tuo ainevirtaamaestimaatteihin lisäinformaatiota verrattuna empiiriseen menetelmään niissä tapauksissa, joissa pitoisuuden ja

virtaaman välinen epälineaarinen korrelaatio on vahva; muissa tapauksissa menetelmän soveltaminen huonontaa ainevirtaamaestimaattien tarkkuutta. Murtoviivamenetelmän suurin heikkous on se, että menetelmä antaa herkästi vääriä tuloksia, jos aineistossa on yksikin suuresti virheellinen pitoisuusarvo, varsinkin, jos havaintoväli on harva.

2.2 SEISOVAN VEDEN PITOISUUSKESKIIARVO

Järven tilavuus määritellään kaavalla

$$V = \int_0^{z_{\max}} A(z) dz \quad (2.18)$$

V = järven tilavuus (L^3)

$A(z)$ = pinta-ala syvyydellä z (L^2)

z_{\max} = järven maksimisyvyys (L)

Oletetaan, ettei tarkasteltavan järviältäan veden laadussa esiinny alueellisia (horisontaalisia) eroja. Tarkasteltavan aineen kokonaismäärä järviältäaassa on tällöin ilmaistavissa yhtälöllä

$$m = \int_0^{z_{\max}} c(z) A(z) dz \quad (2.19)$$

m = aineen kokonaismäärä järvessä (M)

$c(z)$ = pitoisuus syvyydellä z ($M L^{-3}$)

Keskimääräinen pitoisuus järvessä lasketaan kaavalla

$$c = \frac{m}{V} \quad (2.20)$$

Laskettaessa aineen kokonaismäärää järviältäaassa yhtälö (2.19) joudutaan käytännössä diskretisoimaan. Järviällä ajatellaan jaetuksi viipaleisiin, joiden paksuutta merkitään symbolilla Δz_i

$$m = \sum_{i=1}^n c_i A_i \Delta z_i \quad (2.21)$$

c_i = pitoisuus viipaleessa i ($M L^{-3}$)

A_i = viipaleen i pinta-ala (L^2)

Δz_i = viipaleen i paksuus (L)

n = viipaleiden lukumäärä

Pitoisuuden aikakeskiarvoja laskettaessa ei järvissä tavallisesti oteta virtaamaa huomioon. Keskimääräinen pitoisuus aikavälillä Δt määritellään yhtälöllä

$$\langle c \rangle = \frac{\int_{t_0}^{t_0 + \Delta t} c(t) dt}{\Delta t} \quad (2.22)$$

joka voidaan diskretisoida muotoon

$$\langle c \rangle = \frac{\sum_{i=1}^n c_i \Delta t_i}{\sum_{i=1}^n \Delta t_i} \quad (2.23)$$

Yhtälöä (2.23) sovelletaan yleisimmin siten, että määritetään aikavälit Δt_i , joita havaittujen pitoisuusarvojen c_i katsotaan edustavan.

3. AINETASEET

Ainetaselaskelmissa tarkastellaan vesistön ainevirtaamia sekä niissä tapahtuvia muutoksia. Vesistöjen ainetaseyhtälö voidaan yksinkertaisessa muodossa kirjoittaa seuraavasti:

$$\frac{dm}{dt} = I - O - S \quad (3.1)$$

m = massa (M)

t = aika (T)

I = tuleva ainevirtaama (MT^{-1})

O = lähtevä ainevirtaama (MT^{-1})

S = vesistössä tapahtuvien prosessien aiheuttama ainevirtaaman muutos (MT^{-1})

Vesistöön tuleva kokonaisainevirtaama lasketaan eri lähteistä peräisin olevien kuormitusten summana:

$$I = \sum_{i=1}^n I_i \quad (3.2)$$

I = kokonaiskuormitus (MT^{-1})

I_1 = kaukovaluma-alueelta jokien mukana tuleva kuormitus

I_2 = lähivaluma-alueelta tuleva hajakuormitus

I_3 = sateen mukana tuleva kuormitus

I_4 = pistemäinen jätevesikuormitus

Vesistöstä poistuva ainevirtaama lasketaan poistuvan veden pitoisuuden ja virtaaman tulona:

$$O = Q_0 c_0 \quad (3.3)$$

Q_0 = menovirtaama ($L^3 T^{-1}$)

c_0 = pitoisuus poistuvassa vedessä (ML^{-3})

Termin S sisältyvät prosessit vaihtelevat sen mukaan, mitä ainetta tarkastellaan. Esimerkiksi kokonaisfosforin netto-sedimentoitumista voidaan kuvata yhtälöllä (VOLLENWEIDER 1969):

$$S_P = -\delta m_P \quad (3.4)$$

S_P = vesistössä tapahtuvien prosessien aiheuttama fosforimäärän muutosnopeus (MT^{-1})

δ = fosforin pidättymiskerroin (T^{-1})

m_P = fosforin kokonaismäärä vesistössä (M)

Jos kyseessä on konservatiivinen aine eli aine, joka ei osallistu biologisiin eikä kemiallisiin reaktioihin, $S = 0$, jolloin massatasapainoyhtälö (3.1) saa muodon:

$$\frac{dm}{dt} = I - O \quad (3.5)$$

Pitoisuuden muutosnopeuden laskemiseksi voidaan yhtälö (3.1) kirjoittaa seuraavasti:

$$\frac{dm}{dt} = V \frac{dc}{dt} + c \frac{dV}{dt} = Q_I c_I - Q_O c_O - S \quad (3.6)$$

V = vesimassan tilavuus (L^3)

c = pitoisuus (ML^{-3})

Q_I = tulovirtaama (L^3T^{-1})

c_I = pitoisuus tulevassa vedessä (ML^{-3})

Useissa laskelmissa oletetaan, että vesimassan tilavuus pysyy vakiona, ts. $\frac{dV}{dt} = 0$.

Ainetasetarkastelu perustuu lähinnä pitkän aikavälin, kuten vuoden tai useampien vuosien, keskimääräisten ainevirtaamien laskemiseen. Keskimääräisten ainevirtaamien ja pitoisuuksien laskemisessa käytetään yhtälöitä (2.1) - (2.23).

Virtaamien laskemisessa voidaan käyttää hyväksi vesitaseyhtälöä. Järven vesitase voidaan kirjoittaa muodossa:

$$\frac{dV}{dt} = Q_I - Q_O + P A_Z - E A_Z + Q_S \quad (3.7)$$

P = sadanta (LT^{-1})

A_Z = järven pinta-ala (L^2)

E = haihdunta (LT^{-1})

Q_S = pintavaluntana tuleva lisävirtaama ($L^3 T^{-1}$)

Usein oletetaan, että $P = E$. Tasapainotilassa, jolloin $\frac{dV}{dt} = 0$,

$$Q_O = Q_I + Q_S \quad (3.8)$$

Joen vesitaseyhtälö voidaan kirjoittaa muodossa

$$\frac{\partial A}{\partial t} = - \frac{\partial(A\bar{u})}{\partial x} + \frac{Q_S}{dx} \quad (3.9)$$

A = joen poikkileikkauksen pinta-ala (L^2)

\bar{u} = keskimääräinen virtausnopeus (LT^{-1})

x = etäisyys (L)

Tasapainotilassa, jolloin $\frac{\partial A}{\partial t} = 0$, päädytään yhtälöön

$$Q(x) = Q(0) + Q_S(0, x) \quad (3.10)$$

$Q(x)$ = virtaama etäisyydellä x

Aineta tarkastelussa oletetaan usein, että myös vesimassan sisältämä ainemäärä pysyy vakiona, ts. $\frac{dm}{dt} = 0$. Massatasapainoyhtälö (3.1) voidaan tällöin kirjoittaa muodossa:

$$\frac{dm}{dt} = I - O - S = I - Q_O c_O - S = 0 \quad (3.11)$$

josta

$$c_O = \frac{I - S}{Q_O} \quad (3.12)$$

4. V E S I S T Ö H Y D R A U L I S E N A S Y S T E E M I N Ä

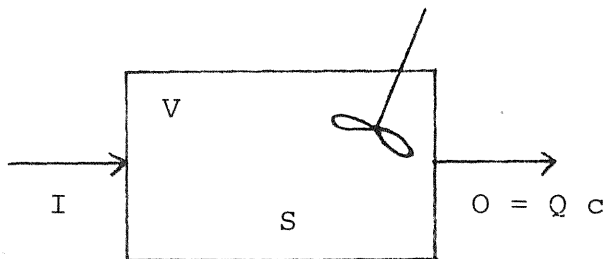
Vedenlaatumalleissa vesistö pyritään esittämään mahdollisimman yksinkertaisena hydraulisena systeeminä. Yleisimmin käytetään seuraavia hydraulisia esitystapoja:

- CSTR(= continuously stirred tank reactor)-hydrauliikka
- advektio-dispersiohydrauliikka
- tulppavirtaushydrauliikka

4.1 CSTR-HYDRAULIIKKA

CSTR-hydrauliikka on yleinen järvien kuvaustapa. CSTR-malleissa vesimassa oletetaan täydellisesti sekoittuneeksi. Yksinkertaisimmissa järvimalleissa koko järveä tarkastellaan CSTR-systeeminä. Kun järvi oletetaan täysin sekoittuvaksi, poistuvan veden pitoisuus on sama kuin järvestä vallitseva pitoisuus, jolloin poistuma järvestä voidaan laskea kaavasta (vrt. kuva 1):

$$0 = Q c \quad (4.1)$$



Kuva 4.1 CSTR-systeemi.

Olettaen, että altaan tilavuus on vakio, altaan massatasapainoyhtälöksi saadaan

$$V \frac{dc}{dt} = I - Q c - S \quad (4.2)$$

Jos tarkastellaan konservatiivista ainetta, pitoisuusyhtälö on

$$V \frac{dc}{dt} = I - Q c \quad (4.3)$$

Kun kuormitus ja virtaama ovat vakioita ja tulovirtaama = menovirtaama, yhtälö (4.3) voidaan kirjoittaa muodossa

$$\frac{dc}{dt} = \frac{Q}{V} (c_I - c) \quad (4.4)$$

Alkuehdolla $c = c_0$, kun $t = 0$, saadaan yhtälön (4.4) ratkaisuksi

$$c = c_I + (c_0 - c_I) e^{-t \frac{Q}{V}} \quad (4.5)$$

Jos oletetaan, että ainetta poistuu ensimmäisen kertaluvun reaktiokinetiikan mukaisesti, pitoisuusyhtälö on

$$V \frac{dc}{dt} = \frac{Q}{V} (c_I - c) - k c \quad (4.6)$$

Yhtälön (4.6) ratkaisu on

$$c = c_I + (c_0 - c_I) e^{-t(\frac{Q}{V} + k)} \quad (4.7)$$

Mikäli kuormitus ja virtaama vaihtelevat, differentiaaliyhtälöt ratkaistaan yleensä numeerisesti. Tällöin tarkastellaan pieniä aikavälejä (Δt), joilla kuormitus ja virtaama oletetaan vakioiksi. Esimerkiksi yhtälö(4.4) voidaan kirjoittaa differenssi- muodossa:

$$\frac{c_{j+1} - c_j}{\Delta t} = \frac{Q_j}{V} (c_{Ij} - c_j) \quad (4.8)$$

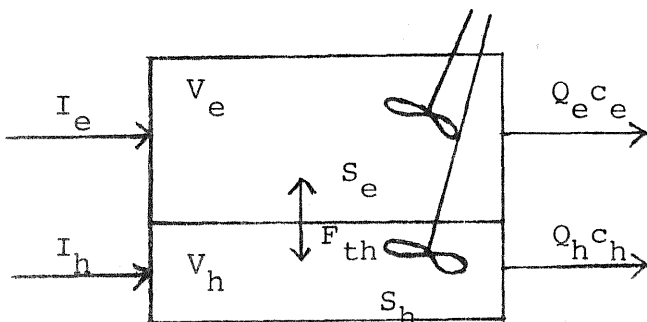
c_{j+1} = poistuvan veden pitoisuus aikavälillä $j+1$

c_j = poistuvan veden pitoisuus aikavälillä j

Q_j = virtaama aikavälillä j

c_{Ij} = tulevan veden pitoisuus aikavälillä j

Järven kerrosteisuus voidaan ottaa huomioon tarkastelemalla järveä kahden CSTR-kerroksen muodostamana systeeminä (kuva 2).



Kuva 4.2 Järven kuvaaminen kahtena CSTR-kerroksena.

Aineen vaihtoa pöällysveden ja alusveden välillä käsitellään esimerkiksi diffuusiokinetiikan mukaisesti:

$$F_{th} = -k_{th} A_{th} \left(\frac{\partial c}{\partial z}\right)_{th} \approx k_{th} A_{th} \frac{c_h - c_e}{\bar{z}_{th}} \quad (4.9)$$

F_{th} = aineen vuo alusvedestä pöällysveteen (MT^{-1})

k_{th} = vertikaalinen vaihtokerroin (diffuusiokerroin) (L^2T^{-1})

A_{th} = harppauskerroksen pinta-ala (L^2)

\bar{z}_{th} = harppauskerroksen paksuus (L)

z = syvyyskoordinaatti (pohja = 0) (L)

alaindeksi e viittaa pöällysveteen ja h alusveteen

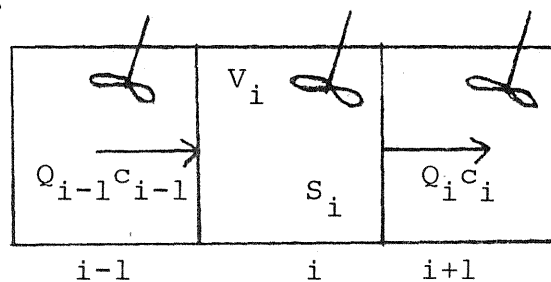
Massatasapainoyhtälö pöällysvedelle on

$$V_e \frac{dc_e}{dt} = I_e - Q_e c_e + S_e + k_{th} \frac{A_{th}}{\bar{z}_{th}} (c_h - c_e) \quad (4.10)$$

ja alusvedelle

$$V_h \frac{dc_h}{dt} = I_h - Q_h c_h + S_h + k_{th} \frac{A_{th}}{\bar{z}_{th}} (c_e - c_h) \quad (4.11)$$

Mikäli halutaan ottaa huomioon pitoisuuden alueellinen vaihtelu järvessä, järvi jaetaan osa-alueisiin horisontaalisuunnassa (kuva 3).



Kuva 4.3 Järven kuvaaminen perättäisinä CSTR-altaina.

Osa-altaan massatasapainoyhtälöksi saadaan

$$V_i \frac{dc_i}{dt} = Q_{i-1}c_{i-1} - Q_i c_i + S_i \quad (4.12)$$

alaindeksi i viittaa osa-altaan järjestyslukuun

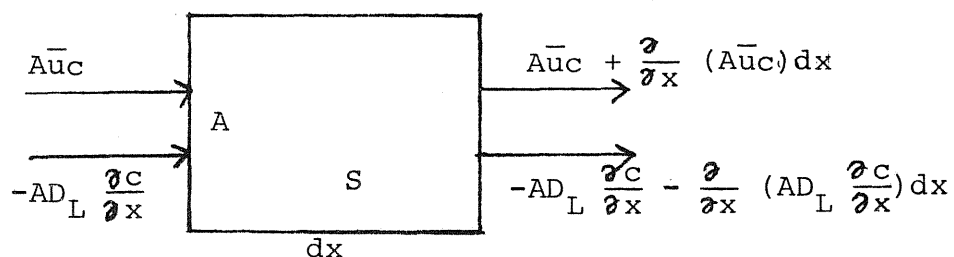
Kerrostuneessa järvestä kirjoitetaan yhtälön (4.12) mukainen massatasapainoyhtälö sekä päänlysveden että alusveden elementeille, sisällyttäen yhtälöihin lisäksi vertikaalista aineenvaihtoa kuvaava termi (yhtälö 4.9).

Yhtälöt (4.10) - (4.12) ratkaistaan numeerisesti.

4.2 ADVEKTIO-DISPERSIOHYDRAULIIKKA

Advektio-dispersiomallissa tarkastellaan aineen siirtymistä kuljetuksen eli advektion ja sekoittumisen eli dispersion johdosta. Jokisysteemiä käsitellään yleensä yksidimensioisena systeeminä, missä virtaus tapahtuu joen pitkittäissuunnassa. Järvestä sen sijaan eroja on sekä vertikaali- että horisontaalisuunnassa, mikä tekee järvisysteemin simuloimisen monimutkaisemmaksi.

Pitoisuusjakaumaa kuvaava yksidimensioinen advektio-dispersioyhtälö voidaan johtaa tarkastelemalla vesimassaan kuviteltua hydraulista elementtiä (kuva 4). Advektion vaikutus esitetään virtaaman ja pitoisuuden tulona. Dispersion vaikutuksesta tapahtuva siirtyminen oletetaan suoraan verrannolliseksi konsentraatiogradienttiin ja tarkasteltavaan poikkipinta-alaan.



Kuva 4.4 Advektio-dispersiosysteemi.

Massatasapainoyhtälö kuvan 4 elementille saadaan vähentämällä tulevista ainevirtaamista lähtevät ainevirtaamat:

$$\frac{\partial (Ac)}{\partial t} dx = - \frac{\partial}{\partial x} (A\bar{u}c) dx + \frac{\partial}{\partial x} (AD_L \frac{\partial c}{\partial x}) dx + S Adx \quad (4.13)$$

A = elementin poikkipinta-ala (L^2)

D_L = dispersiokerroin ($L^2 T^{-1}$)

Joen virtaamamuutosten laskemiseksi on olemassa erilaisia routing-menetelmiä, joiden avulla virtaama joen eri osissa eri aikoina voidaan laskea ja sen jälkeen syöttää mallin vedenlaatuosaan.

Myös järvimalleissa voidaan ottaa huomioon virtausten ajallinen vaihtelu. Virtausnopeudet eri suuntiin lasketaan tällöin erillisen virtausmallin avulla ja syötetään sen jälkeen mallin vedenlaatuosaan.

Virtaaman dynaaminen tarkastelu johtaa monimutkaisiin ja hankalasti sovellettaviin yhtälöihin. Useissa vedenlaatumalleissa virtaama oletetaan muuttumattomaksi, jolloin yhtälö (4.13) voidaan kirjoittaa muodossa

$$\frac{\partial c}{\partial t} = \frac{1}{A} \frac{\partial}{\partial x} (AD_L \frac{\partial c}{\partial x}) - \frac{1}{A} \frac{\partial}{\partial x} (A\bar{u}c) + S \quad (4.14)$$

Jos poikkipinta-ala, virtausnopeus ja dispersiokerroin oletetaan vakioiksi, saa yhtälö (4.14)muodon

$$\frac{\partial c}{\partial t} = D_L \frac{\partial^2 c}{\partial x^2} - \bar{u} \frac{\partial c}{\partial x} + S \quad (4.15)$$

Kaksidimensioisissa systeemissä pitoisuuden muutosnopeutta kuvaa yhtälö

$$\frac{\partial c}{\partial t} = D_x \frac{\partial^2 c}{\partial x^2} - \bar{u} \frac{\partial c}{\partial x} + D_y \frac{\partial^2 c}{\partial y^2} - \bar{v} \frac{\partial c}{\partial y} + S \quad (4.16)$$

D_x = dispersiokerroin x-akselin suunnassa (L^2T^{-1})

D_y = dispersiokerroin y-akselin suunnassa (L^2T^{-1})

\bar{v} = keskimääräinen virtausnopeus y-akselin suunnassa (LT^{-1})

Kolmidimensioiselle systeemille voidaan kirjoittaa periaatteessa vastaavanlainen yhtälö. Kolmidimensioisia malleja ei käytännössä kuitenkaan ole juurikaan sovellettu.

Yhtälöt (4.13) - (4.16) ratkaistaan numeerisesti.

Tasapainotilassa, jolloin $\frac{\partial c}{\partial t} = 0$, yhtälö (4.15) voidaan kirjoittaa muodossa

$$0 = D_L \frac{d^2 c}{dx^2} - \bar{u} \frac{dc}{dx} + S \quad (4.17)$$

4.3 TULPPAVIRTAUSHYDRAULIIKKA

Joessa on dispersion merkitys advektioon verrattuna usein merkityksettömän pieni. Jokea voidaan tällöin tarkastella tulppavirtaussysteeminä. Kun yhtälössä (4.15) merkitään $D_L = 0$, voidaan kirjoittaa

$$\frac{\partial c}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial c}{\partial x} = S \quad (4.18)$$

Pitoisuuden muutos ajan ja etäisyyden suhteen voidaan kirjoittaa seuraavasti:

$$dc = \frac{\partial c}{\partial t} dt + \frac{\partial c}{\partial x} dx \quad (4.19)$$

Osittaisdifferentiaaliyhtälön (4.18) korvaamiseksi tavallisella differentiaaliyhtälöllä otetaan käyttöön suure virtausaika τ :

$$\tau = t - t_0 \quad (4.20)$$

Pitoisuuden muutosnopeudelle virtausajan suhteen saadaan yhtälö

$$\frac{dc}{d\tau} = \frac{\partial c}{\partial t} \frac{dt}{d\tau} + \frac{\partial c}{\partial x} \frac{dx}{d\tau} \quad (4.21)$$

Koska

$$d\tau = dt \quad (4.22)$$

ja

$$\bar{u} = \frac{dx}{d\tau} \quad (4.23)$$

yhtälö (4.21) voidaan kirjoittaa muodossa

$$\frac{dc}{d\tau} = \frac{\partial c}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial c}{\partial x} \quad (4.24)$$

Yhtälöiden (4.18) ja (4.24) perusteella saadaan

$$\frac{dc}{d\tau} = s \quad (4.25)$$

Tulppavirtauksen kanssa periaatteessa identtinen on malli, jossa jokea tarkastellaan perättäisten CSTR-elementtien muodostamana systeeminä. Elementin massatasapainoyhtälö voidaan kirjoittaa muodossa (vrt. yhtälö 4.12):

$$V_i \frac{dc_i}{dt} = Q c_{i-1} - Q c_i + S_i \quad (4.26)$$

Tasapainotilassa

$$\frac{c_i - c_{i-1}}{\frac{V}{Q}} = S_i \quad (4.27)$$

eli

$$\frac{\Delta c}{T} = S_i \quad (4.28)$$

T = elementin teoreettinen viipymä

Yhtälön (4.28) perusteella havaitaan, että CSTR-periaatteeseen pohjautuva advektiomalli on sama kuin diskretisoitu tulppavirtausmalli.

5. FOSFORIPITOISUUDEN ENNUSTAMINEN

5.1 KOKONAISSFOSFORI

Fosfori on useimmissa Suomen vesistöissä tärkein perustuotannon minimiravinne. Yleensä vain osa kokonaisfosforista on kasviplanktonin kannalta käyttökelpoisessa muodossa. Huomattava osa fosforista voi olla sitoutuneena esimerkiksi humukseen tai savihiukkasiin. Kokonaisfosforipitoisuus ei anna oikeaa kuvaa järven hetkellisestä tuotantobiologisesta tilasta. Sen sijaan kokonaisfosforipitoisuutta voidaan useimmiten käyttää vesistön keskimääräisen rehevyystason suhteellisena mittana. Kokonaisfosforipitoisuuden on tutkimuksissa havaittu korreloivan erittäin vahvasti esimerkiksi kasvukauden keskimääräisen klorofylli a -pitoisuuden kanssa (esim. SAKAMOTO 1966, DILLON ja RIGLER 1974a).

Yleisessä muodossa järven fosforitase voidaan esittää yhtälöllä

$$\frac{dm}{dt} = I - O - S \quad (5.1)$$

m = fosforin kokonaismäärä järvessä (M)

I = fosforikuormitus ($M T^{-1}$)

O = fosforin poistuma järvestä ($M T^{-1}$)

S = fosforin pidättyminen ($M T^{-1}$)

Ensimmäisen fosforimallin, jossa pidättyminen on otettu huomioon, esittivät italialaiset PIONTELLI ja TONOLLI (1964). He olettivat, että vakio-osuus fosforikuormituksesta sedimentoituu. Järveä tarkasteltiin CSTR-systeeminä.

Myös VOLLENWEIDERin (1969) mallissa järveä tarkastellaan CSTR-hydrauliikan mukaisesti. Mallin perusoletuksena on se, että fosfori sedimentoituu ensimmäisen kertaluvun reaktiokinetiikan mukaisesti. Massatasapainoyhtälö voidaan kirjoittaa muodossa

$$\frac{dm}{dt} = I - Qc - \sigma m \quad (5.2)$$

c = keskimääräinen fosforipitoisuus järvessä ($M L^{-3}$)

Q = luusuan virtaama ($L^3 T^{-1}$)

δ = fosforin sedimentaatiokerroin (T^{-1})

Järven tilavuus oletetaan vakioksi. Yhtälö (5.2) voidaan siten saattaa muotoon

$$\frac{dc}{dt} = \frac{I}{V} - \bar{\gamma} c - \delta c \quad (5.3)$$

$\bar{\gamma} = Q/V =$ veden vaihtumiskerroin (T^{-1})

Veden vaihtumiskerroin $\bar{\gamma}$ on teoreettisen viipymän T käänteisluku.

Jos I , $\bar{\gamma}$ ja δ oletetaan ajallisesti vakioiksi, yhtälö (5.3) voidaan helposti integroida analyttisesti. Käytetään alkuehtoa $c = c_0$, kun $t = t_0$:

$$\int_{t_0}^t \frac{dc (-\bar{\gamma} - \delta)}{\frac{I}{V} - \bar{\gamma} c - \delta c} = \int_{t_0}^t (-\bar{\gamma} - \delta) dt \quad (5.4)$$

$$\ln \left| \frac{\frac{I}{V} - \bar{\gamma} c - \delta c}{\frac{I}{V} - \bar{\gamma} c_0 - \delta c_0} \right| = (-\bar{\gamma} - \delta)(t - t_0) \quad (5.5)$$

$$\frac{I}{V} - \bar{\gamma} c - \delta c = \left(\frac{I}{V} - \bar{\gamma} c_0 - \delta c_0 \right) e^{-(\bar{\gamma} + \delta)(t - t_0)} \quad (5.6)$$

$$c = \frac{I}{V(\bar{\gamma} + \delta)} - \left(\frac{I}{V(\bar{\gamma} + \delta)} - c_0 \right) e^{-(\bar{\gamma} + \delta)(t - t_0)} \quad (5.7)$$

Tasapainotilassa $\frac{dm}{dt} = 0$ ja $\frac{dc}{dt} = 0$, joten yhtälön (5.3) perusteella voidaan kirjoittaa

$$c_{ss} = \frac{I}{V(\bar{\gamma} + \delta)} \quad (5.8)$$

c_{ss} = fosforipitoisuus tasapainotilassa ($M L^{-3}$)

Yhtälö (5.7) voidaan siten esittää muodossa

$$c = c_{ss} - (c_{ss} - c_0) e^{-(\bar{\gamma} + \delta)(t - t_0)} \quad (5.9)$$

VOLLENWEIDERin (1969) sedimentaatio-oletus ei ole yleisesti ottaen voimassa. Kertoimen δ on havaittu vaihtelevan järvestä toiseen, mikä viittaa siihen, ettei fosforin sedimentoituminen ole kuvattavissa ensimmäisen kertaluvun reaktiona. VOLLENWEIDERin (1969) mallia voidaan kuitenkin käyttää apuvälineenä arvioidessa siirtymisaikoja tasapainotilasta toiseen. Merkitään valitsevaa tasapainokonsentraatiota symbolilla c_{ss1} ja kuormitusmuutoksen jälkeistä uutta tasapainokonsentraatiota symbolilla c_{ss2} . Aikaa, joka kuluu siihen että saavutetaan vanhan ja uuden tasapainokonsentraation puolivälissä oleva arvo, kutsutaan puoliintumisajaksi. Yhtälön (5.9) perusteella voidaan kirjoittaa

$$\frac{c_{ss1} + c_{ss2}}{2} = c_{ss2} - (c_{ss2} - c_{ss1}) e^{-(\bar{\gamma} + \delta) t_{1/2}} \quad (5.10)$$

$t_{1/2}$ = puoliintumisaika (T)

mistä seuraa

$$t_{1/2} = \frac{\ln 2}{\bar{\gamma} + \delta} \quad (5.11)$$

Vollenweiderin mallin (esim. yhtälö 5.9) mukaan uusi tasapainotila saavutetaan vasta äärettömän pitkän ajan kuluttua. Käytännössä

riittävän tarkka estimaatti siirtymisajalle kahden tasapainotilan välillä saadaan kertomalla puoliintumisaika luvulla 3 - 5 (DILLON ja RIGLER 1975).

DILLON ja RIGLER (1974b) ja LAPPALAINEN (1974) ovat esittäneet fosforin massatasapainoyhtälön tasapainotilassa muodossa

$$\frac{dm}{dt} = I - Q c - R I = 0 \quad (5.12)$$

R = fosforin pidättymiskerroin

Tasapainotilan oletuksen perusteella pidättymiskerroin voidaan laskea ainetasehavainnoista kaavalla

$$R = \frac{I - 0}{I} \quad (5.13)$$

Yhtälön (5.12) ratkaisuksi saadaan

$$c = (1 - R) \frac{I}{Q} \quad (5.14)$$

Jotta kaavaa (5.14) voitaisiin soveltaa ennusteiden tekemiseen, pidättymiskerroin on pystyttävä laskemaan lähtötietojen avulla. Tarkoitusta varten on esitetty useita malleja, joista ilmeisesti ensimmäinen oli LAPPALAISEN (1974) malli.

Likimääräisessä muodossa LAPPALAISEN (1974) malli voidaan esittää kaavalla

$$R = 0,03 \sqrt{(c_I - p) T} \quad (5.15)$$

$c_I = I/Q =$ fosforin alkupitoisuus (mg m^{-3})

$T = V/Q =$ teoreettinen viipymä (kuukautta)

$p =$ parametri, jonka arvo kaavassa (5.15) on $= 6 \text{ mg m}^{-3}$

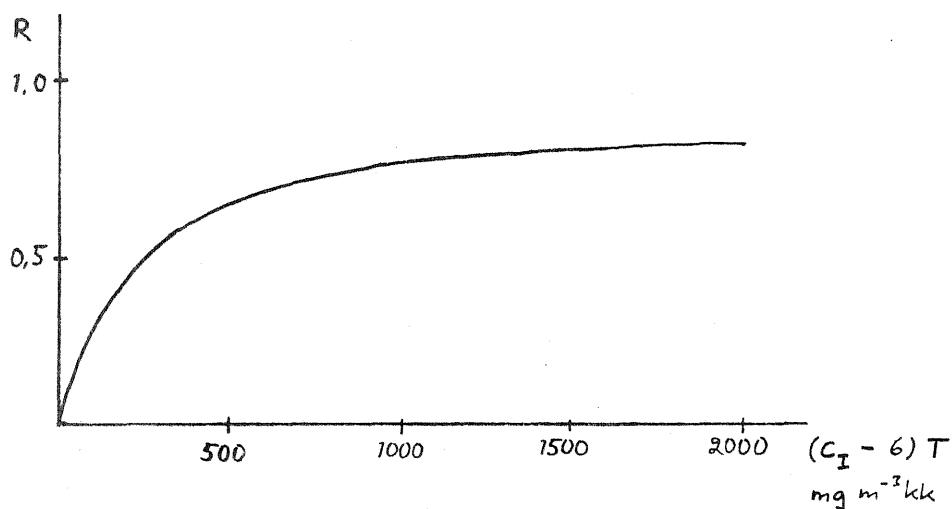
Yhtälö (5.15) soveltuu vain tapauksiin, joissa muuttujan $(c_I - p) T$ arvo on pienempi kuin $500 \text{ mg m}^{-3} \text{ kk}$. Rajoituksen poistamiseksi LAPPALAINEN (1977) kirjoitti mallinsa muodossa

$$R = 0,9 \frac{(c_I - p) T}{200 + (c_I - p) T} \quad (5.16)$$

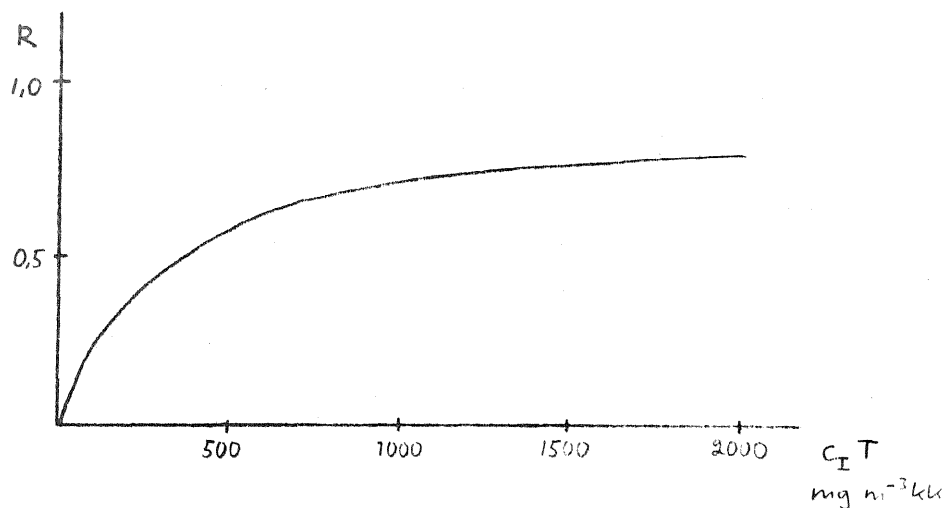
ja saman mallin FRISK (1978) yksinkertaisti muotoon

$$R = 0,9 \frac{c_I T}{280 + c_I T} \quad (5.17)$$

Yhtälöiden (5.16) ja (5.17) kuvaajat on esitetty kuvissa 5.1 ja 5.2.

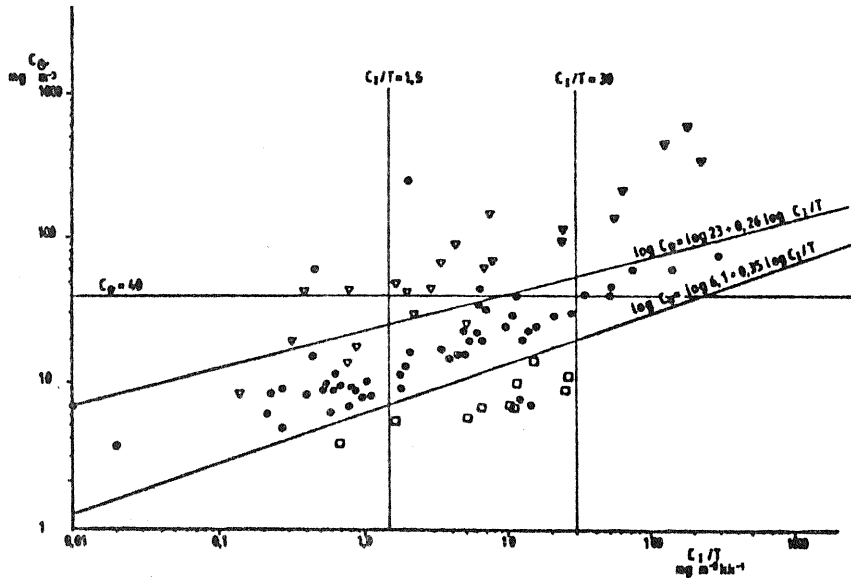


Kuva 5.1. Yhtälön 5.16 kuvaaja.



Kuva 5.2. Yhtälön 5.17 kuvaaja.

Lappalaisen mallin soveltuvuuden riippuvuutta eri tekijöistä on tutkinut FRISK (1978) (kuva 5.3)



Kuva 5.3. Suorien $\log c_0 = \log 23 + 0,26 \log c_I/T$ ja $\log c_0 = \log 6,1 + 0,35 \log c_I/T$ väliin jäävä alue ilmaisee Lappalaisen fosforimallin soveltuvuusalueen. c_0 = järvestä poistuvan veden fosforipitoisuus (= O/Q). • = järvi, johon Lappalaisen fosforimalli soveltuu, ▽ = järvi, jossa Lappalaisen mallilla laskettu pidättymiskerroin on liian suuri, □ = järvi, jossa Lappalaisen mallilla laskettu pidättymiskerroin on liian pieni (FRISK 1978).

Muita malleja pidättymiskertoimen laskemiseksi ovat esittäneet m.m. KIRCHNER ja DILLON (1975), CHAPRA (1975) sekä LARSEN ja MERCIER (1976). Chapralla oli lähtökohtana oletus, että fosforin sedimentoituminen on suoraan verrannollinen fosforipitoisuuteen ja pinta-alaan:

$$\frac{dm}{dt} = I - Qc - vAc \quad (5.18)$$

v = näennäinen laskeutumisnopeus (L, T^{-1})

Tasapainotilassa $I - Q c = \nu A c$, joten

$$R = \frac{\nu A c}{Q c + \nu A c} \quad (5.19)$$

eli

$$R = \frac{\nu}{q_s + \nu} \quad (5.20)$$

$q_s = Q/A = \text{ns. hydraulinen pintakuormitus (L T}^{-1}\text{)}$

Eri tutkimuksissa on kertoimelle ν saatu arvoja, jotka vaihtelevat välillä $10 - 16,5 \text{ m a}^{-1}$. Parametrien ζ ja ν yhteys käy ilmi kaavasta

$$\zeta = \frac{\nu}{\bar{z}} \quad (5.21)$$

$\bar{z} = \text{järven keskisyvyys (L)}$

Mikään pidättymiskertoimen laskukaavoista ei ole yleispätevä. Sen vuoksi pitäisi aina ennusteita laadittaessa havaintoaineiston avulla varmistaa mallin soveltuvuus kohdevesistöön.

Fosforimalleja voidaan soveltaa myös useiden peräkkäisten osaltaiden muodostamaan systeemiin. Seuraavassa on esimerkiksi valittu alun perin Päijännettä varten kehitetty malli (FRISK 1979). Järveä tarkastellaan pitkänomaisena läpivirtausaltaana. Ainevirtaaman muutosta matkan funktiona voidaan kuvata yhtälöllä

$$\frac{dM}{dx} = \frac{dI}{dx} - k c^2 \frac{dV}{dx} \quad (5.22)$$

$M = \text{fosforin ainevirtaama (M T}^{-1}\text{)}$

$x = \text{etäisyyskoordinaatti järven pituussuunnassa (L)}$

$I = \text{fosforikuormitus (M T}^{-1}\text{)}$

$V = \text{tilavuus (L}^3\text{)}$

k = toisen kertaluvun sedimentaatiokerroin ($M^{-1} L^3 T^{-1}$)

Koska ainevirtaama on pitoisuuden ja virtaaman tulo, voidaan kirjoittaa

$$\frac{dM}{dx} = c \frac{dQ}{dx} + Q \frac{dc}{dx} \quad (5.23)$$

josta seuraa

$$\frac{dc}{dx} = \frac{1}{Q} \frac{dI}{dx} - \frac{c}{Q} \frac{dQ}{dx} - k \frac{c^2}{Q} \frac{dV}{dx} \quad (5.24)$$

Yhtälön (5.24) oikean puolen ensimmäinen termi kuvaa lisäkuormituksen aiheuttamaa pitoisuuden kasvua, toinen termi laimentumisen ja kolmas sedimentoitumisen vaikutusta. Yhtälö (5.24) voidaan diskretisoida esimerkiksi seuraavasti:

$$\frac{c_i - c_{i-1}}{\Delta x_i} = \frac{1}{Q_{i-1}} \frac{\Delta I_i}{\Delta x_i} - \frac{c_i}{Q_{i-1}} \frac{Q_i - Q_{i-1}}{\Delta x_i} - k \frac{c_{i-1} c_i}{Q_{i-1}} \frac{\Delta V_i}{\Delta x_i} \quad (5.25)$$

Δx_i = osa-altaan i pituus (L)

ΔI_i = osa-altaaseen i tuleva lisäkuormitus ($M T^{-1}$)

ΔV_i = osa-altaan i tilavuus

Yhtälön (5.25) ratkaisuksi saadaan

$$c_i = \frac{Q_{i-1} c_{i-1} + \Delta I_i}{Q_i + k c_{i-1} \Delta V_i} \quad (5.26)$$

Sedimentaatiokertoimen k arvolle saatiin Päijänteen aineiston perusteella arvo $1,4 \times 10^{-9} \text{ mg}^{-1} \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Pienemmissä järviissä kertoimen arvon on todettu olevan hieman suurempi.

5.2 FOSFAATTIFOSFORI

Fosfaattifosforipitoisuutta ennustetaan yleensä siksi, että sitä käytetään malleissa kasviplanktonin kasvua säätelevänä tekijänä. Fosfaattifosforipitoisuutta sinänsä ei voida käyttää järven rehevyydestason mittana.

Simulointimalliin sisältyvä fosfaattifosforin dynamiikkaa kuvaava osamalli voi olla esimerkiksi seuraavanlainen:

$$S(P) = -\mu A \alpha_{ap} + \vartheta A \alpha_{ap} - \delta_{op} P + A_{sed} r_p / V \quad (5.27)$$

$S(P)$ = biologisista ja fysikaalis-kemiallisista (ei-hydraulisista) prosesseista johtuva fosfaattifosforipitoisuuden muutosnopeus ($M L^{-3} T^{-1}$)

P = fosfaattifosforipitoisuus ($M L^{-3}$)

A = kasviplanktonbiomassa ($M L^{-3}$)

μ = kasviplanktonin kasvunopeuskerroin (T^{-1})

ϑ = kasviplanktonin respiraatiokerroin (T^{-1})

α_{ap} = fosforin osuus kasviplanktonbiomassasta

δ_{op} = fosfaattifosforin saostumiskerroin (T^{-1})

A_{sed} = sedimentin pinta-ala (L^2)

r_p = fosfaatin vapautumisnopeus sedimentistä ($M L^{-2} T^{-1}$)

Kertoimet μ , ϑ , δ_{op} ja r_p kuvataan yleensä riippuvaisina lämpötilasta. Kasviplanktonin kasvunopeuskertoimen riippuvuus fosfaattifosforipitoisuudesta, samoin kuin muista kasvuun vaikuttavista ravinnepitoisuuksista, kuvataan tavallisesti Monod-funktiolla (ks. luku 6).

Fosfaatin vapautumisnopeus sedimentistä on riippuvainen happipitoisuudesta. Jos veden ja sedimentin välistä fosfaatin vaihtoa halutaan kuvata tarkasti, sedimentin fosforimäärää on simuloitava erillisenä tilamuuttujana. Sedimenttiosamallien soveltuvuudesta käytäntöön on toistaiseksi varsin vähän tietoa.

6. KASVIPLANKTONBIOMASSAN ENNUSTAMINEN

6.1 YLEISTÄ

Kasviplanktonbiomassaa ennustettaessa otetaan tavallisesti huomioon levien kasvu, respiraatio, predaatio ja vajoaminen, jotka esitetään verrannollisina kasviplanktonbiomassaan ensimmäisen kertaluvun reaktiokinetiikan mukaisesti:

$$S(A) = \frac{dA}{dt} = \mu A - \rho A - g A - w A \quad (6.1)$$

$S(A)$ = biologisista, kemiallisista ja fysikaalisista prosesseista aiheutuva kasviplanktonpitoisuuden muutosnopeus
($ML^{-3}T^{-1}$)

μ = kasvunopeuskerroin (T^{-1})

ρ = respiraationopeuskerroin (T^{-1})

g = predaationopeuskerroin (T^{-1})

w = vajoamisnopeuskerroin (T^{-1})

Yhtälö (6.1) perustuu oletukseen, että kasviplanktonin kasvun dynamiikkaa säätelevät käytettävissä olevat ravinteet. Mallilla voidaan tällöin ennustaa lähinnä kasvukauden keskimääräistä biomassatasoa. Mikäli kasviplanktondynamiikkaa halutaan kuvata tarkasti, malliin on sisällytettävä korkeampia trofiatasoja, jotka ovat säätelyvuorovaikutuksessa kasviplanktonin kanssa. Jos halutaan kuvata myös kasviplanktonin laadullista sukkessiota, kasviplankton on jaettava ekologisiin ryhmiin, joiden esiintyminen määräytyy niiden erilaisten ympäristövaatimusten perusteella.

Erittäin rehevissä vesistöissä, missä ravinteiden säätelymekanismi ei toimi, kasviplanktonyhtälöön on välttämättä sisällytettävä jokin muu säätelytekijä. Yksinkertaisissa malleissa, missä ei kuvata eri trofiatasoja ja niiden säätelyvuorovaikutusta, kasviplanktonin kasvua voidaan kuvata sisäisen säätelyn systeeminä, missä biomassan kasvunopeus alenee biomassan lisääntymisen myötä.

6.2 KASVIPLANKTONIN KASVU

Kasviplanktonin kasvua kuvataan vedenlaatumalleissa yleensä Monod-muotoisella yhtälöllä, jossa kasvua rajoittavina tekijöinä ovat ravinteet. Lisäksi otetaan huomioon valon ja lämpötilan vaikutus kasvunopeuteen. Mikäli kasvua rajoittavat jotkut inhibitiiviset tekijät, kasvunopeusyhtälöön voidaan lisätä tätä vaikutusta kuvaava lisätermi. Rajoittavien tekijöiden yhteisvaikutusta kuvataan kertomalla rajoitusfunktiot keskenään. Kasviplanktonin kasvunopeudelle voidaan siten kirjoittaa yhtälö:

$$\mu = \mu_{\max} f(G) f(L) f(T) f(F) \quad (6.2)$$

μ_{\max} = maksimaalinen kasvunopeuskerroin (T^{-1})
 $f(G)$ = ravinteiden rajoitusfunktio
 $f(L)$ = valon rajoitusfunktio
 $f(T)$ = lämpötilan rajoitusfunktio
 $f(F)$ = inhibitiivisten tekijöiden rajoitusfunktio

Ravinteiden vaikutusta voidaan kuvata usealla eri tavalla. Yleisesti käytetty tapa on kertoa ravinteiden Monod-funktiot keskenään:

$$f(G) = \prod \frac{G}{K_G + G} \quad (6.3)$$

G = ravinnepitoisuus (ML^{-3})
 K_G = ravinteen puolikyllästyspitoisuus (ML^{-3}) eli pitoisuus, jossa kasvunopeus on puolet maksimaalisesta

Toinen vakiintunut tapa on sisällyttää yhtälöön vain minimiravinteen rajoittava vaikutus:

$$f(G) = \frac{G_{\min}}{K_{G\min} + G_{\min}} \quad (6.4)$$

G_{\min} = minimiravinteen pitoisuus (ML^{-3})
 $K_{G\min}$ = minimiravinteen puolikyllästyspitoisuus (ML^{-3})

Kasviplanktonin kasvua määräävimmin rajoittavana ravinteena on useimmiten fosfori. Fosforilla tarkoitetaan tällöin sitä osaa

kokonaisfosforista, joka on kasviplanktonille käyttökelpoisessa muodossa. Fosforin rajoitusfunktio voidaan kirjoittaa muodossa

$$f(P) = \frac{P}{K_P + P} \quad (6.5)$$

P = käyttökelpoisen fosforin pitoisuus (ML^{-3})

K_P = käyttökelpoisen fosforin puolikyllästyspitoisuus (ML^{-3})

Tavallisesti pidetään käyttökelpoisena ravinnefraktiona liukoista fosfaattifosforia. Fosfaattifosforin pitoisuus lasketaan fosforin pitoisuusyhtälön avulla (yhtälö 5.27).

Kasviplanktonin kasvuun vaikuttavia typen fraktioita ovat liukoiset typpiyhdisteet, ammonium- ja nitraattityppi. Typen rajoitusfunktio voidaan esittää vastaavalla tavalla kuin fosforin:

$$f(N) = \frac{N}{K_N + N} \quad (6.6)$$

N = käyttökelpoisen typen pitoisuus (ML^{-3})

K_N = käyttökelpoisen typen puolikyllästyspitoisuus (ML^{-3})

Ammoniumpitoisuuteen vaikuttavia prosesseja vesistössä ovat ammonifikaatio, nitrifikaatio, sitoutuminen levien assimilaatiossa ja vapautuminen respiraatiossa sekä sedimentistä vapautuminen. Ammoniumtyppipitoisuus voidaan laskea yhtälöstä

$$S(N_1) = \frac{dN_1}{dt} = \beta_0 N_0 - \beta_1 N_1 - q \alpha_{an} / uA - \alpha_{an} \rho A + r_n \bar{z}^{-1} \quad (6.7)$$

$S(N_1)$ = kemiallisten ja biologisten prosessien aiheuttama ammoniumtyppipitoisuuden muutosnopeus ($ML^{-3}T^{-1}$)

N_1 = ammoniumtyppipitoisuus (ML^{-3})

β_0 = ammonifikaationopeuskerroin (T^{-1})

N_0 = orgaanisen typen pitoisuus (ML^{-3})

β_1 = nitrifikaationopeuskerroin (T^{-1})

α_{an} = typen osuus kasviplanktonista

q = se osa tpeestä, minkä kasviplankton ottaa ammoniumina

r_n = ammoniumin vapautumisnopeus sedimentistä ($ML^{-2}T^{-1}$)

\bar{z} = vesimassan keskisyvyys (L)

Nitraattipitoisuuteen vaikuttavia prosesseja ovat nitrifikaatio, denitrifikaatio ja sitoutuminen levien assimilaatiossa:

$$S(N_2) = \frac{dN_2}{dt} = \beta_1 N_1 - \beta_2 N_2 - (1 - q) \alpha_{an} / uA \quad (6.8)$$

$S(N_2)$ = kemiallisten ja biologisten prosessien aiheuttama nitraattityyppipitoisuuden muutosnopeus ($ML^{-3}T^{-1}$)

N_2 = nitraattityyppipitoisuus (ML^{-3})

β_2 = denitrifikaationopeuskerroin (T^{-1})

Nitrifikaatio- ja denitrifikaationopeuskerroin voidaan esittää riippuvaisena happipitoisuudesta. Mikäli halutaan ennustaa myös nitriittityyppipitoisuuksia, nitrifikaatio voidaan esittää kaksivaiheisena prosessina.

Typen osuutta kasviplanktonin kasvua rajoittavana ravinteena vesistöissä ei toistaiseksi täysin tunneta, sillä syanobakteerien typensidonta voi muuttaa vesistön tyypitasetta oleellisesti. Typensidonta voidaan vedenlaatumalleissa ottaa huomioon esimerkiksi siten, että levät alkavat sitoa typpeä ilmasta tietyllä nopeudella, kun ammonium- ja nitraattitypen pitoisuus laskee määrätyn rajan alapuolelle.

Mikäli mallissa simuloidaan erikseen piileviä, on siihen sisällytettävä myös piin kierto. Tilamuuttujana voidaankäyttää piidioksidia, jota sitoutuu ja vapautuu piilevien ravinnekoostumusta vastaavassa suhteessa sekä sedimentoituu vajoavien piilevien mukana.

Valon vaikutusta kasviplanktonin kasvuun kuvataan usein vastaavalla Monod-funktiolla kuin ravinteiden vaikutusta:

$$f(L) = \frac{L}{K_L + L} \quad (6.9)$$

L = valon intensiteetti

K_L = valon puolikyllästysintensiteetti

Mikäli tarkastellaan kasviplanktontuotannon vertikaalista jakautumista, on otettava huomioon valon absorboituminen vesimassaan. Tietylle syvyydelle tuleva säteily voidaan laskea olettaen, että

säteilyn intensiteetin väheneminen syvyyden suhteen noudattaa Lambert-Beerin lakia:

$$\frac{dL}{dz} = -\epsilon L \quad (6.10)$$

z = syvyys (L) (pinta = 0)
 ϵ = valon sammumiskerroin (L^{-1})

Alkuehdolla $L = L(0)$, kun $z = 0$, saadaan yhtälön (6.10) ratkaisuksi:

$$L(z) = L(0) e^{-\epsilon z} \quad (6.11)$$

$L(z)$ = valon intensiteetti syvyydellä z

Veden pinnalle tuleva säteily saadaan säteilymittauksista. Tuottavan kerroksen paksuus voidaan laskea olettaen, että rajana on kerros, jonne valoa tunkeutuu 1 % pinnalle tulevasta valosta. Sijoittamalla Lambert-Beerin yhtälöön $L(z) = 0.01 \cdot L(0)$ saadaan kompensatiosyvyydeksi z_k

$$z_k = \frac{\ln 0.01}{-\epsilon} = \frac{4.6}{\epsilon} \quad (6.12)$$

Ekstinktiokertoimen arvo on riippuvainen paitsi itse veden absorptiosta myös veteen liuenneiden ja suspendoituneiden aineiden absorptio-ominaisuuksista, esimerkiksi humuspitoisuudesta.

Kasviplanktonin kasvu samoin kuin muutkin biologiset prosessit esitetään vedenlaatumalleissa lämpötilasta riippuvaisena. Kasviplanktonin kasvukäyrä määräytyy kasvun minimi-, optimi- ja maksimilämpötilan perusteella. Tätä riippuvuutta voidaan kuvata Arrheniuksen yhtälöstä johdetulla lämpötilakorjausfunktiolla (luku 7):

$$\mu(T) = \mu(T_s) e^{\int_{T_s}^T \ln \theta dt} \quad (6.13)$$

$\mu(T)$ = kasvunopeuskerroin lämpötilassa T

$\mu(T_s)$ = kasvunopeuskerroin standardilämpötilassa T_s

θ = lämpötilakorjausparametri, joka on riippuvainen lämpötilasta

Inhibitiiviset vaikutukset kasviplanktonin kasvuun voidaan ottaa huomioon lisäämällä kasvunopeutta kuvaavaan yhtälöön inhibitiio-astetta osoittava rajoittava tekijä. Jos inhibitio aiheutuu toksisista aineista, rajoittava vaikutus voidaan esittää riippuvaisena toksisen aineen pitoisuudesta. Toksisen aineen pitoisuus lasketaan kyseisen aineen pitoisuusyhtälön avulla.

6.3 KASVIPLANKTONIN HÄVIÖTERMIT

Respiraatiolla tarkoitetaan vedenlaatumalleissa usein sekä levien hengitystä että hajotusta. Respiraation kautta fotosynteesissä sitoutuneet aineet palautuvat kiertoon. Respiraatio- ja kasvunopeus yhdessä määräävät esimerkiksi fosforin kiertoajan (turn over time) vesistössä:

$$T_P = \frac{P}{(\mu - \rho)} \quad (6.14)$$

T_P = fosforin kiertoaika (T)

Respiraationopeus esitetään riippuvaisena lämpötilasta vastaavalla tavalla kuin kasvunopeus.

Predaatio esitetään yksinkertaisissa vedenlaatumalleissa, missä ei eläinplanktonia simuloida tilamuuttujana, verrannollisena kasviplanktonbiomassaan. Koska predaatio kuvataan samanlaisena ensimmäisen kertaluvun reaktiona kuin respiraatio, se voidaan yhdistää respiraatiotermiin, jolloin respiraationopeuskerroin on näiden prosessien reaktionopeuskertoimien summa. Respiraatio on tällöin ymmärrettävä yhdyskuntatason hengitykseksi, joka koostuu tuottajien, hajottajien ja kuluttajien hengityksestä. Kasvun ja respiraation erotus kuvaa siten kasviplanktonin nettotuotantoa. Kun respiraatioon sisällytetään myös predaatio, oletetaan, että predaatiossa eläinplanktoniin sitoutuvaa vastaava määrä ravinteita vapautuu samanaikaisesti eläinplanktonin hengityksessä ja hajotuksessa.

Vajoamisen johdosta kasviplanktonia poistuu tuottavasta kerroksesta. Malleissa oletetaan usein, että tuottava kerros on sama kuin päällysvesi, jolloin alusvedessä kasvunopeuskerroin $\mu = 0$. Vajoamisen riippuvuus lämpötilasta voidaan esittää veden viskositeetin lämpötilariippuvuuden perusteella.

7. H A P P I P I T O I S U U D E N E N N U S T A M I N E N OSA I JÄRVET

7.1 HAPPIPITOISUUTEEN VAIKUTTAVAT PROSESSIT

Tärkeimmät vesistön happipitoisuuteen vaikuttavat prosessit ovat orgaanisen aineen hajoaminen, ilmastuminen, kasviplanktonin fotosynteesi ja respiraatio, nitrifikaatio ja pohjasedimentin aiheuttama hapenkulutus.

Alloktoninen orgaaninen aine voidaan käytännössä jakaa nopeasti hajoavaan ja hitaasti hajoavaan komponenttiin, vaikkakaan mitään selvää rajaa näiden komponenttien välille ei voida vetää. Jätevesien nopeasti hajoavan orgaanisen aineen mittaamiseen käytetään yleensä BOD₇-testiä. Hitaasti hajoavien orgaanisten aineiden pitoisuuden mittaamiseen ei toistaiseksi ole käytännön tarkoituksiin sopivaa luotettavaa menetelmää.

Happipitoisuutta ennustettaessa tarkastellaan yleensä ns. kokonais-BOD:tä. Kokonais-BOD voidaan määritellä nopeasti hajoavien orgaanisten aineiden kokonaispitoisuudeksi ilmaistuna happipitoisuus-ekvivalentteina. Kokonais-BOD:n oletetaan yleensä, STREETERin ja PHELPSin (1925) mallin mukaisesti, noudattavan ensimmäisen kertaluvun hajoamiskinetiikkaa:

$$S(L) = \frac{dL}{dt} = -K_1 L \quad (7.1)$$

$$\begin{aligned} S(L) &= \text{ei-hydraulisista tekijöistä johtuva kokonais-BOD:n} \\ &\quad \text{muutosnopeus (M L}^{-3} \text{T}^{-1}\text{)} \\ L &= \text{kokonais-BOD (M L}^{-3}\text{)} \\ K_1 &= \text{BOD:n hajoamiskerroin (T}^{-1}\text{)} \end{aligned}$$

Koska kokonais-BOD ilmaistaan happipitoisuusekvivalentteina, termi $-K_1 L$ edustaa myös vastaavaa happipitoisuuden alenemaa ($= -S(C)_{\text{BOD}}$). Yhtälö (7.1) voidaan helposti ratkaista:

$$L(t) = L(0) e^{-K_1 t} \quad (7.2)$$

$L(t)$ = kokonais-BOD (t.s. jäljellä oleva orgaanisen aineen pitoisuus) ajanhetkellä t (tarkastelun alussa $t = 0$)

BOD_7 -arvolla tarkoitetaan seitsemän vuorokauden aikana tapahtunutta happipitoisuuden alenemista (kuva 7.1):

$$BOD_7 = L(0) - L(7) \quad (7.3)$$

Yhtälöiden (7.2) ja (7.3) perusteella voidaan kirjoittaa:

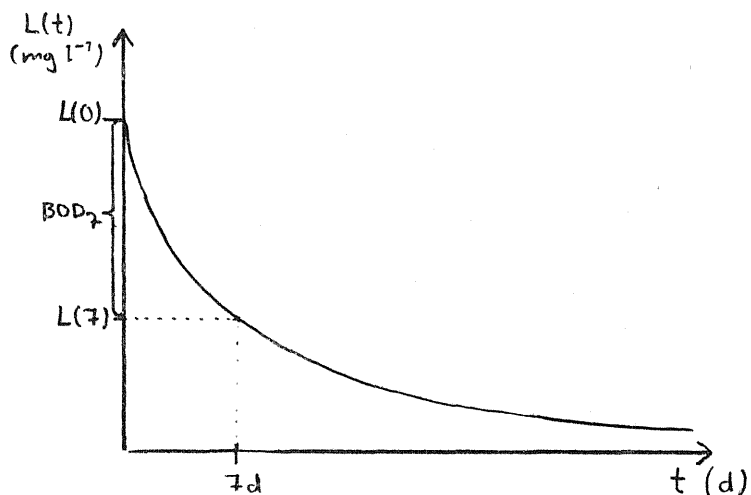
$$BOD_7 = L(0) (1 - e^{-K_1 \cdot 7}) \quad (7.4)$$

mistä seuraa

$$L(0) = \frac{BOD_7}{1 - e^{-K_1 \cdot 7}} \quad (7.5)$$

Alkuperäinen kokonais-BOD (= $L(0)$) voidaan siis määrittää BOD_7 -määritysten avulla, jos tunnetaan BOD:n hajoamiskerroin laboratorio-oloissa. K_1 laboratorio-oloissa voidaan ainakin periaatteessa laskea eripituisten BOD-määritysten tuloksia käyttäen.

Orgaanisen aineen hitaasti hajoavaa komponenttia voidaan teoriassa käsitellä samalla tavoin kuin nopeasti hajoavaa, joskin hajoamiskertoimen määrittäminen on hitaan hajoamisen vuoksi vaikeaa. Hitaasti hajoavien orgaanisten aineiden vaikutusta happipitoisuuteen on arvioitu mm. kemiallisen hapenkulutuksen (LAPPALAINEN 1978) ja ligniinipitoisuuden (GRANBERG 1978) avulla. Useimmissa happimalleissa kokonais-BOD:n katsotaan kuitenkin edustavan kaikkea alloktionista orgaanista ainetta.



Kuva 7.1. Kokonais-BOD:n aleneminen ensimmäisen kertaluvun reaktiokinetiikan mukaisesti

Myös ilmastuminen kuvataan ensimmäisen kertaluvun reaktiona. Muuttujana on happivajaus, jolla tarkoitetaan hapen kyllästyspitoisuuden ja vallitseva

$$D = C_s - C \quad (7.6)$$

D = happivajaus ($M L^{-3}$)

C_s = hapen kyllästyspitoisuus ($M L^{-3}$)

C = happipitoisuus ($M L^{-3}$)

Happivajauksen väheneminen ilmastumisen johdosta kuvataan yhtälöllä

$$\frac{dD}{dt} = -K_2 D \quad (7.7)$$

K_2 = ilmastumiskerroin (T^{-1})

Hapen kyllästyspitoisuuden pysyessä ajallisesti vakiona voidaan yhtälön (7.6) perusteella kirjoittaa

$$\frac{dD}{dt} = - \frac{dC}{dt} \quad (7.8)$$

Siten

$$S(C)_{\text{ilmastuminen}} = K_2 (C_s - C) \quad (7.9)$$

$$S(C)_{\text{ilmastuminen}} = \text{ilmastumisesta johtuva happipitoisuuden muutosnopeus (M L}^{-3} \text{T}^{-1}\text{)}$$

Ilmastumiskerroin on riippuvainen vesistön morfologisista ominaisuuksista. Ilmastumiskertoimen laskemiseksi erityyppisissä vesistöissä on kehitetty laskukaavoja, joissa on yleensä morfometrinen muuttujien lisäksi kalibroituja parametrejä. Myös itse ilmastumiskerroin voidaan happimallissa käsitellä kalibroituva parametrinä, jolloin e.m. laskukaavoja ei tarvita.

Hapen kyllästyspitoisuus lasketaan lämpötilan avulla. Usein käytetään toisen tai kolmannen asteen polynomia. EPAECO-mallissa (GAUME ja DUKE 1975) on käytetty seuraavaa yhtälöä:

$$C_s = 14,5532 - 0,3817 T + 0,0054258 T^2 \quad (7.10)$$

$$T = \text{lämpötila (}^{\circ}\text{C)}$$

ja LAPPALAISEN (1978) mallissa yhtälöä

$$C_s = \frac{10\,000}{709 + 20,7 T} \quad (7.11)$$

Kasviplanktonin vaikutus happipitoisuuteen voidaan ottaa huomioon kasvu- ja respiraatiotermien sekä vastaavien stökiometrinen kertoimien avulla:

$$S(C)_{\text{kasviplankton}} = \mu A \alpha_{a\mu} - \rho A \alpha_{a\rho} \quad (7.12)$$

$S(C)_{\text{kasviplankton}}$ = kasviplanktonista aiheutuva happipitoisuuden muutosnopeus ($M L^{-3} T^{-1}$)

A = kasviplanktonbiomassa ($M L^{-3}$)

μ = kasviplanktonin kasvunopeuskerroin (T^{-1})

ρ = kasviplanktonin respiraatiokerroin (T^{-1})

$\alpha_{a\mu}$ = fotosynteesin stökiometrinen kerroin $mg O_2/mg$ kasviplanktonia

$\alpha_{a\rho}$ = respiraation stökiometrinen kerroin $mg O_2/mg$ kasviplanktonia

$\alpha_{a\mu} \neq \alpha_{a\rho}$

Kasvunopeuskerroin μ lasketaan käyttökelpoisten ravinteiden pitoisuuden avulla (kohta 6.2), joten ravinteet vaikuttavat happipitoisuuteen sen välityksellä. Respiraatiolla tarkoitetaan tässä sekä hengitystä että hajotusta (kohta 6.3). Jos mallissa simuloidaan muita eliöryhmiä kuin kasviplanktonia, niiden vaikutus happipitoisuuteen voidaan helposti kuvata vastaavanlaisilla yhtälöillä.

Typpiyhdisteet vaikuttavat happipitoisuuteen lähinnä nitrifikaatioprosessissa. Jos typpi on perustuotannon minimiravinne, typpi säätelee myös kasviplanktonin aiheuttamaa hapenkulutusta. Myös denitrifikaatiolla on epäsuora vaikutus vesistön happipitoisuuteen, sillä alhaisissa happipitoisuuksissa käytetään hyväksi nitraatin happea, jolloin redox-potentiaalin aleneminen viivästyy.

Nitrifikaation aiheuttamaa hapenkulutusta voidaan kuvata yhtälöllä

$$S(C)_{\text{nitrifikaatio}} = \beta_1 N_1 \alpha_{Cn} \quad (7.13)$$

$S(C)_{\text{nitrifikaatio}}$ = nitrifikaatiosta johtuva happipitoisuuden muutosnopeus ($M L^{-3} T^{-1}$)

β_1 = nitrifikaationopeuskerroin (T^{-1})

α_{Cn} = nitrifikaation stökiometrinen kerroin $mg O_2 / mg NH_4-N$

Nitrifikaatio voidaan kuvata myös kaksivaiheisena prosessina:

$$S(C)_{\text{nitrifikaatio}} = -\beta_1 N_1 \alpha_{Cn1} - \beta_2' N_2' \alpha_{Cn2} \quad (7.14)$$

β_1 = nitritaationopeuskerroin (T^{-1})

β_2' = nitrataationopeuskerroin (T^{-1})

α_{Cn1} = stökiometrinen kerroin ($NH_4-N - NO_2-N$) mg O_2 / mg NH_4-N

α_{Cn2} = stökiometrinen kerroin ($NO_2-N - NO_3-N$) mg O_2 / mg NO_2-N

N_2' = nitriittityyppipitoisuus ($M L^{-3}$)

Pohjasedimentin aiheuttama hapenkulutus on seurauksena orgaanisen aineen hajotuksesta pohjasedimentissä. Pohjan hapenkulutus voidaan kuvata kahtena erillisenä prosessina, joista toinen on orgaanisen aineen aerobinen hajotus ja toinen anaerobisen hajotuksen yhteydessä muodostuneiden pelkistyneiden yhdisteiden hapettuminen. Teoriassa oikeaoppinen tapa olisi simuloida kvantitatiivisesti sedimentin orgaanisen aineen ja pelkistyneiden yhdisteiden määrää. Yleensä pohjan hapenkulutus kuvataan kuitenkin vakiokertoimen avulla. Pohjan hapenkulutuskerroin voidaan asettaa riippuvaiseksi happipitoisuudesta, sillä hajotusaktiivisuus alenee happipitoisuuden aletessa. Esimerkiksi EDBERG (1976) on esittänyt yhtälön

$$K_4 = \hat{K}_4 (0,22 + 0,0707 C) \quad (7.15)$$

K_4 = pohjan hapenkulutuskerroin ($M L^{-2} T^{-1}$)

\hat{K}_4 = pohjan hapenkulutuskerroin happipitoisuuden ollessa
11 mg l^{-1} ($M L^{-2} T^{-1}$)

Pohjan hapenkulutuksen vaikutus happipitoisuuteen voidaan esittää kaavalla

$$S(C)_{\text{sedimentti}} = \frac{K_4 A_{\text{sed}}}{V} \quad (7.16)$$

A_{sed} = sedimentin pinta-ala (L^2)

V = tilavuus (L^3)

Sedimentin pinta-ala voidaan yleensä ilman suurta virhettä olettaa yhtä suureksi kuin tarkasteltavan vesistöosuuden pinta-ala.

Lämpötilan vaikutus prosesseihin kuvataan vedenlaatumalleissa tavallisesti siten, että reaktionopeuskertoimet (esimerkiksi edellä esitetyt $K_1, K_2, K_4, \beta_1, \beta_2, \hat{\mu}$ ja ρ) asetetaan lämpötilasta riippuvaisiksi. Yleensä käytetään STREETERin ja PHELPSin (1925) malliin sisältyvää lämpötilakorjausta

$$K(T) = K(T_s) \Theta^{T - T_s} \quad (7.17)$$

$K(T)$ = reaktionopeus lämpötilassa T (T^{-1})
 T_s = standardilämpötila ($^{\circ}\text{C}$), usein 20°C
 Θ = reaktiolle ominainen empiirinen vakio

BOD:n hajoamiskertoimelle K_1 ja useille muille kertoimille käytetään yleensä Θ :n arvoa 1,047. Todellisuudessa Θ ei ole vakio, vaan vaihtelee lämpötilan funktiona. FRISK ja NYHOLM (1980) ovat johtaneet yhtälön (7.17) pohjalta lämpötilakorjausfunktion, jossa Θ :n lämpötilariippuvuus on otettu huomioon. Lähtökohdiana on se, että Θ oletetaan vakioksi pienellä lämpötilavälillä ΔT :

$$K(T + \Delta T) = K(T) \Theta^{\Delta T} \quad (7.18)$$

Yhtälö (7.18) voidaan saattaa muotoon

$$\frac{K(T + \Delta T) - K(T)}{K(T) \Delta T} = \frac{\Theta^{T + \Delta T} - \Theta^T}{\Theta^T \Delta T} \quad (7.19)$$

Kun $\Delta T \rightarrow 0$, päädytään muotoon

$$\frac{dK(T)}{K(T) dT} = \frac{1}{\Theta^T} \frac{\partial \Theta^T}{\partial T} \quad (7.20)$$

eli

$$\frac{d \ln K(T)}{dT} = \ln \Theta \quad (7.21)$$

Integroimalla saadaan

$$K(T) = K(T_S) e^{\int_{T_S}^T \ln \Theta dT} \quad (7.22)$$

Useiden reaktionopeuskertoimien Θ -arvot eri lämpötiloissa voidaan kohtalaisen tarkasti laskea lineaarisella mallilla

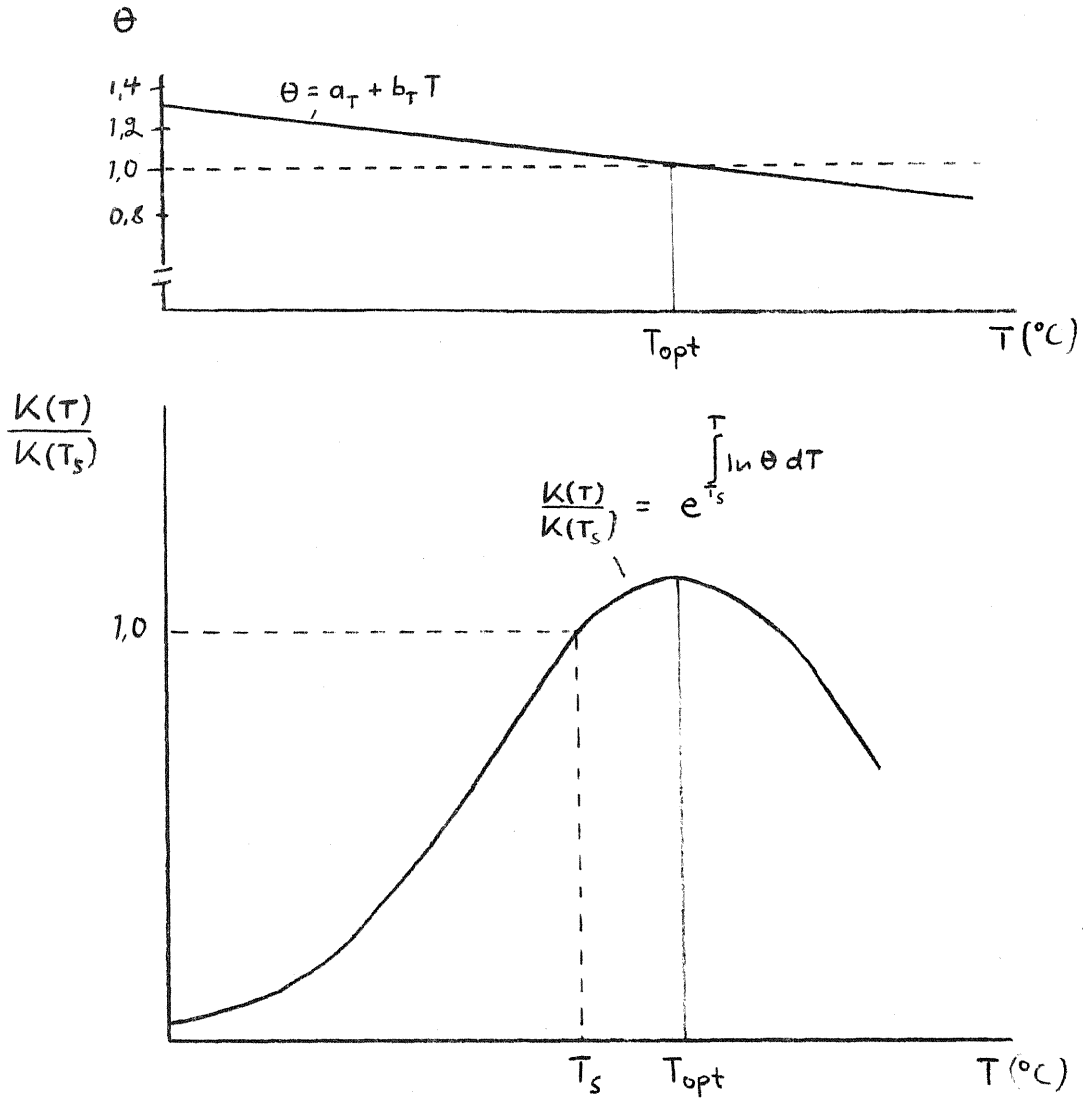
$$\Theta = a_T + b_T T \quad (7.23)$$

a_T ja b_T = reaktiolle ominaisia empiirisiä vakioita (yleensä $b_T < 0$)

Yhtälön (7.22) eksponentti saadaan tällöin integroimalla:

$$\int_{T_S}^T \ln \Theta dT = \left(\frac{a_T}{b_T} + T \right) (\ln(a_T + b_T T) - 1) - \left(\frac{a_T}{b_T} + T_S \right) (\ln(a_T + b_T T_S) - 1) \quad (7.24)$$

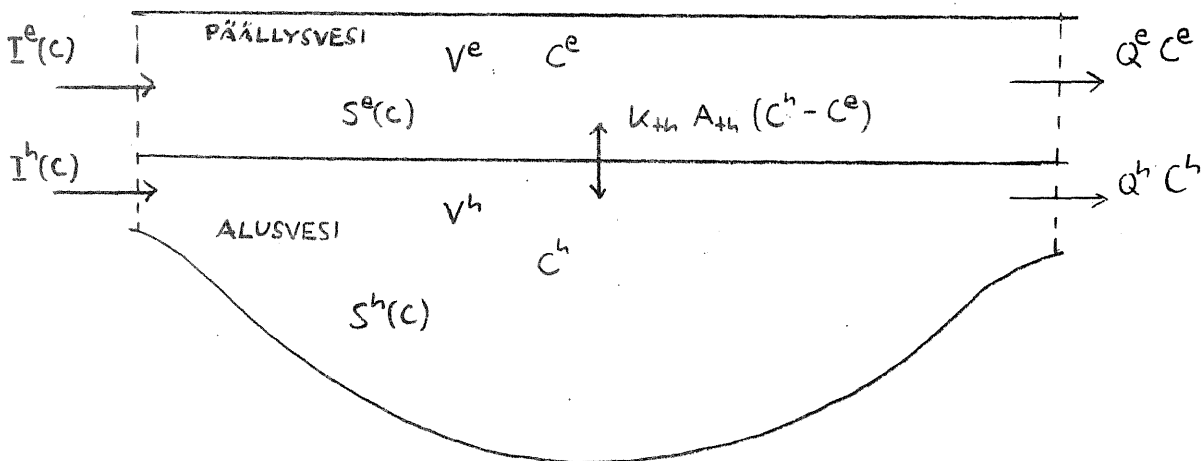
Yhtälöiden (7.23) - (7.24) avulla voidaan ottaa huomioon reaktion optimilämpötila (kuva 7.2), mikä ei ole mahdollista, jos käytetään eksponentiaalista yhtälöä (7.17). Optimilämpötila saavutetaan silloin, kun $\Theta = 1$. Yhtälö (7.23) on kuitenkin vain likimääräisesti voimassa. Erityisesti optimilämpötilaa korkeammassa lämpötiloissa Θ näyttää pienenevän nopeammin kuin yhtälö (7.23) edellyttäisi.



Kuva 7.2. Lämpötilan kasvaessa θ pienenee, kunnes se saavuttaa arvon 1, jolloin lämpötilan kohoaminen alentaa reaktionopeutta. Optimalilämpötila voidaan laskea parametrien a_T ja b_T avulla:
 $T_{\text{opt}} = (1 - a_T)/b_T$ (FRISK ja NYHOLM 1980).

7.2 HAPEN MASSATASAPAINOYHTÄLÖT

Tarkastellaan järviällästä, jonka veden laadussa ei oleteta olevan horisontaalisia eroja (kuva 7.3).



Kuva 7.3. Kerrostunut järviällästä, jonka veden laadussa ei oleteta olevan horisontaalisia eroja. Symbolien selitykset tekstissä.

Päällysveden massatasapainoyhtälö voidaan kirjoittaa muodossa (vrt. kohta 4.1)

$$\frac{dC^e}{dt} = \frac{I^e(C)}{V^e} - \frac{Q^e}{V^e} C^e + \frac{k_{th} A_{th}}{V^e \bar{z}_{th}} (C^h - C^e) + S^e(C) \quad (7.25)$$

C^e = happipitoisuus päällysvedessä ($M L^{-3}$)

t = aika (T)

$I^e(C)$ = päällysveteen kohdistuva happikuormitus ($M T^{-1}$)

V^e = päällysveden tilavuus (L^3)

Q^e = päällysveden menovirtaama ($L^3 T^{-1}$)

k_{th} = vertikaalinen vaihtokerroin ($L^2 T^{-1}$)

A_{th} = harppauskerroksen pinta-ala (L^2)

\bar{z}_{th} = harppauskerroksen paksuus (L)

C^h = happipitoisuus alusvedessä ($M L^{-3}$)

$S^e(C)$ = biologisista ja fysikaalis-kemiallisista prosesseista

johtuva päällysveden happipitoisuuden muutosnopeus ($M L^{-3} T^{-1}$)

Edellä esitetyn perusteella voidaan kirjoittaa

$$\begin{aligned}
 S^e(C) &= S^e(C)_{\text{BOD}} + S^e(C)_{\text{ilmastuminen}} + S^e(C)_{\text{nitrifikaatio}} \\
 &\quad + S^e(C)_{\text{kasviplankton}} + S^e(C)_{\text{sedimentti}} \\
 &= -K_1^e L^e + K_2^e (C_s^e - C^e) - \beta_1^e N_1^e \alpha_{Cn} \\
 &\quad + \mu^e A^e \alpha_{a\mu} - \rho^e A^e \alpha_{a\rho} - \frac{K_4^e A_{\text{sed}}^e}{V^e}
 \end{aligned} \tag{7.26}$$

Yhtälö (7.26) ja vastaavanlaiset happipitoisuuden laskukaavat soveltuvat vain aerobisiin oloihin. Niitä ei voida luotettavasti soveltaa anaerobisen vesimassan happivajauksen ennustamiseen.

Happimalleissa oletetaan yleensä, ettei trofogeenninen kerros ulotu alusveteen, joten kasvunopeuskerroin $\mu^h = 0$. Alusveden happipitoisuutta voidaan kuvata yhtälöillä

$$\frac{dC^h}{dt} = \frac{I^h(C)}{V^h} - \frac{Q^h}{V^h} C^h - \frac{k_{th} A_{th}}{V^h \bar{z}_{th}} (C^h - C^e) + S^h(C) \tag{7.27}$$

(yläindeksi h viittaa alusveteen)

ja

$$\begin{aligned}
 S^h(C) &= S^h(C)_{\text{BOD}} + S^h(C)_{\text{nitrifikaatio}} + S^h(C)_{\text{kasviplankton}} \\
 &\quad + S^h(C)_{\text{sedimentti}} = -K_1^h L^h - \beta_1^h N_1^h \alpha_{Cn} - S^h A^h \alpha_{a\rho} \\
 &\quad - \frac{K_4^h A_{\text{sed}}^h}{V^h}
 \end{aligned} \tag{7.28}$$

Vastaavat massatasapainoyhtälöt on kirjoitettava BOD:lle, ammonium-tyypelle, kasviplanktonille ja kasviplanktonin kasvuun vaikuttaville ravinteille, mikäli niiden vaikutus happipitoisuuteen halutaan ottaa huomioon.

7.3 YKSINKERTAISIA HAPPIMALLEJA

Yksinkertaisia tilastollisia happimalleja ovat kehittäneet mm. LAPPALAINEN (1974, 1975) ja GRANBERG (1978).

GRANBERGIN (1978) malli on kehitetty Päijänteelle. Mallissa sekundaarinen (=kasviplanktonista aiheutuva) hapenkulutus lasketaan fosforikuormituksesta lähtien. Malli perustuu fosforikuormituksen ja perustuotannon sekä perustuotannon ja hapenkulutuksen välisiin tilastollisiin riippuvuuksiin. Lisäksi käytetään hyväksi mittaustuloksia, joiden mukaan 21,2 % koko vesimassassa tapahtuvasta hajotuksesta tapahtuu alusvedessä.

LAPPALAISEN (1974, 1975) happimalli perustuu havaintoon, että alusveden happipitoisuus voidaan useissa järvissä selittää fosforin sedimentaation ja järven tilavuuden avulla. Mallin perusyhtälö on muotoa

$$C^h = a_c + b_c \lg \frac{S}{V} \quad (7.29)$$

C^h = alusveden happipitoisuus (mg l^{-1})

S = fosforin pidättyminen (mg s^{-1})

V = järven tilavuus (m^3)

a_c ja b_c = empiirisiä vakioita, riippuvaisia siitä, minkä vuodenajan happipitoisuutta halutaan ennustaa

Kertoimilla a_c ja b_c on LAPPALAISEN (1974) mukaan seuraavat arvot:

	a_c	b_c
maaliskuu	-28,4	-5,78
elokuu	-25,9	-5,11

	a_c	b_c
kesän keskiarvo	-23,0	-4,82

Fosforin sedimentaatio lasketaan kaavalla (ks. 5.1)

$$S = R I \quad (7.30)$$

R = fosforin pidättymiskerroin

I = fosforikuormitus ($M T^{-1}$)

Fosforin pidättymiskerroin uudessa kuormitustilanteessa voidaan laskea esimerkiksi jolläkin yhtälöistä (5.15), (5.16) tai (5.17).

LAPPALAISEN (1974) happimallissa fosforikuormitus edustaa kaikkea hapenkulutusta aiheuttavaa kuormitusta. Mallia ei voida soveltaa sellaisissa vesistöissä, joissa primaarisen BOD-kuormituksen vaikutus on huomattava. LAPPALAISEN (1974) happimallia on yleensäkin pidettävä lähinnä approksimatiivisena.

LAPPALAISEN (1978) mallissa, jonka perusyhtälöt muistuttavat suuresti yhtälöitä (7.25) ja (7.27), suhdetta S/V käytetään hyväksi rehevyydestä aiheutuvan hapenkulutuksen laskemisessa:

$$S^h(C)_{\text{kasviplankton}} + S^h(C)_{\text{sedimentti}} = a_E \sqrt{\frac{S}{V} \frac{3 \bar{z}}{3 \bar{z} - \bar{z}_e}} \quad (7.31)$$

S = fosforin pidättyminen ($ng s^{-1}$)

V = järven tilavuus (m^3)

\bar{z} = järven keskisyvyys (M)

\bar{z}_e = päällysveden paksuus (M)

a_E = empiirinen kerroin

Kertoimelle a_E LAPPALAINEN (1978) on esittänyt arvot

talvi	0,018
kesä	0,027
syksy	0,054

Suhde $3 \bar{z} / (3 \bar{z} - \bar{z}_e)$ edustaa mallissa järven syvyyden ja alusveden syvyyden suhdetta.

Hitaasti hajoavan orgaanisen aineen vaikutus hapenkulutukseen (ns. orgaaninen peruskuormitus) lasketaan LAPPALAISEN (1978) mallissa kemiallisen hapenkulutuksen (COD) määritysten perusteella.

8. H A P P I P I T O I S U U D E N E N N U S T A M I N E N

O S A I I J O E T

Suurin osa jokien vedenlaatumalleista on happimalleja, sillä happipitoisuus on useissa tapauksissa merkittävin joen tilaa indikoiva vedenlaatumuuttuja. Happipitoisuuteen vaikuttavia biologisia, kemiallisia ja fysikaalisia prosesseja kuvataan jokimalleissa samoilla yhtälöillä kuin järvimalleissa. Oleellissimmin joki- ja järvimallit eroavat toisistaan hydraulikkaosaltaan.

8.1 JOKI HYDRAULISENA SYSTEEMINÄ

Useimmissa tapauksissa jokea voidaan kuvata yksidimensioisena tulppavirtaussysteeminä, jolloin happipitoisuuden muutosnopeudelle voidaan kirjoittaa yhtälö (vrt. yhtälö 4.25)

$$\frac{dC}{d\tau} = S(C) \quad (8.1)$$

Tulppavirtaussysteemiä voidaan havainnollistaa tarkastelemalla aineen kulkeutumista pitkin karakteristisia viivoja (x,t) -koordinaatistossa (kuva 8.1). Kun tulppavirtausmallia sovelletaan dynaamisesti, lasketaan pitoisuus erikseen eri tulpile, joiden kulkeutumista kuvaavat eri karakteristiset viivat. Tällöin saadaan pitoisuus lasketuksi jokaisessa paikassa jokaisena ajanhetkenä.

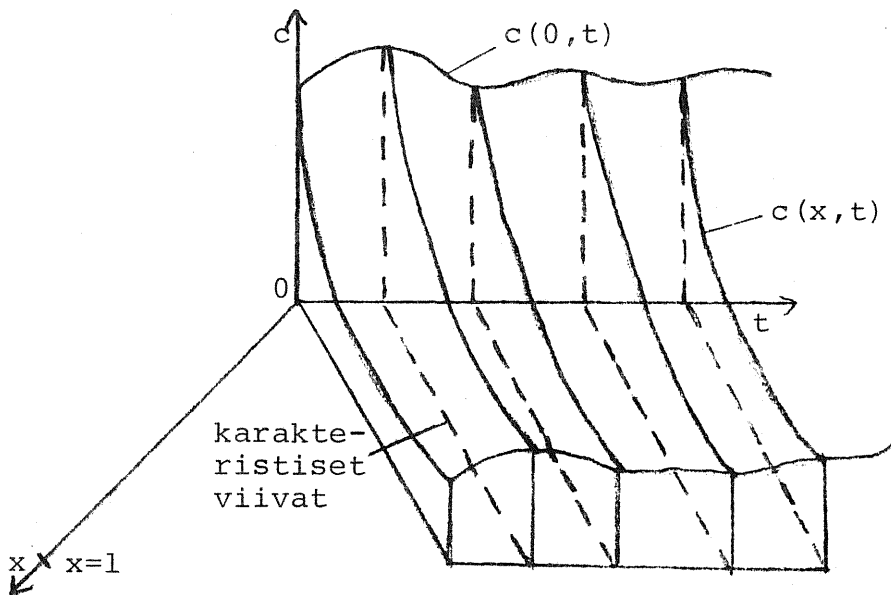
Mallin soveltamista vaikeuttaa usein se, että kulkeutumisaikaa eri virtaamatilanteissa ei läheskään aina tunneta. Kulkeutumisaika voidaan määrittää suoraan merkkiainekokeiden avulla tai se voidaan laskea kaavasta

$$\tau = \frac{x}{u} = \frac{x \cdot A}{Q} \quad (8.2)$$

Virtausnopeuden ja virtaaman riippuvuutta kuvataan usein yhtälöllä

$$\bar{u} = a Q^b \quad (8.3)$$

a ja b = empiirisiä kertoimia



Kuva 8.1. Karakterististen viivojen soveltaminen. Tarkastellaan jokiosuutta $(0,1)$. Pisteessä $x = 0$ pitoisuuden aikajakauman ilmaisee käyrä $c(0,t)$. Käyrät $c(x,t)$ ovat yhtälön $\frac{dc}{d\tau} = S$ ratkaisuja eri alkuarvoilla $c(0,t)$. Jokainen karakteristinen viiva alkaa pisteestä $x = 0$ hetkellä $t = t_0$ eli $\tau = 0$.

Dispersion vaikutus pitoisuusjakaumiin on normaaleissa jokiosuhteissa yleensä merkityksetön. Advektio-dispersiomalleja (yhtälöt 4.13 - 4.17) on kehitetty lähinnä jokisuusteemihin, missä dispersiolla saattaa olla huomattava vaikutus aineiden kulkeutumiseen.

Dispersiokerroin on riippuvainen joen hydraulisista ominaisuuksista. Dispersiokertoimen laskemiseksi on kehitetty laskukaavoja, joissa kerroin esitetään uoman morfometrinen ominaisuuksien funktiona. Dispersiokerrointa voidaan myös käsitellä kalibroittavana parametrina vastaavalla tavalla kuin ilmastumis-kerrointa.

8.2 STREETER-PHELPS-MALLI

STREETERin ja PHELPSin (1925) esittämä malli on yksinkertaisin joen happipitoisuutta ennustava malli. STREETERin ja PHELPSin

(1925) teoria perustuu oletukseen, että joen happipitoisuutta säätelee kaksi prosessia: ilmastuminen sekä orgaanisen aineen hajotuksesta aiheutuva hapen kuluminen. Molempia prosesseja käsitellään ensimmäisen kertaluvun reaktioina siten, että BOD:n aleneminen on verrannollista jäljellä olevaan BOD:hen ja hapen lisääntyminen vallitsevaan hapenvajaukseen (yhtälöt 7.1 ja 7.9).

Streeter-Phelps-mallissa jokea tarkastellaan tulppavirtaus-systeeminä, joten mallin perusyhtälöt voidaan kirjoittaa muodossa

$$\frac{dL}{d\tau} = -K_1 L \quad (8.4)$$

ja

$$\frac{dC}{d\tau} = -K_1 L + K_2 (C_s - C) \quad (8.5)$$

eli

$$\frac{dD}{d\tau} = K_1 L - K_2 D \quad (8.6)$$

Merkitsemällä $L = L_0$ ja $C = C_0$, kun $\tau = 0$, saadaan yhtälöiden (8.4) ja (8.5) ratkaisuksi

$$L = L_0 e^{-K_1 \tau} \quad (8.7)$$

ja

$$C = C_s - \frac{K_1 L_0}{K_2 - K_1} (e^{-K_1 \tau} - e^{-K_2 \tau}) - (C_s - C_0) e^{-K_2 \tau} \quad (8.8)$$

L tarkoittaa kokonais-BOD:tä, joka voidaan laskea yhtälön (8.4) perusteella seuraavasti

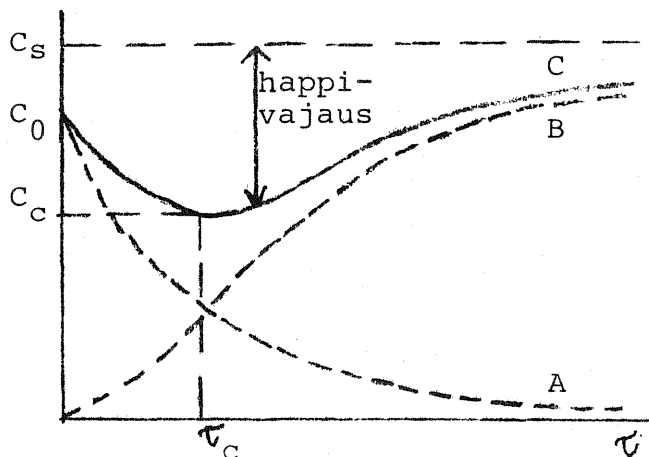
$$K_1 = \frac{\ln \frac{L(\tau_1)}{L(\tau_2)}}{\tau_2 - \tau_1} \quad (8.9)$$

$L(\tau_1)$ = kokonais-BOD hetkellä τ_1
 $L(\tau_2)$ = kokonais-BOD hetkellä τ_2

Kun BOD:n hajoamiskerroin on määritetty, ilmastumiskerroin voidaan määrittää kalibroimalla yhtälö (8.8) siten, että lasketut happipitoisuudet vastaavat havaittuja pitoisuuksia. Ilmastumiskertoimen arvo vaihtelee uoman hydraulisten ominaisuuksien, kuten koskisuuden mukaan. Talvella ilmastuminen on vähäistä jääpeitteen johdosta ja ilmastumiskertoimen arvo tällöin lähellä nollaa.

Lämpötilan vaikutus ilmastumisnopeuteen ja orgaanisen aineen hajoamisnopeuteen otetaan huomioon reaktionopeuskertoimiin tehtävän lämpötilakorjauksen avulla. STREETER ja PHELPS (1925) käyttivät lämpötilakorjaukseen yhtälöä (7.17). Realistisempi kuvaustapa on kuitenkin yhtälön (7.22) mukainen korjaus.

Streeter-Phelps-mallin avulla voidaan laskea joen happipitoisuus erilaisissa kuormitus-, virtaama- ja lämpötilaoloissa. Mallia sovellettaessa oletetaan yleensä, että jokisysteemi on tasapainotilassa, siten että kuormitus, virtaama ja happipitoisuus ovat muuttumattomia ajan suhteen. Mallia voidaan soveltaa myös dynaamisesti laskemalla pitoisuusjakauma erikseen eri tulpille, jolloin pitoisuus saadaan lasketuksi sekä ajan että etäisyyden funktiona. Happipitoisuuden muuttuminen virtausajan suhteen on esitetty kuvassa 8.2.



Kuva 8.2. Happipitoisuuden muuttuminen virtausajan funktiona (käyrä C). Käyrä A ilmaisee happipitoisuuden alenemisen BOD:n vaikutuksesta ja käyrä B happipitoisuuden lisääntymisen ilmastumisen johdosta. $A + B = C$. C_c = happipitoisuuden minimi (kriittinen happipitoisuus), τ_c = kriittinen virtausaika.

Happivajausmaksimin sijainti (kriittinen virtausaika) voidaan laskea merkitsemällä happivajauksen aikaderivaatta nolllaksi:

$$\frac{dD}{d\tau} = 0 \quad (8.10)$$

Yhtälö (8.10) voidaan kirjoittaa edelleen muodossa

$$\begin{aligned} K_1 L - K_2 D &= K_1 L_0 e^{-K_1 \tau} - K_2 \frac{K_1 L_0}{K_2 - K_1} (e^{-K_1 \tau} - e^{-K_2 \tau}) \\ &\quad - K_2 (C_s - C_0) e^{-K_2 \tau} = 0 \end{aligned} \quad (8.11)$$

Kun $\tau = \tau_c$, saadaan yhtälöstä (8.11) ratkaisemalla

$$\tau_c = \frac{1}{K_2 - K_1} \ln \left(\frac{K_1 L_0 - K_2 D_0 + K_1 D_0 \cdot \frac{K_2}{K_1}}{K_1 L_0} \right) \quad (8.12)$$

Sijoittamalla yhtälöstä (8.12) saatava kriittinen virtausaika yhtälöön (8.11) saadaan kriittiseksi hapenvajaukseksi D_c

$$D_c = \frac{K_1}{K_2} L_0 e^{-K_1 \tau_c} \quad (8.13)$$

ja kriittiseksi happipitoisuudeksi C_c

$$C_c = C_s - \frac{K_1}{K_2} L_0 e^{-K_1 \tau_c} \quad (8.14)$$

8.3 STREETER-PHELPS-MALLIN MODIFIOINTI

Streeter-Phelps-mallin rakenne perustuu oletukseen, että virtaama ja virtausnopeus eivät muutu etäisyyden suhteen ja kuormituslähteitä on vain yksi. Kun kuormitus, virtaama tai joen hydrauliset ominaisuudet muuttuvat oleellisesti, joki on jaettava osiin, joihin mallia sovelletaan kuhunkin erikseen. Lisävirtaaman ja -kuormituksen vaikutus voidaan myös sisällyttää malliin seuraavasti:

$$\frac{dL}{dt} = -\frac{Q_S}{A} L + I_L + S(L) \quad (8.15)$$

Q_S = lisävirtaama joen pituusyksikköä kohti ($L^2 T^{-1}$)

I_L = BOD:n lisäkuormitus ($ML^{-3} T^{-1}$)

ja

$$\frac{dC}{dt} = -\frac{Q_S}{A} C + I_C + S(C) \quad (8.16)$$

I_C = lisävesien tuoma happilisäys ($ML^{-3} T^{-1}$)

STREETERin ja PHELPSin (1925) happimalliin voidaan BOD:n ja ilmastumisen lisäksi sisällyttää myös muita happipitoisuuteen vaikuttavia prosesseja, kuten pohjasedimentin aiheuttama hapenkulutus, nitrifikaatio sekä fotosynteesi ja respiraatio (yhtälöt 7.12 - 7.15).

BOD-yhtälössä voidaan hajoamisen ohella ottaa huomioon myös orgaanisen aineen sedimentoituminen sekä pohjasta suspendoituminen.

Kasviplanktonin vaikutus happipitoisuuteen on joissa yleensä pienempi kuin järvissä, ja usein voidaan olettaa, että fotosynteesissä tuotettu happimäärä on yhtä suuri kuin respiraatioissa kulutettu. Kasviplanktonin samoin kuin typen vaikutuksen kineettinen kuvaaminen edellyttää, että mallissa simuloidaan myös typen kiertoa sekä kasviplanktonin kasvua ja vähene- mistä.

Joen happipitoisuuden muutosnopeudelle voidaan tällöin kirjoittaa esimerkiksi yhtälö

$$\frac{dC}{dt} = -K_1 L + K_2 (C_s - C) + \frac{1}{u} A \alpha_{a/u} - \beta A \alpha_{a/s} - \beta_1 N_1 \alpha_{Cn} + K_4 \bar{z}^{-1} \quad (8.17)$$

Useita tilamuuttujia sisältäviä jokimalleja ovat mm. QUAL II (NORTON ym. 1974, FRISK 1980) sekä S.S.A.M. (FINNEY ym. 1977), joita on testattu ja sovellettu myös Suomessa.

KIRJALLISUUSVIITTEET

- Chapra, S.C. 1975. Comment on "An Empirical Method of Estimating the Retention of Phosphorus in Lakes" by W.B. Kirchner and P.J. Dillon. *Water Resour. Res.* 11: 1033-1034.
- Dillon, P.J. & Rigler, F.H. 1974 a. The phosphorus-chlorophyll relationship in lakes. *Limnol. Oceanogr.* 19: 767-773.
- & Rigler, F.H. 1974 b. A test of a simple nutrient budget model predicting the phosphorus concentration in lake water. *J. Fish. Res. Board Can.* 31: 1771-1778.
 - & Rigler, F.H. 1975. A simple method for predicting the capacity of a lake for development based on lake trophic status. *J. Fish. Res. Board Can.* 32: 1519-1531.
- Edberg, N. 1976. Oxygen consumption of sediment and water in certain selected lakes. *Vatten* 1: 2-13.
- Finney, B., Grenney, W.J., Bishop, A.B. & Hughes, T.C. 1977. Mixed integer programming models for water resources management. Utah Water Research Laboratory, College of Engineering, Utah State University, Logan. 287 p.
- Frisk, T. 1978. Järvien fosforimallit. *Vesihallituksen tiedotus* 146. 113 p. Helsinki.
- 1979. Päijänteen rehevöitysmalli. *Laudaturtyö*. Helsingin yliopiston ympäristönsuojelun laitos. 49 p.
 - 1980. QUAL II -mallin soveltaminen Äänekosken reitille. *Lisensiaattityö*. Helsingin yliopiston limnologian laitos. 113 p.
 - & Nyholm, B. 1980. Lämpötilan vaikutuksesta reaktionopeuskertoimiin vedenlaatumalleissa. *Vesitalous* 5: 24-27.

Gaume, A.M. & Duke, J.H. 1975. Computer program documentation for the reservoir ecologic model EPAECO. Prepared for the U.S. Environmental Protection Agency, Planning Assistance Branch. Water Resources Engineers, Inc. Walnut Creek, California.

Granberg, K. 1978. Katselmustoimitusten yhteydessä laadittavista kehitysennusteista esimerkkinä Päijänne. Nyroos ym. (toim.): Vesistömallit ja niiden soveltaminen käytäntöön. Vekaryn jatkokoulutuspäivät 1977, p. 69-80.

Kinnunen, K., Nyholm, B., Niemi, J., Frisk, T., Kylä-Harakka, T. & Kauranne, T. 1981. Water quality modeling in Finnish lake and river environments. Vesientutkimuslaitoksen julkaisuja (painossa)

Kirchner, W.B. & Dillon, P.J. 1975. An empirical method of estimating the retention of phosphorus in lakes. Water Resour. Res. 11: 182-183.

Kylä-Harakka, T. 1979. Jokien happimalleista ja Streeter-Phelps mallin soveltaminen Äänekosken-Haapakosken vesireitillä. Vesihallituksen tiedotus 169. 91 p. Helsinki.

Lappalainen, K.M. 1974. Kehitysarviot eri kuormitusvaihtoehdoilla, Kallaveden reitti ja Haukivesi. Vesihallituksen tiedotus 59: 1 - 84. Helsinki.

- 1975. Järvien ravinnekuormituskapasiteetti. Ympäristö ja terveys 2: 133-143.

- 1977. Matemaattisia apukeinoja vesistö tutkimuksen tulosten käsittelyyn. Lehmusluoto (toim.): Fysikaaliset ja kemialliset analyysimenetelmät. Vekaryn jatkokoulutuspäivät 1976, p. 107-121.

- 1978. Vesistöjen happimalli. Vesihallituksen tiedotus 149. 57 p. Helsinki.

- Larsen, D.P. & Mercier, H.T. 1976. Phosphorus retention capacity of lakes. J. Fish. Res. Board Can. 33: 1742-1750.
- Norton, W.R., Roesner, L.A., Evenson, D.E. & Monser, J.R. 1974. Computer program documentation for the stream quality model QUAL-II. Prepared for the Environmental Protection Agency. Systems Development Branch. Water Resources Engineers, Walnut Creek, California.
- Piontelli, R. & Tonolli, V. 1964. Il tempo di residenza delle acque in relazioni ai fenomeni di arricchimento in sostanze immesse, con particolare riguardo al Lago Maggiore. Mem. Ist. Ital. Idrobiol. 17: 247-266.
- Sakamoto, M. 1966. Primary production by phytoplankton community in some Japanese lakes, and its dependence on lake depth. Arch. Hydrobiol. 62: 1-28.
- Streeter, H.W. & Phelps, E.B. 1925. A study of the pollution and natural purification of the Ohio river. Public Health Bull. 146. U.S. Public Health Service. 75 p.
- Vollenweider, R.A. 1969. Möglichkeiten und Grenzen elementarer Modelle der Stoffbilanz von Seen. Arch. Hydrobiol. 66: 1-36.
- Wartiovaara, J. 1975. Jokien ainevirtaamista Suomen rannikolla. Vesientutkimuslaitoksen julkaisu 13. 54 p. Helsinki.
- 1978. Phosphorus and organic matter discharged by Finnish rivers to the Baltic Sea. Vesientutkimuslaitoksen julkaisu 29. 42 p. Helsinki.



