



ALTErrA

WAGENINGEN UR

Conditionering van de Watertemperatuur in Buitenvijvers voor de Aquacultuur

Vertrouwelijk

C.M.J. Jacobs
H.W. ter Maat
J.A. Elbers
L.C.P.M. Stuyt



Rapport Conditionering van de Watertemperatuur in Buitenvijvers voor de Aquacultuur



Conditionering van de Watertemperatuur in Buitenvijvers voor de Aquacultuur

Conditionering van de Watertemperatuur in Buitenvijvers voor de Aquacultuur

C.M.J. Jacobs
H.W. ter Maat
J.A. Elbers
L.C.P.M. Stuyt

VERTROUWELIJK

Alterra-Conditionering van de Watertemperatuur in Buitenvijvers voor de Aquacultuur

Alterra, Wageningen, 2009

REFERAAT

C.M.J. Jacobs, H.W. ter Maat, J.A. Elbers & L.C.P.M. Stuyt 2009. *Conditionering van de Watertemperatuur in Buitenvijvers voor de Aquacultuur*. Wageningen, Alterra, Alterra-Conditionering van de Watertemperatuur in Buitenvijvers voor de Aquacultuur. 90 blz.; 29 fig.; 3 tab.; 40 ref.

Frequentie, duur en hevigheid van temperatuurextremen in buitenvijvers voor de aquacultuur in Zeeland zijn gekwantificeerd via een model dat de invloed van het weer op de watertemperatuur betrouwbaar simuleert. Enkele technieken ter voorkoming van temperatuurextremen zijn geëvalueerd. Watertemperaturen beneden een kritisch minimum van 3°C blijken vaker voor te komen dan watertemperaturen boven een kritisch maximum van 25°C. Vijverdiepte heeft nauwelijks invloed op het benodigde maximale vermogen om de watertemperatuur binnen de genoemde grenzen te houden. Met systemen op basis van grondwater kunnen temperatuurextremen veel beter voorkomen worden dan met systemen op basis van Oosterscheldewater. Op jaarbasis nemen energievraag voor verwarming en energieopbrengst bij koeling af met toenemende vijverdiepte. Bij gebruik van grondwater en zonder energieverliezen zijn energievraag en -opbrengst voor een vijverdiepte van ~30cm op lange termijn ongeveer in evenwicht.

Trefwoorden: aquacultuur, vijvertemperatuur, conditionering, temperatuurextremen, klimatologie

© 2009 Alterra

Postbus 47; 6700 AA Wageningen; Nederland

Tel.: (0317) 480700; fax: (0317) 419000; e-mail: info.alterra@wur.nl

Niets uit deze uitgave mag worden veelevoudigd en/of openbaar gemaakt door middel van druk, fotokopie, microfilm of op welke andere wijze ook zonder voorafgaande schriftelijke toestemming van Alterra.

Alterra aanvaardt geen aansprakelijkheid voor eventuele schade voortvloeiend uit het gebruik van de resultaten van dit onderzoek of de toepassing van de adviezen.

[Alterra-Conditionering van de Watertemperatuur in Buitenvijvers voor de Aquacultuur/mei/2008]

Inhoud

Woord vooraf	7
Samenvatting	9
1 Inleiding	13
1.1 Achtergrond	13
1.2 Doel van de studie	13
1.3 Samenvatting van de werkwijze en leeswijzer	14
2 Modelling van de watertemperatuur bij een ondiepe vijver	17
2.1 Algemene kenmerken van het gebruikte model	17
2.2 Berekening van de invloed van het weer	18
2.2.1 Uitwisseling met de atmosfeer	19
2.2.2 Stralingsabsorptie in het water	20
2.2.3 Warmte-uitwisseling met het sediment	22
2.2.4 Menging van het water	24
2.2.5 Aan- of afvoer van energie via externe mechanismen	26
2.3 Uitvoering van de simulaties	27
2.3.1 Modelconfiguratie en startcondities in het water	27
2.3.2 Meteorologische omstandigheden en andere randvoorwaarden	28
2.3.3 Andere benodigde data en instelling van gebruiksopties	29
3 Kalibratie en evaluatie van het vernieuwde model	31
3.1 Overzicht van de metingen	31
3.2 Uitvoeren van de kalibratie- en evaluatieruns	33
3.3 Albedo	34
3.4 Emissiviteit	36
3.5 Absorptie van licht in het water	37
3.6 Uitwisseling met het sediment en evaluatie van het model	39
4 Analyses voor twee contrasterende jaren	47
4.1 Simulaties	47
4.2 Analyse van de basissimulaties	50
4.3 Energiebehoefte voor nivellering van temperatuurextremen	53
4.4 Toevoer van water voor conditionering	56
5 Klimatologische analyse van de watertemperaturen	65
5.1 Invoergegevens uit het ERA-40 archief	65
5.2 Opzet van de simulaties voor klimatologische analyses	68
5.3 Aantal kritische gebeurtenissen	69
5.4 Benodigd vermogen	70
5.5 Jaarlijkse energiestromen	72
6 Conclusies	75
Referenties	77
Bijlage 1 Technische beschrijving van het VOC model	81
Bijlage 2 Voorbeelden van modelinvoer	89

Woord vooraf

Het project “De Zeeuwse Tong” beoogt de ontwikkeling in de provincie Zeeland van een nieuwe economische sector die onder andere gebaseerd is op de binnendijkse productie van zeetong. Het onderzoek dat de ontwikkeling van deze sector ondersteunt is verdeeld in twee fasen. In de eerste fase ligt de nadruk op een verkenning van de mogelijkheden voor een duurzame binnendijkse productie van zeetong in Zeeland en deze fase kan gezien worden als een ontwerpfase. In de tweede fase ligt de nadruk op het implementeren van de bevindingen uit de eerste fase in de praktijk, en het testen van een prototype productiesysteem.

Het onderzoek dat in dit rapport wordt beschreven is uitgevoerd in het kader van de eerste projectfase van “De Zeeuwse Tong”. Het is een onderdeel van het deelproject “Vijverontwerp”, gericht op een low-cost technisch ontwerp van vijvers voor de gecombineerde kweek van zeetong en zagers op land, in de buitenlucht. Vanwege de grillige interactie tussen het water van een vijver in de buitenlucht en het weer is bij een dergelijk ontwerp de nivellering van temperatuurextremen in het water een belangrijk aandachtspunt. Ons onderzoek ging over dit specifieke aspect van het vijverontwerp, als onderdeel van werkpakket DP7, “Conditionering vijvers”.

Wij danken Jan Ketelaars, projectleider van “De Zeeuwse Tong”, voor de waardevolle interactie tijdens dit project. De discussies met Gerard Bot en Athanasios Sapounas van PRI-Glastuinbouw, en met Sander Ruizeveld de Winter van (PRI Agrosysteemkunde) hebben wij op prijs gesteld. Waardering is er ook voor het feit dat wij metingen op zagerkwekerij “Topsy Baits” in Wilhelminadorp konden uitvoeren; dank hiervoor aan Bert Meijering. Wij bedanken de Leerstoelgroep Meteorologie en Luchtkwaliteit van de Wageningen Universiteit voor het beschikbaar stellen van de gegevens van het “Meteorologisch Station Haarweg”. Adrie Jacobs van die Leerstoelgroep heeft veel waardevolle tips en adviezen gegeven over de modellering van de watertemperaturen. De in onze studie gebruikte ERA-40 data zijn afkomstig uit de archieven van het Europese Centrum voor Weersverwachtingen op de Middellange Termijn (ECMWF) in Reading, Verenigd Koninkrijk.

Samenvatting

Het project “De Zeeuwse Tong” beoogt de ontwikkeling in de provincie Zeeland van een nieuwe economische sector die onder andere gebaseerd is op de binnendijkse productie van zeetong. Het is de bedoeling om het doorkweken van tong te combineren met de kweek van zaggers. Voor de kweek van zaggers worden momenteel foliebassins toegepast met een waterdiepte van ongeveer 30 cm. De geringe waterdiepte zorgt voor relatief grote fluctuaties in de watertemperatuur. Aanpassingen aan het huidige ontwerp die leiden tot een beter gereguleerde temperatuurhuishouding zijn gewenst.

Voor de demping (‘nivellering’) van temperatuurextremen in de vijvers kunnen verschillende opties overwogen worden, al dan niet in combinatie met tijdelijke opslag van warmte in de bodem. De ontwerptopties worden mede bepaald door de invloed van het weer op de vijvertemperaturen. In deze studie hebben we die invloed onderzocht.

Het doel van de studie was:

- a) Kwantificeren van de frequentie, duur en hevigheid van temperatuurextremen in ondiepe buitenvijvers, in zomer en winter;
- b) evaluatie van enkele technieken voor nivellering van temperatuurextremen;
- c) komen tot een beargumenteerde keuze van de meest geschikte techniek(en) voor conditionering van de watertemperatuur (opleggen van een gewenst temperatuurregime) in kweekvijvers.

De studie is uitgevoerd met behulp van een computermodel dat de watertemperatuur van open, niet afgeschermd vijvers beschrijft als functie van de weersomstandigheden. Daartoe is het door Jacobs et al. (2002) gebruikte model voor de energiebalans van ondiepe kustwateren verder ontwikkeld om de situatie in ondiepe vijvers te kunnen simuleren. Belangrijke modelconcepten zijn:

- 1) Uitwisseling tussen het water en de atmosfeer, in het bijzonder de overdracht van voelbare warmte en warmte-uitwisseling via verdamping en neerslag;
- 2) absorptie van zonnestraling in het water;
- 3) uitwisseling van warmte met de vijverbodem;
- 4) menging in het water via turbulentie die ontstaat onder invloed van de wind, en door stroming, dichtheidsverschillen en golfbreking;
- 5) aan- of afvoer van energie via externe mechanismen, zoals de aan- of afvoer van grondwater.

In deze studie is met name de beschrijving van de warmteoverdracht via verdamping en neerslag verbeterd, de interactie met de vijverbodem geïmplementeerd en beïnvloeding van de temperatuur via externe mechanismen mogelijk gemaakt.

Na aanpassing is het model gekalibreerd en geëvalueerd aan de hand van waarnemingen aan een bestaande ondiepe buitenvijver voor de kweek van zaggers. Bij de

kalibratie zijn weerkundige grootheden en metingen van de stralingsintensiteit boven en onder water gebruikt. Het gemodelleerde reflecterend vermogen van de vijvers, de in het model gebruikte gemiddelde emissiviteit en de gemodelleerde lichtabsorptiekenmerken van het water zijn met behulp van de stralingswaarnemingen gekalibreerd. De evaluatie van het model is uitgevoerd aan de hand van waargenomen watertemperaturen.

Het vernieuwde en gekalibreerde model blijkt de watertemperaturen accuraat te simuleren, zowel binnen een seizoen als binnen een dag.

Op basis van modelsimulaties voor de jaren 1986 en 2006 is het effect van vijverdiepte op de energie- en waterstromen geanalyseerd. De geanalyseerde jaren verschilden sterk qua weer: in 1986 deed zich een zeer koude periode in de winter voor, in 2006 een relatief warme periode in de zomer met sterke instraling door de zon. Op grond van onderzoek naar de overlevingskansen van zee tong bij extreme watertemperaturen zijn in deze analyses temperaturen lager dan 3°C of hoger dan 25°C als extreem laag, respectievelijk extreem hoog beschouwd. De simulaties zijn uitgevoerd voor vijverdieptes die varieerden tussen 16 cm en 256 cm.

Grotere vijverdieptes leiden tot een sterkere demping van de verschillen in de watertemperatuur op tijdschalen van een dag tot een jaar. Zonder conditionering, en bij de hier gekozen drempelwaarden voor de definitie van extreme warmte of extreme kou is het aantal uren met extreme kou (18-20%) veel groter dan het aantal uren met extreme warmte (0-6%). De frequentie van het optreden en de duur van koude-extremen in het vijverwater blijken dan nauwelijks af te hangen van de vijverdiepte, maar een grotere diepte reduceert bij de hier gekozen drempelwaarden wel de frequentie en de duur van het aantal extreem warme situaties. Andere drempelwaarden leiden niet alleen tot andere frequenties, maar beïnvloeden ook het effect van diepte op het aantal als extreem warme of koude geclassificeerde uren.

Bij handhaving van de watertemperatuur binnen van tevoren gekozen grenzen heeft de vijverdiepte nauwelijks invloed op het vereiste maximale energetisch vermogen voor koeling of verwarming op uurbasis. Wegens demping van temperatuurfluctuaties in het vijverwater is er wel een effect van diepte op de duur van extreme periodes. Met name periodes met hoge watertemperaturen duren korter bij grotere waterdiepte. De totale jaarlijkse vraag naar energie voor verwarming neemt daarom met toenemende diepte licht af; de opbrengst van warmte bij koeling neemt daarentegen vooral bij lagere vijverdieptes fors af met toenemende diepte.

Vanuit energetisch oogpunt is de keuze van de drempels voor conditionering belangrijker dan het effect van de diepte. Bij verlaging van de drempel voor de maximumtemperatuur naar 23°C neemt de warmteopbrengst in de zomer bij vijverdieptes rond 30 cm met ongeveer een factor 2 toe. Bij nog verdere verlaging naar 20°C neemt de opbrengst bij die diepte met nog eens een factor 3 toe. Bij een verhoging van drempel voor de minimumtemperatuur naar 5°C neemt ook de warmtevraag fors toe, met ruim een factor 2.

Op grond van waarnemingen en simulaties voor de jaren 1986 en 2006 zijn ook de mogelijkheden verkend om Oosterscheldewater of grondwater te gebruiken als bron voor verwarming of koeling bij conditionering van vijvertemperaturen. Gebruik van Oosterscheldewater blijkt geen betrouwbare optie te zijn om schadelijke temperatuurextremen te voorkomen. De temperatuurverschillen tussen het Oosterscheldewater en het vijverwater bij conditionering zijn daarvoor te vaak te klein, en de temperatuur van het Oosterscheldewater overschrijdt tijdens extreme periodes soms de gekozen drempelwaarden.

Gezien zijn stabiele temperatuur en het relatief grote temperatuurverschil met de beoogde drempelwaarden voor conditionering is grondwater wel een betrouwbare energiedrager voor nivellering van temperatuurextremen. De maximale hoeveelheid grondwater die op uurbasis nodig is om de watertemperatuur van een vijver met een oppervlakte van 1000m^2 binnen de gestelde grenzen te houden varieert tussen 22 en $47\text{m}^3\text{h}^{-1}$ en hangt slechts in beperkte mate af van de vijverdiepte. Volgens de huidige simulaties vereist handhaving van de watertemperatuur binnen 3°C en 25°C bij een vijverdiepte van 32 cm een maximaal debiet van 27 en $23\text{m}^3\text{h}^{-1}$ voor 1986, respectievelijk 2006. De totale jaarlijkse watervraag hangt vooral af van de lengte van de kritische periodes en is wel kleiner bij diepere vijvers. De jaarlijkse vraag varieert bij een vijveroppervlakte van 1000m^2 tussen $6\cdot 10^3\text{m}^3$ en $27\cdot 10^3\text{m}^3$, afhankelijk van de weersomstandigheden en de gekozen temperatuurgrenzen. In de meeste gevallen is meer water nodig voor verwarming dan voor koeling. Om de watertemperatuur in een vijver van 32 cm diep en met een oppervlakte van 1000m^2 binnen 3°C en 25°C te houden is in totaal ongeveer $12\cdot 10^3\text{m}^3$ grondwater nodig in 1986. Daarvan is 96% bestemd voor verwarming. In 2006 is volgens de simulaties voor een dergelijke vijver $9.5\cdot 10^3\text{m}^3$ grondwater nodig, waarvan 83% voor verwarming. De berekeningen aan de benodigde hoeveelheden water gaan uit van een systeem zonder energieverliezen, dus een systeem dat equivalent is met perfecte menging tussen het aangevoerde water en het vijverwater.

Er is een aantal simulaties uitgevoerd om de mogelijkheid te testen een constant debiet voor aanvoer van grondwater toe te passen. Daaruit blijkt dat dit voor de praktijk mogelijk een beter haalbaar alternatief is dan het meer theoretische concept van conditionering op uurbasis dat voor de klimatologische analyses is toegepast en een uiterst variabel debiet impliceert. Toepassing kan in de praktijk via debietkeuze en instelling van de aanlooptijd tot een extreme gebeurtenis geoptimaliseerd worden. Belangrijke criteria daarbij zijn het vermogen om extremen te voorkomen dan wel een optimumtemperatuur te handhaven, de verhouding tussen aanbod van energie via koeling en vraag van energie voor verwarming, en de totale watervraag voor conditionering.

Tenslotte is een systematische analyse uitgevoerd van de vijverklimatologie, uitgedrukt in uurlijkse energiestromen (aan- en afvoer van warmte) die nodig zijn om de temperatuur binnen vooraf vastgestelde grenzen te houden. Deze analyse geldt voor de huidige officiële klimatologische periode 1971-2000. Daarvoor is gebruik gemaakt van data uit het zogenoemde *Reanalysis* archief (ERA-40) van het Europese Centrum voor Weersverwachtingen op de Middellange Termijn (ECMWF). Deze

dataset is gebaseerd op berekeningen met de nieuwste versie van het ECMWF weermodel die bij de start van ERA-40 beschikbaar was. De data-assimilatie procedure van het centrum en de voortdurende validatie van het weermodel verzekeren een dataset met een voor het doel van deze studie goede kwaliteit.

De analyse voor de klimatologische periode 1971-2000 is uitgevoerd voor vijverdieptes van 32, 64 en 128 cm. Verder zijn twee conditioneringsopties voor de watertemperatuur gebruikt: 3°C of 5°C als minimumtemperatuur, allebei met 20°C als maximumtemperatuur. De klimatologische analyse bevestigt de bevindingen voor de jaren 1986 en 2006. Op uurbasis zijn de verschillen tussen de vijverdieptes in gevraagd vermogen voor verwarming of koeling klein. Het gevraagde maximum vermogen voor koeling varieert tussen 509 en 524Wm⁻²; dat voor verwarming varieert tussen 391 en 396Wm⁻² bij $T_{min,cr} = 3^{\circ}\text{C}$ en tussen 448 en 456Wm⁻² bij $T_{min,cr} = 5^{\circ}\text{C}$. De maximale vermogensvraag voor verwarming neemt dus slechts met ongeveer 15% toe bij de hogere kritische minimumtemperatuur. Maar tussen jaren bestaan grote verschillen in totale jaarlijkse energiebehoefte voor verwarming en energieopbrengst bij koeling. De jaarlijkse energiebehoefte voor verwarming neemt licht af met de diepte, maar de jaarlijkse energieopbrengst uit koeling neemt aanzienlijk af met de diepte. In een extreme winter loopt de energiebehoefte voor verwarming op tot maxima van rond de 470 en 750MJm⁻² voor kritische minimumtemperaturen van 3, respectievelijk 5°C. In warme zomers bedraagt de energieopbrengst bij koeling ongeveer 350MJm⁻² bij een vijverdiepte van 32 cm en een kritische temperatuur van 20 °C.

Bij handhaving van de temperatuur tussen 3°C en 20°C in een vijver van ~30 cm diep zijn het aanbod van energie in de zomer (warmteoogst bij koeling) en de vraag naar energie in de winter op langere termijn ongeveer in evenwicht. Bij grotere dieptes is de verhouding tussen warmteoogst bij koeling in de zomer en behoefte aan verwarming in de winter aanzienlijk minder gunstig. Daarbij is geen rekening gehouden met eventuele verliezen bij opslag en terugwinning van de energie. Mogelijk worden de verhoudingen in een toekomstig klimaat met warmere zomers en zachtere winters gunstiger.

1 Inleiding

1.1 Achtergrond

Het project “De Zeeuwse Tong” beoogt de ontwikkeling in de provincie Zeeland van een nieuwe economische sector die onder andere gebaseerd is op de binnendijkse productie van zeetong. Bij de productie van tong worden twee stadia onderscheiden:

- 1) productie van pootvis binnen
- 2) doorkweek in aangelegde zoutwatervijvers buiten

Dit rapport gaat over het tweede stadium. Het is de bedoeling om het doorkweken van tong te combineren met de kweek van zaggers. Een deel van de zaggers dient als voedsel voor de tong, een andere deel wordt verkocht als grondstof voor visvoer. Deze koppeling van de kweek van tong aan de gecontroleerde kweek van zaggers is een nieuw element van het project.

Voor de kweek van zaggers worden momenteel foliebassins toegepast met een diepte van 50 cm en voorzien van een zandbodem (effectieve waterdiepte ongeveer 30 cm), beluchtingsapparatuur, en pompen voor de waterverversing. Dit ontwerp is hydrologisch geïsoleerd van de omgeving waardoor geen risico bestaat voor zoutindringing naar de omgeving. De geringe waterdiepte zorgt echter voor relatief grote fluctuaties in de watertemperatuur. Aanpassingen aan het huidige ontwerp die leiden tot een beter gereguleerde temperatuurhuishouding zijn gewenst.

In de ontwerpfase van vijvers voor binnendijkse aquacultuur kunnen verschillende opties overwogen worden voor de demping (‘nivellering’) van temperatuurextremen in de vijvers:

- directe onttrekking of toevoeging van warmte aan het vijverwater
- indirecte verwarming of koeling via de toevoer van grond- of oppervlaktewater met een afwijkende temperatuur
- afscherming van de vijver tegen ongewenste opwarming of afkoeling

Deze maatregelen kunnen gecombineerd worden met tijdelijke opslag van warmte in de bodem.

1.2 Doel van de studie

De opties voor en effectiviteit van bovengenoemde maatregelen worden mede bepaald door de invloed van het weer op de vijvertemperaturen. In deze studie hebben we die invloed onderzocht.

Het doel van de studie is:

- a) Kwantificeren van de frequentie, duur en hevigheid van temperatuurextremen in ondiepe vijvers, in zomer en winter;
- b) Evaluatie van technieken voor nivellering van temperatuurextremen;
- c) Komen tot een beargumenteerde keuze van de meest geschikte techniek(en) voor conditionering van de watertemperatuur in kweekvijvers;

In deze studie beperken we ons nadrukkelijk tot een bureaustudie naar mogelijkheden om extremen in de watertemperatuur in kweekvijvers te voorkomen. Andere aspecten van de waterkwaliteit, zoals zuurstof- en zoutgehalte, blijven buiten beschouwing. Verder beperken we ons tot een klimatologische analyse van de watertemperaturen en bijbehorende nivelleringstechnieken. De consequenties voor een technisch ontwerp worden elders beschreven (Bot, 2009).

1.3 Samenvatting van de werkwijze en leeswijzer

De studie hebben we uitgevoerd met behulp van een computermodel dat watertemperatuur beschrijft als functie van weersomstandigheden. Het model is een aanpassing van een al langer bestaand model dat was ontworpen om de energiebalans en menging in de bovenste laag van de oceaan te simuleren (Large et al., 1994). Het model was in het verleden al aangepast voor berekeningen aan gasuitwisseling, energiebalans en menging van ondiepe zeeën en kustwateren (Jacobs et al., 2002). Voor het project “De Zeeuwse Tong” is deze tweede modelversie verder ontwikkeld om de specifieke situatie in vijvers te kunnen simuleren. De theoretische achtergrond en de aanpassingen van het hier gebruikte model worden in hoofdstuk 2 in grote lijnen beschreven. De details bij de theorie zijn te vinden in Appendix 1 en de daarin geciteerde literatuur. Ook de belangrijkste aspecten van de simulaties voor deze studie komen in hoofdstuk 2 aan de orde.

Na aanpassing is het model eerst gekalibreerd en geverifieerd aan de hand van waarnemingen aan een bestaande ondiepe buitenvijver voor de kweek van zagers. Het gaat om waarnemingen aan de componenten van de stralingshuishouding bij het aardoppervlak die de basis vormen voor de energiehuishouding van vijvers, en enkele weerkundige grootheden die deze energiehuishouding mede beïnvloeden. De metingen, kalibratie en verificatie zijn beschreven in hoofdstuk 3.

Vervolgens zijn met het model berekeningen uitgevoerd voor twee jaren die qua weer sterk verschilden: 1986 met een zeer koude periode in de winter, en 2006 met een relatief warme zomer met sterke instraling door de zon. Op grond van deze berekeningen is onder andere het effect van vijverdiepte op de energiestromen geëvalueerd. Ook zijn de mogelijkheden verkend om Oosterscheldewater dan wel grondwater te gebruiken als bron voor verwarming of koeling van de vijvers. Daarbij zijn onder andere schattingen gemaakt van de benodigde waterhoeveelheden. De resultaten van deze verkennende berekeningen zijn beschreven in hoofdstuk 4.

Daarna hebben we een systematische analyse uitgevoerd van de vijverklimatologie, uitgedrukt in energiestromen (aan- en afvoer van warmte) die nodig zijn om de temperatuur binnen van te voren vastgestelde grenzen te houden. Deze analyse is uitgevoerd voor de 'officiële' klimatologische periode 1971-2000. Daarvoor is gebruik gemaakt van data uit de archieven van het Europese Centrum voor Weersverwachtingen op de Middellange Termijn (ECMWF). Deze data en de analyse van de energiestromen worden in hoofdstuk 5 besproken.

Tenslotte staan de belangrijkste conclusies in hoofdstuk 6.

2 Modelling van de watertemperatuur bij een ondiepe vijver

Dit hoofdstuk beschrijft de fysische achtergrond van de processen die zijn geïmplementeerd in het computermodel VOC (*Vertical Ocean model*), dat gebruikt is om de energiehuishouding en de daarmee gepaarde gaande watertemperaturen van een ondiepe vijver te simuleren. We geven deze achtergrond in grote lijnen met als voornaamste doel om de interpretatie van de resultaten in latere hoofdstukken te ondersteunen. Voor de details van het model wordt verwezen naar Appendix 1 en de daarin geciteerde literatuur. Na een korte beschrijving van een aantal algemene kenmerken van het model wordt de modellering van de invloed van het weer beschreven. Tenslotte volgt in paragraaf 2.3 een beschrijving van de simulaties voor dit project in termen van modelconfiguratie, begin- en randvoorwaarden en de gebruikte modelopties.

2.1 Algemene kenmerken van het gebruikte model

De thermische balans en de watertemperaturen van de kweekvijvers zijn gesimuleerd met behulp van VOC. Dit model is oorspronkelijk ontworpen om de invloed van de weersomstandigheden op de energiehuishouding en de menging van de bovenste laag van oceanen te beschrijven (Large et al., 1994). Later hebben Jacobs et al. (2002) VOC aangepast voor berekeningen aan menging, watertemperaturen en gasuitwisseling op de Noordzee en van andere ondiepe wateren. Daarbij is het oorspronkelijke model onder andere uitgebreid met parameterisaties voor de invloed van golven en stroming op die processen. Bovendien is de uitwisseling tussen de atmosfeer en het wateroppervlak aangepast aan de nieuwste wetenschappelijke inzichten.

Het model is in deze studie uitgebreid met een beschrijving van de interactie tussen de vijverbodem inclusief sedimentlaag, en de interactie tussen deze laag en het vijverwater. Verder is de simulatie van effecten van neerslag en verdamping verbeterd. Het golfveld in de vijver is geparameteriseerd op basis van windsnelheid en vijverdimensie, zodat geen golfwaarnemingen meer nodig zijn om het golfveld in het model te beschrijven.

VOC is een 1D (eendimensionaal) model met een hoge mate van detaillering in de verticaal. Het is in principe dus geldig voor omstandigheden waarbij horizontale invloeden veel minder belangrijk zijn dan verticale transporten en menging. Wel kunnen randvoorwaarden worden gespecificeerd waarmee de invloed van laterale impuls-, energie- en stofstromen verdisconteerd kan worden. Hiermee kunnen ook onafhankelijke bronnen en putten van warmte en stoffen worden gedefinieerd, wat het mogelijk maakt effecten van aan- en afvoer door externe mechanismen te berekenen. In de huidige studie is deze quasi-2D optie gebruikt om het effect van via extern water aangevoerde energie te berekenen. Hierbij wordt aangenomen dat verticale transporten en menging in de waterkolom de horizontale transporten

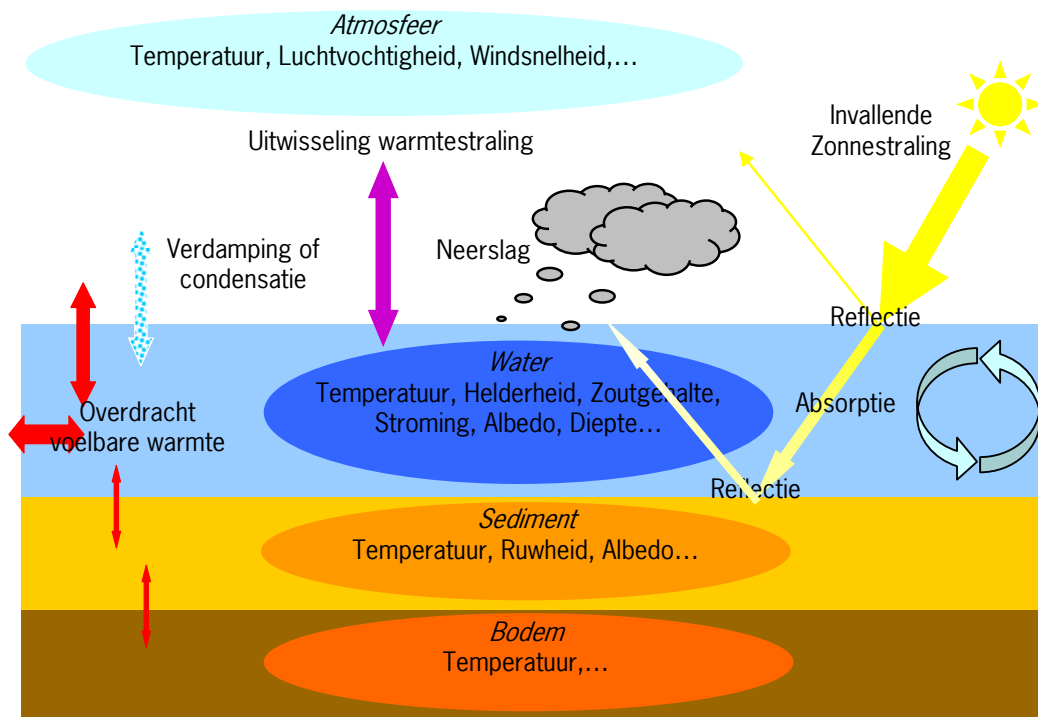
domineren, en de horizontaal toegevoerde energie binnen de in het model gebruikte tijdstap goed gemengd is.

2.2 Berekening van de invloed van het weer

De processen die de thermische balans van een vijver en daarmee de watertemperaturen bepalen zijn schematisch weergegeven in figuur 1. We onderscheiden de volgende categorieën:

- 1) Uitwisseling met de atmosfeer
- 2) Stralingsabsorptie in het water
- 3) Uitwisseling van warmte met het sediment
- 4) Menging in het water
- 5) Aan- of afvoer van energie via externe mechanismen

De categorieën 1-4 omvatten processen die veelal van nature zullen optreden en via een eendimensionale aanpak te beschrijven zijn. Voor nivellering van temperatuurextremen kunnen deze processen wel beïnvloed worden, bijvoorbeeld via afdekking of de installatie van beluchters die onder andere de menging versterken. Categorie 5 speelt van nature uiteraard geen rol, maar wordt hier in deze context besproken omdat ontwerpopties als verversing en aan- en afvoer van energie voor nivellering van temperatuurextremen de natuurlijke effecten van het weer beïnvloeden. De genoemde categorieën komen hierna één voor één aan de orde.



Figuur 2.1. Schematische weergave van processen die de watertemperatuur in een vijver bepalen. De ellipsen representeren de vier compartimenten waarover informatie beschikbaar moet zijn voor de berekening van de energiebalans. De belangrijkste benodigde informatie is daarbij aangegeven. De rechte pijlen en wolken stellen energiestromen voor en de kromme pijlen symboliseren menging.

2.2.1 Uitwisseling met de atmosfeer

De uitwisseling van energie tussen het water en de atmosfeer verloopt via overdracht van voelbare warmte, verdamping en condensatie, uitwisseling van warmtestraling en warmteoverdracht door neerslag. De invloed van kortgolvlige straling (zonnestraling) wordt in paragraaf 2.2.2 besproken. De meeste van hier beschreven principes achter de in het model gebruikte uitwisselingsprocessen zijn ook beschreven in diverse handboeken waaronder Stull (1988), Monteith en Unsworth (1990), Garratt (1992), Arya (2001) en Foken (2008).

Voelbare warmte

De overdracht van voelbare warmte wordt veroorzaakt door temperatuurverschillen tussen het water en de atmosfeer. Daarbij is de oppervlaktetemperatuur van het water maatgevend. Hoe groter de temperatuurverschillen, des te groter de energieoverdracht. De voelbare warmtestroom kan zowel van het water af gericht zijn als er naartoe. In het eerste geval zal het water enigszins afkoelen, in het tweede opwarmen. Verder zal een hardere wind de energieoverdracht bevorderen omdat die een sterkere turbulentie in de atmosfeer veroorzaakt en hierdoor menging en transport vergemakkelijkt. Turbulentie wordt ook bevorderd door positieve verticale temperatuurverschillen (warmere lucht bevindt zich beneden), en onderdrukt door negatieve verticale temperatuurverschillen (koudere lucht bevindt zich beneden).

Verdamping en condensatie

Transport van waterdamp via verdamping en condensatie zorgt voor de overdracht van zogenoemde latente warmte. De energie die nodig is voor verdamping zal aan het water onttrokken worden, waarbij dit afkoelt. Omgekeerd zal bij condensatie aan het wateroppervlak energie beschikbaar komen waardoor het water opwarmt. Het transport van waterdamp komt op gang door verschillen tussen de hoeveelheid waterdamp aan het oppervlak en in de atmosfeer. Bij een positief verschil is er sprake van verdamping, anders van condensatie. Net als bij het transport van voelbare warmte zullen een sterkere wind en positieve verticale temperatuurverschillen het transport van latente warmte bevorderen, maar zullen negatieve verticale temperatuurverschillen het transport hinderen.

De lucht aan het wateroppervlak is nagenoeg verzadigd met waterdamp. De waterdampconcentratie aan het wateroppervlak kan daarom goed berekend worden uit de oppervlaktetemperatuur en het zoutgehalte van het water. De hoeveelheid waterdamp in de lucht wordt aan de hand van de luchttemperatuur en de relatieve vochtigheid (verzadigingsgraad voor waterdamp) berekend.

Stralingswarmte

Alle objecten met een temperatuur boven het absolute nulpunt stralen warmtestraling uit en verliezen zo energie. Omgekeerd ontvangen ze ook energie via absorptie van stralingswarmte uit andere objecten. De netto balans hangt af van de temperatuurverschillen tussen de objecten en van de emissiviteit (de efficiëntie van de uitstraling, uitgedrukt op een schaal van 0 tot 1). De uitstraling is evenredig met de

absolute temperatuur tot de vierde macht, zodat kleine temperatuurverschillen tot grote stralingsverschillen kunnen leiden.

De uitstraling vanaf het wateroppervlak wordt berekend aan de hand van de oppervlaktetemperatuur. De emissiviteit van het water is iets kleiner dan 1. De terugstraling vanuit de atmosfeer is lastiger te berekenen, omdat deze naast de luchttemperatuur ook wordt bepaald door de luchtvochtigheid en de soort en hoeveelheid bewolking. Daarnaast zal een bijdrage komen van alle lagen in de atmosfeer, ieder met hun eigen temperatuur, die allemaal stralingsenergie met elkaar uitwisselen. In weersverwachtingsmodellen worden de hiervoor beschreven processen gedetailleerd berekend. Steeds vaker wordt ook de inkomende langgolvlige straling gemeten.

In het model kan inkomende langgolvlige straling via een eenvoudige parameterisatie worden berekend of via een extern gegenereerde tijdreeks als randvoorwaarde worden ingelezen. Van de inkomende langgolvlige straling zal alleen het deel ter grootte van de emissiviteit van het oppervlak opgenomen worden, de rest wordt gereflecteerd.

Neerslag

Door neerslag die op het wateroppervlak terecht komt kan het water opwarmen of afkoelen, afhankelijk van het temperatuurverschil tussen het water in de vijver en de neerslag en de neerslagintensiteit. De temperatuur van de neerslag is moeilijk te berekenen. Aangenomen wordt dat de temperatuur van de neerslag in de buurt van het oppervlak ongeveer gelijk is aan die van een goed geventileerde natte bol thermometer (Jacobs et al., 2008). Dit zijn met natte katoenen kousjes beklede thermometers die in de weerkunde worden gebruikt om de luchtvochtigheid te bepalen. Doordat het water vanaf het kousje verdampt zal warmte worden onttrokken aan de thermometer waardoor deze een lagere temperatuur bereikt dan een gewone droge thermometer. Een regendruppel kan ook worden opgevat als een natte bol, die door de valsnelheid goed geventileerd is en door verdamping warmte verliest aan zijn omgeving.

2.2.2 Stralingsabsorptie in het water

Absorptie van zonnestraling in de waterkolom is een grote natuurlijke warmtebron voor het vijverwater met aanzienlijke variaties. Dit aspect is dan ook van direct belang voor het temperatuurverloop van het water. Daarnaast is thermische stratificatie (gelaagdheid) van het water vaak direct gerelateerd aan absorptie van zonnestraling.

Van de zonnestraling die op een wateroppervlak valt wordt een klein deel meteen aan het oppervlak gereflecteerd. Vervolgens moet de stralingsabsorptie in de waterkolom zelf berekend worden. Tenslotte kan een deel van het niet-geabsorbeerde licht aan het sediment gereflecteerd en ook weer geabsorbeerd worden. De in het model geïmplementeerde principes achter deze onderdelen van de stralingsabsorptie worden hierna afzonderlijk samengevat.

Reflectie aan het wateroppervlak

De albedo of het weerkaatsingsvermogen is de verhouding tussen de gereflecteerde zonnestraling en de invallende zonnestraling. De albedo van water valt uiteen in twee delen: de bijdrage van directe straling en die van diffuse straling. Directe straling komt uit de richting van de zon, diffuse straling bereikt na zijwaartse verstrooiing in de atmosfeer het aardoppervlak (Monteith en Unsworth, 1990). De albedo voor het directe licht hangt sterk af van de stand van de zon, terwijl de albedo voor diffuus licht vrijwel constant is (Graham Cogley, 1979).

De afzonderlijke bijdrages aan de totale albedo kunnen worden gewogen naar rato van de fracties direct en diffuus licht, die weer geschat kunnen worden uit de totale invallende zonnestraling en de theoretisch maximaal haalbare zonnestraling (Bindi et al., 1992). Dit is een veelgebruikt type parameterisatie, omdat de verhouding een maat is voor de bewolgingsgraad en daarmee ook voor de fractie diffuus licht (De Rooy en Holtslag, 1999). De maximale hoeveelheid zonlicht volgt uit astronomische berekeningen en is afhankelijk van de breedtegraad en de dag in het jaar.

De totale hoeveelheid invallende zonnestraling wordt als randvoorwaarde aan het model opgelegd. Dit kan via eenvoudige parameterisaties in het model tijdens een simulatie of als een extern gegeneerde tijdreeks.

Stralingsabsorptie in de waterkolom

De absorptie van straling in de waterkolom is gerelateerd aan de golflengte. Bij zonlicht worden vaak twee golflengtebanden onderscheiden: golflengtes < 700nm en golflengtes > 700nm. We noemen deze fracties hier verder PAR ("Photosynthetic Active Radiation", 400-700nm, door planten voor fotosynthese gebruikt), respectievelijk NIR ("nabij infrarood", 700-1500nm), naar de belangrijkste bijdrage in elke band. De energie van het zonlicht is ongeveer gelijk verdeeld tussen PAR en NIR (Monteith en Unsworth, 1990). De energie in de NIR-band wordt voor het overgrote deel vrijwel direct onder het oppervlak geabsorbeerd; die in de PAR-band dringt veel verder door en dooft met toenemende diepte bij benadering exponentieel uit (Paulson en Simpson, 1977; Scheffer, 2004).

De uitdovingscoëfficiënt is binnen de bovengenoemde golflengtebanden ook golflengteafhankelijk. In het oorspronkelijke model werden daarom 9 golflengtebanden onderscheiden, ieder met hun eigen bijdrage aan de energie in het zonlicht (Jacobs et al., 2002). De absorptie binnen de PAR-band is sterk afhankelijk van de eigenschappen van absorberende deeltjes in het water, zoals algen, afvalstoffen of zwevende sedimentdeeltjes. Dit maakt de uitdovingscoëfficiënt binnen PAR in principe afhankelijk van de diepte, maar in troebel water en bij geringe diepte is het effect klein (Scheffer, 2004). In deze studie wordt aan vijvers met een dergelijke karakteristiek gerekend. Het doel is niet een ecologische modellering, bijvoorbeeld de modellering van de groei van algen, maar een modellering van het temperatuurverloop waarbij over het algemeen goede menging verwacht wordt. Daarbij zijn geen gegevens over de waterkwaliteit voorhanden. Om deze redenen, en omdat een onderscheid tussen 9 golflengtebanden kalibratie van het model een stuk lastiger maakt gaat deze studie net als die van Jacobs et al. (2008) uit

van PAR en NIR. Daarbij is aangenomen dat het aandeel NIR in het zonlicht 45% bedraagt.

De absorptiekenmerken van het water zijn in eerste instantie gekalibreerd op die van de meer gedetailleerde modelversie. Die initiële kalibratie is zo uitgevoerd dat de totale hoeveelheid geabsorbeerde energie in de waterkolom bij het 2-banden model gelijk was aan de geabsorbeerde energie in het 9-banden model. De resultaten van een simulatie van de temperatuur met twee banden werd zo vrijwel identiek aan een met de oorspronkelijke 9 banden. Vervolgens zijn waarnemingen gebruikt om het model via de absorptiekenmerken op basis van twee banden te kalibreren. Dit is beschreven in Hoofdstuk 3.

Bij de scenariostudies is ervan uitgegaan dat de hoeveelheid straling die het sediment bereikt onafhankelijk is van de vijverdiepte. Dus bij diepe vijvers bereikt evenveel licht de bodem als bij ondiepe vijvers. Dat impliceert de aanname dat zich steeds een gegeven hoeveelheid algen in het water ontwikkelt. De groei van deze algen wordt door licht gelimiteerd. Bij evenwicht tussen algengroei en -sterfte wordt in de waterkolom een gegeven fractie van PAR geabsorbeerd. Deze fractie is onafhankelijk van de diepte en de mate van achtergrondtroebeling die onder andere van zwevende sedimentdeeltjes afhangt (Scheffer, 2004). De uitdovingscoëfficiënt voor PAR is dan omgekeerd evenredig met de vijverdiepte.

Reflectie aan het sediment

Bij geringe dieptes zal een deel van het licht aan het sediment gereflecteerd worden en weer geabsorbeerd kunnen worden. Zo ontstaat als het ware een omhoog gerichte stralingsstroom vanaf het sediment, naast de omlaag gerichte stralingsstroom vanaf het wateroppervlak.

We veronderstellen dat de absorptie van beide stralingstromen fysisch identiek verloopt, dus via een exponentiële uitdoving. De uitdoving wordt per onderscheiden waterlaag voor elke stralingsstroom afzonderlijk berekend en opgeteld. Het deel dat niet gereflecteerd wordt kan deels als voelbare warmte vanaf de bodem worden toegevoerd of gebruikt worden om het sediment en van daaruit het water op te warmen. Deze processen komen in de volgende paragraaf aan de orde.

Voor berekeningen aan dit onderdeel van de stralingsabsorptie zijn geen extra weergegevens nodig. De albedo van het sediment wordt als modelparameter bij de initialisatie van het model ingelezen.

2.2.3 Warmte-uitwisseling met het sediment

Over de uitwisseling van warmte met het sediment is weinig bekend. Meestal wordt aangenomen dat deze uitwisseling klein is. Hull et al. (1984) rapporteren echter “onverwacht grote” energiestromen tussen water en sediment, en tussen sediment en bodem. Cathcart (1987) schrijft modelfouten toe aan het ontbreken van uitwisseling met het sediment.

Op basis van deze oudere studies hebben Losordo en Piedrahita (1991) besloten deze uitwisseling te modelleren. De parameterkeuze leidt daarbij tot een “realistisch maximum”. Een nadere analyse van hun resultaten ontbreekt echter.

In een recente studie hebben Paaijmans et al. (2008) op basis van waarnemingen en modellering een analyse uitgevoerd van de bijdrage van de bodemwarmtestroom aan de toe- en afvoer van energie aan het water in een aantal ondiepe plassen in Kenia. De analyse is onder andere uitgevoerd voor waterplassen met een diepte van 32 cm, vergelijkbaar met de diepte van de kweekvijvers waarop wij het VOC model gekalibreerd hebben. De geanalyseerde waterplas had een doorsnede van 96 cm. Op 3 verschillende dagen in een jaar varieerde de bijdrage van de verticale bodemwarmtestroom bij deze diepte tussen 0,1% en 2,1%. De bijdrage van laterale energiestromen vanuit de bodem was nog kleiner, namelijk maximaal 0,7%. Lamoureux et al. (2006) vonden op basis van een modelstudie een vergelijkbare bijdrage, van gemiddeld 1-5%, en tot maximaal 10% op sommige dagen in de winter.

Deze resultaten bevestigen dat de energie-uitwisseling met het sediment een rol speelt, maar gemiddeld zo klein is dat een gedetailleerde beschrijving ervan niet nodig is. Verder blijkt dat de laterale interactie bij relatief kleine waterplassen al bijzonder klein is en dat deze term voor grotere vijvers daarom verwaarloosbaar mag worden geacht.

In deze studie hebben we VOC uitgebreid met twee eenvoudige opties om de interacties met het sediment te beschrijven.

Optie 1 komt overeen met de werkwijze van Losordo en Piedrahita (1991), die de temperatuur van het sediment dynamisch, maar op een eenvoudige wijze simuleerden. Het sediment van de vijver wisselt dan energie uit met het water en met de ondergrond. In beide gevallen wordt de uitwisseling veroorzaakt door temperatuurverschillen, waarbij de temperatuur in het sediment uniform wordt verondersteld. Voor de uitwisseling met het water gaan we uit van het verschil met de watertemperatuur op de eerste modellaag boven het sediment. Voor de uitwisseling met de ondergrond gaan we uit van een constante bodemtemperatuur op een nader te bepalen afstand van de onderkant van het sediment. De laag waarin die temperatuur heerst, functioneert als een soort oneindige put of bron van warmte (Hull et al., 1984). Daarnaast is er opwarming van het sediment door licht dat het sediment bereikt en niet wordt teruggekaatst.

Optie 2 is vergelijkbaar met de aanpak van Lamoureux et al. (2006). Hierbij wisselt de vijver rechtstreeks energie uit met de onderliggende bodem. De bodemtemperatuur volgt uit een wiskundige oplossing voor het beschrijven van warmte-indringing in de bodem. Om de bodemtemperatuur te berekenen gebruiken we alleen de beschrijving voor het jaarlijkse verloop van de temperatuurgolf die uit de wiskundige oplossing volgt. De eigenschappen van de golf (amplitude, fase) zijn in eerste instantie gefit aan de waargenomen bodemtemperaturen op 50 cm diepte onder een grasveld in Wageningen. Daarna vond verdere kalibratie plaats als beschreven in paragraaf 3.5.

2.2.4 Menging van het water

De menging van het water bepaalt onder andere de temperatuuropbouw in het water. De dichtheid van water neemt toe met afnemende temperatuur. In tegenstelling tot zoet water, dat zijn maximale dichtheid bereikt bij 4°C, gaat deze toename van de dichtheid bij zout water door tot het vriespunt bereikt wordt (Gill, 1982). Zout water dat kouder is dan zijn omgeving zal naar beneden zakken, zout water dat warmer is zal opstijgen. Zonder verdere menging zou er dus een thermische gelaagdheid ontstaan waarbij het warme water zich boven in de kweekvijver bevindt. Daarnaast kan er ook nog gelaagdheid ontstaan door verschillen in het zoutgehalte: de waterdichtheid neemt toe met een toenemend zoutgehalte. Gelaagdheid wordt echter tegengegaan door turbulentie, waardoor het water vaak effectief gemengd wordt.

Thermische gelaagdheid komt bij ondiepe vijvers relatief weinig voor (Scheffer, 2004). Bij niet al te diepe kweekvijvers met stroming levert de aanname van een goed gemengde waterkolom bij berekeningen aan het temperatuurverloop over langere periodes dan ook vaak redelijke resultaten op. In het verleden is thermische gelaagdheid van het water in kweekvijvers vaak genegeerd of slechts ruw gemodelleerd. Bij stilstaand water of bij dieper stromend water kan vooral bij zonnig weer in de zomer wel degelijk een gelaagdheid optreden. Later werd gelaagdheid in kweekvijvers ook in verband met het gedrag van andere waterkwaliteitsindicatoren meer en meer bestudeerd (zie onder andere Losordo en Piedrahita, 1991; Culberson en Piedrahita, 1996).

Het hier gebruikte VOC-model was in het verleden juist ontworpen om gelaagdheid te bestuderen, zij het in de oceaan (Large et al., 1994; Jacobs et al., 2002). Omdat diepere vijvers voor een toekomstig ontwerp niet uitgesloten zijn is deze functionaliteit van het model ook in deze studie gebruikt. Voor berekeningen aan de menging in het water zijn de hierna samengevatte principes in het model geïmplementeerd. We onderscheiden daarbij de volgende categorieën:

- Effecten van afkoeling en opwarming
- Impulsoverdracht en – transport
- Dichtheidsverschillen door zoutgehalte

Effecten van afkoeling en opwarming

Temperatuurverschillen en verschillen in het zoutgehalte ontstaan door de processen die in de voorgaande paragraaf beschreven zijn. Afhankelijk van de aard van de temperatuurverschillen zal turbulentie opgewekt en gestimuleerd, of juist onderdrukt worden (Gill, 1982; Kraus en Businger, 1994).

Afkoeling vindt voor het overgrote deel direct aan het wateroppervlak plaats. De betrokken processen zijn uitstraling van stralingswarmte, verdamping, afvoer van voelbare warmte en afkoeling door neerslag. Daarom is het water direct aan het oppervlak vaak iets koeler dan verder weg van het oppervlak (Katsaros, 1980). De afkoeling brengt een neerwaartse beweging van het water op gang, en stimuleert zodoende turbulentie en dus menging van het water. Alleen door afkoeling via het sediment zal koeler water aan de bodem ontstaan, wat turbulentie enigszins

onderdrukt. Deze warmtestroom is voor waterdieptes vanaf enkele decimeters echter relatief klein (Paaijmans et al., 2008).

Verwarming direct aan het wateroppervlak vindt plaats door absorptie van NIR (zie paragraaf 2.2.2), toevoer van voelbare warmte, condensatie, en verwarming door neerslag. Absorptie van PAR zal tot op een grotere diepte plaatsvinden (zie paragraaf 2.2.2). Omdat deze absorptie afneemt met de diepte, zullen waterlagen dicht bij de atmosfeer door dit proces relatief sterk opwarmen. Al met al is de opwarming het grootste aan het oppervlak en zullen deze processen de turbulentie over het algemeen onderdrukken. Een uitzondering is toevoer van warmte vanuit het sediment, waarbij het water aan de onderkant warmer wordt en een stijgende beweging zal inzetten. Maar deze bijdrage is voor waterdieptes vanaf enkele decimeters gering (Paaijmans et al., 2008).

Impulstransport en -transport

De eerste gemodelleerde bron van mechanische productie van turbulentie is impulsoverdracht vanuit de atmosfeer. Deze impulsoverdracht ontstaat door de wind die aan het oppervlak enigszins wordt afgeremd. De overdracht is groter naarmate het oppervlak ruwer wordt, in het geval van water bij toenemende golfhoogte en door golfbreking (Garratt, 1992; Kraus en Businger, 1994). Omdat de vijvers echter relatief klein zijn komt de stroming in de atmosfeer niet in evenwicht met de eigenschappen van het vijveroppervlak. Daarom gaan we voor de berekening van de impulsoverdracht in deze studie uit van de ruwheid in de omgeving van de vijver.

De tweede gemodelleerde bron van mechanische productie van turbulentie in het water is golfbreking. Dit betreft niet alleen de zichtbare breking die gepaard gaat met schuimkoppen (Terry et al., 1996). Het model houdt ook rekening met breking van microgolven die al bij lage windsnelheid op het wateroppervlak aanwezig zijn en kunnen breken (Csanady, 1990). Voor deze berekeningen zijn de karakteristieken van het golfveld nodig. Deze kunnen via een eenvoudige parameterisatie op basis van windsnelheid, impulsoverdracht vanuit de atmosfeer en vijverdimensie tijdens de simulatie worden berekend, of via een extern gegenereerde tijdreeks als randvoorwaarden worden ingevoerd.

De derde gemodelleerde bron voor mechanische opwekking van turbulentie is stromingsverschillen in het water. Deze stromingsverschillen ontstaan zowel aan het oppervlak onder invloed van de wind als aan de bodem door interactie met het sediment. Aan het oppervlak heeft de wind meestal de neiging het water te versnellen, waardoor de stroomsnelheid in de richting van het oppervlak iets toeneemt. Door wrijving aan het sediment wordt het water afgeremd, waardoor de stroomsnelheid vlakbij het sediment iets lager zal worden. De snelheid van het wateroppervlak wordt berekend aan de hand van de windsnelheid. Aangenomen wordt dat de stroomsnelheid nul is aan het sedimentoppervlak zelf. Het model berekent de snelheidsverschillen tussen deze twee grenzen uit het impulstransport in het water, dat afhangt van de turbulentie zelf (Troen en Mahrt, 1986; Large et al. 1994). Desgewenst kan de gebruiker een basisstroomsnelheid van het water

specificeren, bijvoorbeeld een stroomsnelheid door het rondpompen van water in de vijver.

Effecten van zoutgehalte

Door verdamping zal het zoutgehalte aan het oppervlak iets toenemen. Het water wordt daardoor zwaarder wat leidt tot een dalende beweging met de daarmee gepaard gaande productie van turbulentie. Omgekeerd zullen condensatie en neerslag via de toevoer van zoet water tot verdunning aan het oppervlak leiden. Daarbij worden verticale bewegingen en turbulentie onderdrukt (Gill, 1982; Large et al., 1994).

2.2.5 Aan- of afvoer van energie via externe mechanismen

Zoals eerder opgemerkt is VOC een 1D model en in principe dus geldig voor omstandigheden waarbij horizontale invloeden onbelangrijk zijn in vergelijking met verticale transporten en menging. Via de specificatie van bronnen en putten voor warmte, zoutgehalte, impuls en stoffen kunnen echter speciale randvoorwaarden worden opgelegd waarmee toch de invloed van externe en laterale invloeden verdisconteerd kan worden. Op deze manier hebben Jacobs et al. (2002) het mogelijke effect van getijdenstroming en CO₂-productie van algen op de gasuitwisseling bij de Noordzee beschreven.

In de huidige studie is deze optie verder uitgebouwd en gebruikt om de haalbaarheid van specifieke conditioneringsopties in te schatten. Daartoe wordt de temperatuur halverwege de waterkolom gevolgd. Zodra de temperatuur beneden een gegeven kritisch minimum komt wordt bijgehouden hoeveel netto energieverlies in elke tijdstap optreedt. Deze hoeveelheid energie wordt vervolgens gecompenseerd, door hem als bronterm weer toe te voeren aan het water en daarbij over de hele waterkolom te verdelen. Wanneer de temperatuur een gegeven kritisch maximum overschrijdt wordt de netto opwarming per tijdstap berekend en als zogenoemde putterm weer afgevoerd. Op deze manier blijft de watertemperatuur bij benadering tussen de opgegeven kritische grenzen. Omdat de compensatie optreedt nadat een onder- of overschrijding is geconstateerd worden de grenzen nooit helemaal exact gehandhaafd. De afwijking is afhankelijk van de grootte van de gekozen tijdstap.

Wanneer simulaties met deze optie worden uitgevoerd worden de benodigde hoeveelheden energie voor verwarming of koeling bijgehouden. Bij gebruik van extern water (bijvoorbeeld Oosterscheldewater of grondwater) voor dit doel wordt bovendien bijgehouden hoeveel water nodig zou zijn om de temperatuurgrenzen te handhaven. Deze berekeningen worden uitgevoerd per oppervlakte-eenheid en zijn gebaseerd op de het temperatuurverschil tussen het vijverwater en het externe water.

In deze studie gebruiken we naast bron- en puttermen voor warmte ook bron- en puttermen voor zout. Dit dient om effecten van verdamping, condensatie en neerslag op het gemiddelde zoutgehalte te compenseren.

2.3 Uitvoering van de simulaties

Voor het uitvoeren van de simulaties met VOC zijn de volgende definities en gegevens nodig:

- Modelconfiguratie en startcondities in het water
- Meteorologische omstandigheden en andere randvoorwaarden
- Andere benodigde gegevens en instelling van gebruiksopties

Het gebruik van deze gegevens in deze studie wordt in de nu volgende subparagrafen besproken. Details over specifieke simulaties en afwijkingen van de standaardwaarden worden waar nodig in de volgende hoofdstukken beschreven. De gegevens worden via aparte invoerbestanden ingelezen. Voorbeelden van deze bestanden zijn gegeven in Appendix 2.

2.3.1 Modelconfiguratie en startcondities in het water

De modelconfiguratie en de startcondities in het water worden in een speciaal invoerbestand gedefinieerd; dit bevat een tabel met een aantal dieptes en op elk van die dieptes de volgende gegevens:

- zonale en meridionale component van de stroomsnelheid;
- watertemperatuur;
- zoutgehalte;
- speciale begincondities met betrekking tot gelaagdheid.

De dieptes corresponderen met het midden van de modellagen. Aan het begin van de simulaties worden hieruit de laagdiktes en de diepte van de waterkolom berekend.

In de simulaties is gekozen voor een verticale resolutie die varieert met de diepte, en die vanaf het midden toeneemt in de richting van het wateroppervlak en het sediment. Een zeer ondiepe vijver van 16 cm heeft 14 lagen waarvan de dikte varieert tussen 4mm aan het oppervlak en bij het sediment tot 1,6 cm in het midden van het modeldomein. Een diepe vijver van 256 cm heeft 22 lagen met een laagdikte van 25,6 cm in het midden van het modeldomein. Dit leidt tot 14 lagen in een ondiepe vijver en 22 in een diepe.

De begintemperatuur komt overeen met de waargenomen watertemperatuur aan het begin van een kalibratierun (hoofdstuk 3), of is steeds 5°C bij de scenarioruns en klimatologische analyses (hoofdstukken 4 en 5). In die laatste gevallen komt de modeltemperatuur in evenwicht met de heersende meteorologische omstandigheden door dag 1 van de simulaties (1 januari) driemaal te herhalen met de gegeven weersomstandigheden. Deze *spinup* van het model is niet in de analyses verwerkt.

Het zoutgehalte is steeds geïnitieerd op 31‰, en de stroomsnelheden op 0ms⁻¹. Verder is aangenomen dat in het begin sprake is van perfecte menging.

2.3.2 Meteorologische omstandigheden en andere randvoorwaarden

Weersomstandigheden moeten als randvoorwaarden bekend zijn. In deze studie is gebruik gemaakt van twee databronnen voor de meteorologische condities:

- 1) eigen waarnemingen bij een bestaande zagervijver voor kalibratie en verificatie van het model (hoofdstuk 3);
- 2) in het weermodel van het ECMWF berekende omstandigheden voor de scenariostudies en de klimatologische analyses (hoofdstukken 4 en 5).

De volgende gegevens worden als tijdreeks ingelezen en indien nodig geïnterpoleerd (lineair voor stralingsdata of *cubic spline* voor de overige data) naar de modeltijd:

- Impulsoverdracht vanuit de atmosfeer, berekend uit de windsnelheid op 10m hoogte en de ruwheid van de omgeving. Dit is een van de bronnen van mechanische turbulentie. Deze grootte wordt ook gebruikt om de karakteristieken van het golfveld tijdens de simulaties te berekenen.
- Windsnelheid op 10m hoogte. Hieruit wordt de weerstand tegen het turbulente transport van warmte en waterdamp in de atmosfeer berekend. Verder volgt de stroomsnelheid aan het oppervlak uit deze grootte. Tenslotte wordt hij gebruikt in de definitie van het golfveld.
- Temperatuur en relatieve vochtigheid van de lucht op 2m hoogte. Worden gebruikt voor de berekening van de voelbare warmtestroom, verdamping en condensatie.
- Invallende zonnestraling (kortgolvlige straling). Deze wordt hier niet tijdens de simulaties uit een parameterisatie berekend, maar via een van tevoren gegenereerde tijdreeks als randvoorwaarde ingelezen. Leidt tot opwarming via absorptie van licht in de waterkolom.
- Inkomende warmtestraling (langgolvlige straling). Deze wordt hier niet tijdens de simulaties uit een parameterisatie berekend, maar via een van tevoren gegenereerde tijdreeks als randvoorwaarde ingelezen. Wordt gebruikt om de netto afkoeling van het oppervlak door uitwisseling van stralingswarmte te berekenen.
- Atmosferische druk. Heeft vooral een functie bij de eventuele berekening van gasuitwisseling. Deze functionaliteit is hier niet gebruikt. Wordt verder gebruikt bij de berekening van de specifieke vochtigheid in de lucht voor berekening van de verdamping.
- Intensiteit van de neerslag. Zorgt voor warmteoverdracht door temperatuurverschillen met het water in de vijver en voor toevoer van zoet water.
- Meridionale en zonale stroomsnelheid in het midden van de waterkolom. Deze beïnvloeden het impulstransport in het water. De meridionale snelheid is hier steeds vastgesteld op 5 cm s^{-1} om het rondpompen van water in de vijvers te simuleren. De zonale snelheid is steeds 0 cm s^{-1} genomen.
- Temperatuur van de bodem. Is in onze simulaties vastgelegd op 11°C en wordt gebruikt om de warmte-uitwisseling met de bodem te berekenen.
- Significante golfhoogte en snelheid van de dominante watergolven. De opgegeven tijdreeksen worden in deze studie niet gebruikt. Deze karakteristieken van het golfveld voor de berekening van de effecten van golfbreking op

turbulentie worden tijdens de simulaties uit impulsoverdracht, windsnelheid en karakteristieke vijverdimensie berekend volgens de parameterisaties van het Coastal Engineering Research Center (1984).

- Temperatuur van het water dat gebruikt wordt voor conditionering. Wordt gebruikt voor de berekening van het toevoerdebiet van extern water. In deze studie gaan we uit van Oosterscheldewater of grondwater. Dit water levert steeds een kleine bijdrage aan de energiebalans van de gesimuleerde vijver omdat verlies van water via verdamping altijd uit deze bron gecompenseerd wordt.

2.3.3 Andere benodigde data en instelling van gebruiksopties

Een derde dataset die nodig is om simulaties met het model uit te voeren omvat naast een aantal gegevens ook de gebruiksopties. Hier bespreken we de gegevens en opties die gebruikt zijn bij alle voor dit project uitgevoerde simulaties. Bij de beschrijving van de kalibratie en de klimatologische analyses zullen we de daar gebruikte specifieke opties verder beschrijven. De benodigde invoer is verdeeld over een aantal sets:

- Locatie en daaraan verbonden variabelen die de atmosferische doorlatendheid voor straling ter plaatse bepalen. We nemen hier een locatie in Nederland (52°N, 4°O), met bijbehorende atmosferische doorlatendheid voor De Bilt (Holtslag en van Ulden, 1983). Deze laatste parameters worden alleen gebruikt om de maximale instraling op een onbewolkte dag in Nederland te berekenen en spelen bij de berekeningen een ondergeschikte rol.
- Gesimuleerde periode, tijdstappen in het model en gewenste *spinup* tijd. Als tijdstap is steeds 900s (15 minuten) genomen. Dit levert stabiele resultaten bij een acceptabele rekentijd. Verder is de *spinup* drie dagen bij de klimatologische analyses en de scenarioruns, en 0 dagen voor de kalibratie (zie ook paragraaf 2.3.1).
- Parameters voor turbulentiekenmerken en stroming. Relevante parameters zijn alleen het kritisch Richardson getal (0,00015; gebruikt bij de detectie van eventuele gelaagdheid en de grenslaagdikte), het aandeel van de oppervlaktelaag in de grenslaag (0,1), en de hydrodynamische ruwheid van het sediment (0,0001 m).
- Instellingen voor tracertransport (opgeloste gassen). Deze zijn voor deze studie niet relevant en beïnvloeden de simulaties van het temperatuurverloop niet (ingelezen als *dummy* variabelen).
- Kritische minimum- en maximumtemperatuur bij conditionering, vijverdimensie (oppervlakte 1000m²), karakteristieke aanstrijk lengte voor berekeningen aan het golfveld (50m), en het debiet van aangevoerd extern water (standaard 0.000138 m³s⁻¹; alleen actief bij simulaties met deze bron van water).
- Parameters en opties die de simulatie van de interactie met het sediment bepalen. We gaan steeds uit van simulaties waarin de uitwisseling van impuls en warmte tussen het water en het sediment wordt berekend. Daarbij nemen we een sedimentdikte aan van 20 cm. De referentietemperatuur voor de berekening van

warmteoverdracht met de bodem onder de vijver stellen we op 11°C, op een afstand van 2m. Als albedo van het sediment nemen we 0,33.

- De *switches*, die een aantal modelopties bepalen. Meteorologische randvoorwaarden worden steeds als tijdserie opgelegd. In een aantal gevallen gebruiken we hiervoor gemodelleerde velden van het ECMWF (zie ook hoofdstuk 5). We rekenen steeds met effecten door dichtheidsverschillen in het water en beschrijven transport door grotere wervels, ook bij goed gemengde situaties (de zogenoemde *countergradient* term; zie Appendix 1). Verder simuleren we warmteoverdracht door neerslag, absorptie van straling in de waterkolom en interacties tussen het water en het sediment. Transport en chemische reacties van CO₂ spelen geen rol. Karakteristieken van het golfveld worden via parameterisaties tijdens de simulaties berekend. De ingelezen tijdreeksen zijn dus *dummy* reeksen. Voor de evaluatie van conditioneringsopties wordt de temperatuur soms tussen de eerder gegeven kritische onder- en bovengrens beperkt. We nemen daarbij in de meeste gevallen geen basistoever van extern water aan.
- Tenslotte worden de namen ingevoerd van de bestanden met:
 - 1) absorptiekarakteristieken van het water (in deze studie afhankelijk van de vijverdiepte)
 - 2) de meteorologische tijdreeksen
 - 3) de modelconfiguratie en begintoestand in het waterDeze bestanden worden bij de initialisatie van het model ingelezen en de gegevens verder verwerkt.

3 Kalibratie en evaluatie van het vernieuwde model

Voor adequate modellering is kalibratie en evaluatie van het model aan de hand van betrouwbare, geregistreeerde variabelen van groot belang. Daarom is in de periode juni 2008 tot maart 2009 een aantal meteorologische metingen uitgevoerd op het terrein van het bedrijf Topsy Baits in Wilhelminadorp. De kalibratie en evaluatie van het VOC-model op basis van deze waarnemingen zijn in dit hoofdstuk beschreven. Eerst geven we een overzicht van de uitgevoerde metingen in paragraaf 3.1. Aan de hand van een deel van deze metingen is het model gekalibreerd. In paragraaf 3.2 beschrijven we de belangrijkste karakteristieken van deze kalibratieruns. Daarna komen in de paragrafen 3.3-3.5 achtereenvolgens de kalibratie van albedo, emissiviteit en stralingsabsorptie in het water aan de orde. Het model is geëvalueerd op basis van het waargenomen temperatuurverloop in het water. Bij deze evaluatie is uitgebreid aandacht besteed aan de modellering van de uitwisseling met het sediment. De twee routines voor de berekeningen hieraan zijn afzonderlijk gekalibreerd aan de hand van de watertemperaturen. Zoals beschreven in paragraaf 3.6 is de kalibratie hand in hand gegaan met een evaluatie van het model met betrekking tot de beschrijving van watertemperaturen in ondiepe vijvers.

3.1 Overzicht van de metingen

Het in Hoofdstuk 2 en de Appendix beschreven model is gekalibreerd aan de hand van metingen die bij het bedrijf Topsy Baits in Wilhelminadorp zijn uitgevoerd. Op het terrein van dit bedrijf bevindt zich een honderdtal kweekvijvers voor zagers (Figuur 3.1). De vijvers zijn 10m bij 100m groot, en hebben een diepte van 50 cm. Ze zijn afgeschermd van de omgeving door middel van een folie. Op de bodem bevindt zich een sedimentlaag van ongeveer 20 cm dik, zodat de effectieve waterdiepte ongeveer 30 cm bedraagt. Elke vijver wordt voortdurend van water voorzien via een waterinlaat. Toevoer van zuurstof vindt plaats via bruislangen. Verder wordt het water gemengd en in beweging gehouden door middel van speciaal ontworpen schoepenraderen. Het stroomt met een snelheid van naar schatting enkele centimeters per seconde.



Figuur 3.1. Zagervijver bij Topsy Baits in Wilhelminadorp. Links op de voorgrond is het uiteinde van een schoepenrad te zien. De vijvers worden afgeschermd van vogels door toepassing van netten. Zie hoofdstuk voor meer gedetailleerde informatie.

Tabel 3.1. Overzicht van de metingen bij Topsy Baits in Wilhelminadorp. Gegeven zijn de gemeten grootbeden, type en merk van de sensor, de hoogte boven het wateroppervlak en de afstand tot de vijverrand vanaf de positie boven of in het water.

Grootheid	Sensor	Hoogte (m)	Afstand (m)
Inkomende kortgolvlige straling	NR01 (Hukseflux)	0,55	2,0
Inkomende langgolvlige straling	NR01 (Hukseflux)	0,55	2,0
Uitgaande kortgolvlige straling	NR01 (Hukseflux)	0,45	2,0
Uitgaande langgolvlige straling	NR01 (Hukseflux)	0,45	2,0
Kortgolvlige straling onder water	SKS1110 (Skye)	-0,24	1,0
Watertemperatuur	107 (Campbell)	-0,20	1,0
Windsnelheid	A100R (Vector)	1,65	0,0
Luchtvochtigheid	HMP45A Vaisala	1,25	0,0
Luchttemperatuur	HMP45A Vaisala	1,25	0,0

Sensoren voor waarnemingen van 4 componenten van de stralingsbalans (inkomende en gereflecteerde kortgolvlige straling, inkomende en uitgaande langgolvlige straling), luchttemperatuur en -vochtigheid en windsnelheid zijn naast één van de zagervijvers geplaatst (Figuur 3.2). Verder is een sensor voor de meting van de stralingsintensiteit onder water geplaatst en een sensor voor meting van watertemperatuur. Een overzicht van de meetopstelling is gegeven in Tabel 3.1. De sensoren voor de meteorologische waarnemingen en de watertemperatuur zijn op 24 juni 2008 geplaatst. Op 14 augustus 2008 kon ook de onderwatersensor voor straling worden geïnstalleerd en kwam de dataset van de voorliggende periode beschikbaar. Op 8 oktober 2008 is onderhoud gepleegd aan de opstelling. Daarbij is onder andere de onderwatersensor voor straling schoongemaakt en kwam het tweede deel van de dataset beschikbaar. Ook is een telefonische verbinding voor dataoverdracht geïnstalleerd. Vanaf eind december kwam regelmatig vorst voor. De onderwaterthermometer gaf daarbij geregeld temperaturen aan die op ijsvorming in de vijver

duidden. Omdat het model niet geschikt is voor situaties met ijs zijn de data vanaf half december niet gebruikt bij de kalibratie en evaluatie. Op 12 maart 2009 is de meetopstelling ontmanteld.



Figuur 3.2. Impressie van de meteorologische waarnemingen bij de zagervijver op het terrein van Topsy Baits in Wilbelminadorp. A: windsnelheid; B: luchttemperatuur en –vochtigheid; C: stralingscomponenten; D: zonnepaneel voor energievoorziening.

3.2 Uitvoeren van de kalibratie- en evaluatieruns

Kalibratie en evaluatie van het model zijn uitgevoerd in twee stappen, op basis van data uit de periode 25 juni tot en met 14 december 2008 (173 dagen). Met de dataset uit de eerste periode, van 25 juni tot en met 13 augustus 2008, zijn in eerste instantie de gesimuleerde albedo en de emissiviteit van het water aangepast aan de waarnemingen. De absorptiekarakteristiek van het water kon pas aangepast worden na het beschikbaar komen van de metingen die na 14 augustus 2008 zijn uitgevoerd. De albedo en de emissiviteit zijn daarbij niet verder aangepast. Voor de evaluatie en de keuze van de sedimentmodule zijn watertemperaturen uit de hele periode gebruikt.

De fasering gaat ervan uit dat de hier beschouwde grootheden onafhankelijk van elkaar gekalibreerd kunnen worden. Al met al zijn de volgende sets met kalibratie en evaluatieruns uitgevoerd:

- kalibratie van albedo en emissiviteit voor de periode 25 juni – 14 augustus 2008, met ongekalibreerde karakteristieken voor absorptie van zonlicht in water, en met ongekalibreerde sedimentmodule met voorgeschreven sedimenttemperatuur
- kalibratie van karakteristieken voor absorptie in het water op basis van waarnemingen in de periode 15 augustus-14 december 2008, met gekalibreerde albedo en emissiviteit en ongekalibreerde sedimentmodule met voorgeschreven sedimenttemperatuur

- evaluatie van modelkwaliteit voor de berekening van watertemperaturen met gekalibreerde albedo, emissiviteit en absorptiekaracteristieken, en kalibratie van beide sedimentmodules.

In alle gevallen zijn de bij de vijver waargenomen windsnelheid, luchttemperatuur, luchtvochtigheid, en inkomende kort- en langgolvlige straling gebruikt als aan het model voorgeschreven meteorologische omstandigheden. De luchtdruk speelt in de huidige simulaties een ondergeschikte rol. Hiervoor zijn de uurlijkse waarnemingen van het meteorologische station “Haarweg” te Wageningen gebruikt (www.met.wau.nl). Van dit station zijn in eerste instantie ook de op 50 cm diepte gemeten bodemtemperaturen onder gras gebruikt om de sedimenttemperatuur voor te schrijven. Verder zijn de dagsommen van de neerslag van het station KNMI station te Wilhelminadorp gebruikt. De aan neerslag gekoppelde energiestromen zijn relatief klein en de timing ervan is minder belangrijk dan het totale effect. Daarom zijn in de simulaties de dagsommen steeds toegekend aan het eerste uur van de desbetreffende dag.

Alle simulaties zijn uitgevoerd voor een waterdiepte van 32 cm en een sedimentdikte van 20 cm. De watertemperatuur is over de hele waterdiepte geïntialiseerd op de waargenomen watertemperatuur van 25 juni 2008, 0:00 uur. De overige procedures en instellingen zijn als beschreven in paragraaf 2.3.

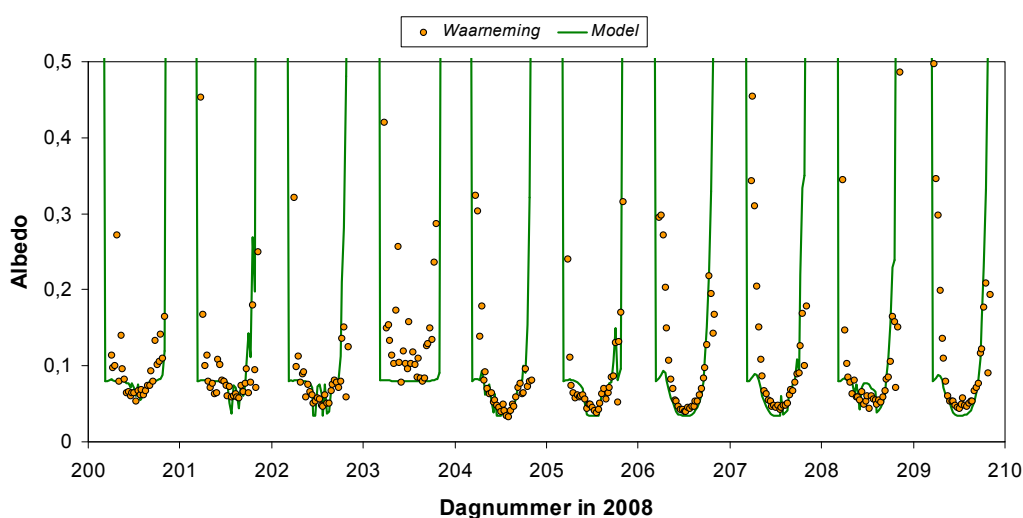
3.3 Albedo

De albedo van het water is uit de metingen berekend als de verhouding tussen de gereflecteerde en inkomende kortgolvlige straling, uit de meetreeks van 25 juni tot en met 13 augustus 2008. De gemodelleerde dagelijkse trend in de albedo kwam redelijk overeen met waargenomen trend: een snel dalende albedo na zonsopkomst, gevolgd door een periode met relatief weinig variatie over de dag en een snel stijgende albedo voor zonsondergang.

Vooral de waarde overdag is van belang omdat de energiestromen dan het grootst zijn. De details van de scherpe stijging en daling bij zonsopkomst en zonsondergang zijn lastig te simuleren, maar minder van belang. Bovendien veroorzaakt dit verschijnsel in combinatie met relatief lage waarden van de energiestromen een grote spreiding in waarnemingen en modelwaarden, zodat een goede vergelijking onmogelijk wordt. Daarom is de albedo gekalibreerd op de uren waarin de waargenomen kortgolvlige straling groter was dan 250 Wm^{-2} . Dit levert ook een relatief grote gereflecteerde straling op, in de orde van 20 Wm^{-2} of meer, zodat de gemeten verhoudingen betrouwbaar worden. In deze kalibratieperiode was de inkomende kortgolvlige straling gedurende 884 uren groter dan 250 Wm^{-2} .

In eerste instantie bleek de door het model berekende albedo gemiddeld iets te laag: 0,0640 tegen 0,0739. Daarom is het aan *diffuse* straling gekoppelde deel van de albedo (zie Appendix 1) verhoogd van 0,06 naar 0,08. Hierdoor kwam het gemodelleerde gemiddelde uit op 0,0738.

Figuur 3.3 laat de waargenomen en gemodelleerde albedo na kalibratie zien voor een tiental willekeurige dagen in de zomer van 2008 (18 tot en met 27 juli). De sterke toename en afname van de albedo bij lage zonnestand is duidelijk te zien. De timing van deze verandering is erg moeilijk te simuleren. Daarentegen worden de energetisch gezien belangrijkere waarden rond het middaguur over het algemeen redelijk goed berekend. Op sommige dagen is de overeenkomst tussen waarneming en model bijzonder goed (bijvoorbeeld op dag 204), op andere dagen is de overeenkomst duidelijk minder goed (bijvoorbeeld op dag 203). De afwijkingen zijn waarschijnlijk terug te voeren op het algoritme dat de fracties van diffuse, respectievelijk directe straling berekent. Dit zijn in het verleden bepaalde statistische fits met op uurbasis een relatief grote restvariantie (Bindi et al., 1992). Zulke algoritmes zijn lastig te verbeteren. Een mogelijk oplossing is een directe meting van de onderscheiden fracties.

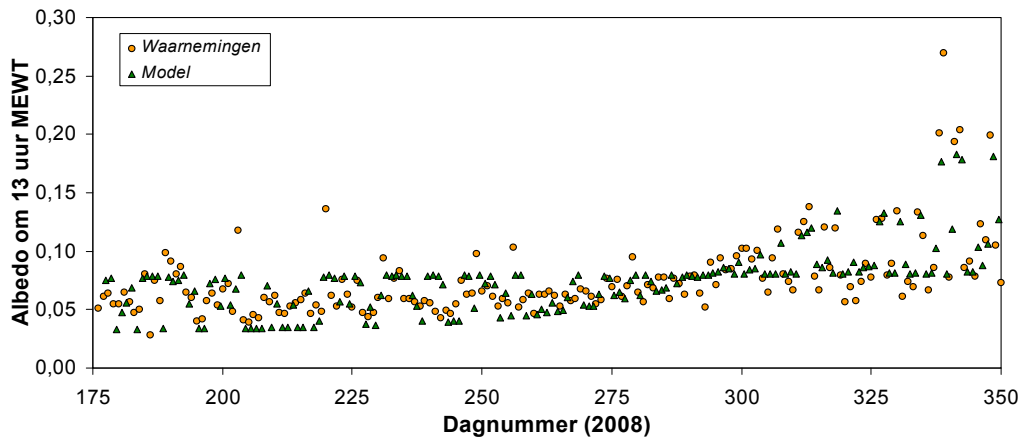


Figuur 3.3. Waargenomen en gemodelleerde albedo in de periode 18 tot en met 27 juli 2008.

In figuur 3.4. is de waargenomen en berekende albedo voor 13 uur Midden-Europese Wintertijd (MEWT) uitgezet tegen het dagnummer in 2008, voor de hele kalibratie- en evaluatieperiode van 25 juni tot en met 14 december 2008. Het gemiddelde van de waarnemingen is iets hoger dan dat van de simulaties: 0,0758 tegen 0,0743. De seizoenstrend wordt redelijk goed gesimuleerd, met gemiddeld een iets oplopende albedo gedurende de periode, en een duidelijk grotere spreiding in de herfst.

De seizoenstrend wordt vooral veroorzaakt door het aandeel van de directe straling in de albedo. De lagere zonnestand in de herfst en winter veroorzaakt hogere reflecties van direct licht. Wanneer de diffuse straling domineert is de albedo ongeveer constant, met een modelwaarde van 0,08. Deze twee afzonderlijk takken zijn vooral goed zichtbaar in de simulaties. Ook de waarnemingen laten dit gedrag zien en de waargenomen bandbreedte komt redelijk overeen met de gemodelleerde. Maar de overgang tussen door diffuus licht gedomineerde situaties en duidelijk door direct licht beïnvloede situaties is geleidelijker en de grenzen lijken minder scherp.

Dit bevestigt dat de verdeling tussen diffuus en direct licht door het hier gebruikte algoritme voor de berekening van de albedo waarschijnlijk het zwakste punt is. Mogelijk varieert in werkelijkheid ook het aandeel van de diffusie component.

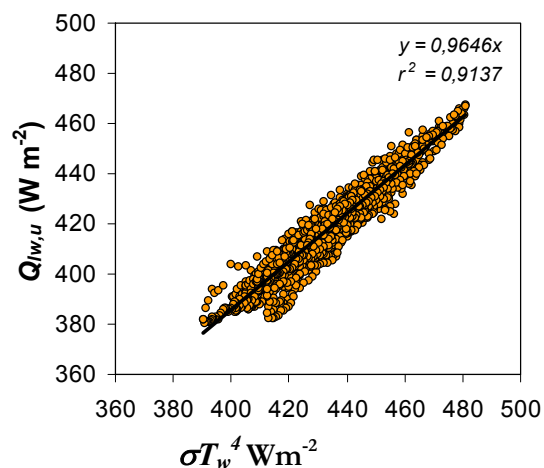


Figuur 3.4. Waargenomen en gemodelleerde albedo om 13 uur Midden-Europese Wintertijd, in de periode 25 juni tot en met 14 december 2008. Gemiddelde volgens waarnemingen: 0,0758; gemiddelde volgens simulaties: 0,0743.

3.4 Emissiviteit

De emissiviteit ε_w heeft een vaste waarde in het model. Deze is uit de waarnemingen bepaald door veranderingen in de gemeten uitgaande langgolvlige straling, $Q_{lw,u}$ te vergelijken met veranderingen in de gemeten watertemperatuur T_w , op grond van vergelijking A8.

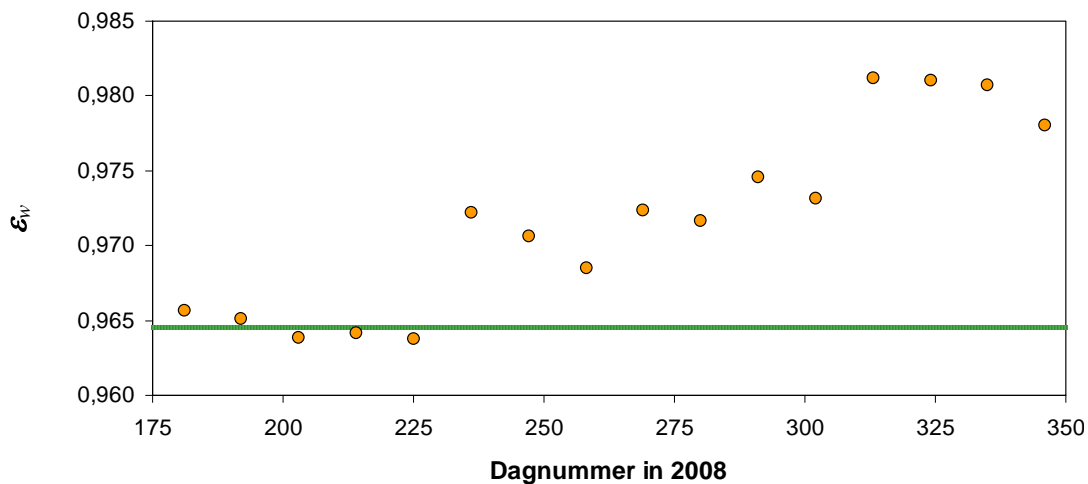
In figuur 3.5 is de gemeten $Q_{lw,u}$ voor de periode 25 juni tot en met 14 augustus 2008 uitgezet tegen σT_w^4 (waarin σ de Stefan-Boltzman constante = $5.67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$). Daarbij zijn alle waarnemingen van dag en nacht gebruikt. De helling van de door de oorsprong geforceerde regressielijn is de emissiviteit, en heeft een waarde van 0,9646. Deze waarde is iets lager dan de waardes die doorgaans voor helder water gebruikt worden (0,97-0,98). Dit is mogelijk het gevolg van de actuele waterkwaliteit.



Figuur 3.5. Gemeten $Q_{lw,u}$ tegen σT_w^4 . De helling van de regressielijn is de gemiddelde waarde van emissiviteit ε_w .

Om een indruk te krijgen van de mogelijke variaties in ε_w is deze grootte later op dezelfde manier ook per 11 dagen bepaald, in de hele kalibratie- en evaluatieperiode. Het resultaat is weergegeven in figuur 3.6, waarbij de waarde van ε_w steeds is toegekend aan de centrale dag in de betreffende 11-dagen periode. De gevonden regressiecoëfficiënten liepen uiteen van 0,73 tot 0,97 ($r^2 = 0,53$ tot 0,94).

De emissiviteit van het water vertoont een duidelijke toename gedurende de kalibratie- en evaluatieperiode. Dit is mogelijk het gevolg van een verandering in de waterkwaliteit. Bij het installeren van de meetopstelling was er sprake van een zeer troebele vijver door algengroei. Bij de onderhoudsbeurt op 15 augustus was hierin nog geen zichtbare verandering opgetreden. De hoeveelheid algen kan daarna zijn afgenomen. Voor het einde van de periode wordt dit ondersteund door de waarnemingen aan de lichtintensiteit in het water (zie paragraaf 3.5).



Figuur 3.6. Gemiddelde waarde van ε_w per periode van 11 dagen. De in het model gebruikte waarde is aangegeven door middel van de lijn

Veranderingen in ε_w zoals hier waargenomen kunnen nooit door het model gesimuleerd worden. Dit vereist een dynamische module voor de beschrijving van de algenpopulatie in de vijver. Daarom is besloten de waarde van ε_w zoals die is afgeleid uit de waarnemingen bij de hoge lichtintensiteit en de relatief hoge temperaturen in de zomer te handhaven. In deze periode zijn de energiestromen immers het grootst en levert een goede kalibratie het grootste voordeel op. Duidelijk is wel dat ε_w een foutenbron van het model is, zeker bij simulaties over meerdere jaren waarin de waterkwaliteit grote variaties zou kunnen vertonen.

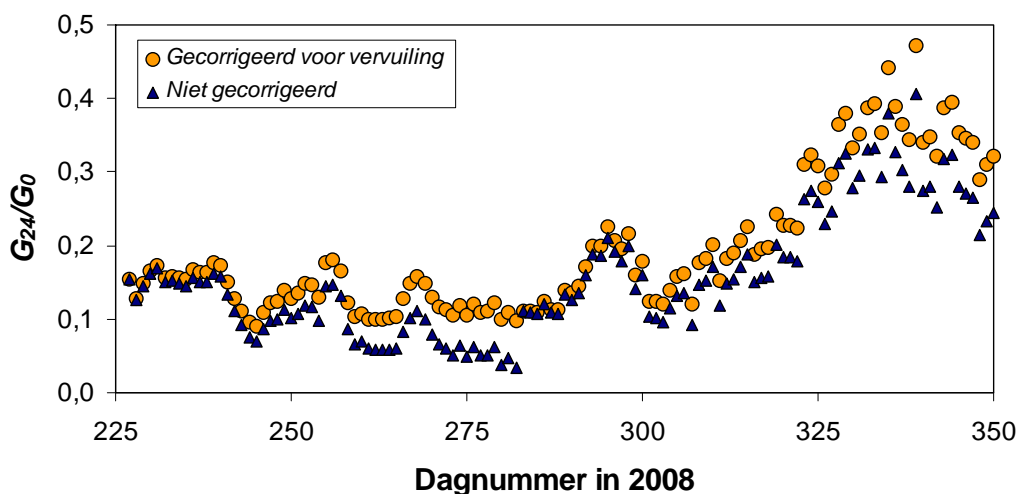
3.5 Absorptie van licht in het water

Met behulp van de stralingsmetingen onder water is een schatting gemaakt van de mate van lichtabsorptie onder water. Eerst is de verhouding bepaald tussen de

hoeveel kortgolvlige straling op 24 cm onder het wateroppervlak, G_{24} , en de hoeveelheid die na reflectie direct aan het oppervlak beschikbaar is, G_0 . Aan deze gegevens is het tweebanden absorptiemodel gefit door de absorptiecoëfficiënt voor PAR aan te passen. De fracties NIR en PAR in de inkomende kortgolvlige straling zijn onveranderd gelaten (respectievelijk 0,55 en 0,45), net als de absorptiecoëfficiënt voor NIR. Deze heeft een hoge waarde van 1000 cm^{-1} , wat ertoe leidt dat vrijwel alle NIR energie in de eerste modellaag wordt opgenomen (Jacobs et al., 2008).

De verhouding G_{25}/G_0 is op alle dagen in de periode 15 augustus-14 december 2008 rond het middaguur bepaald. Op beide niveaus is de hoeveelheid inkomende stralingsenergie tussen 11:30 en 14:30 MEWT gesommeerd, en de verhouding is uit deze sommen berekend. De hier gevolgde procedure leidt tot een redelijk stabiele gemiddelde verhouding rond het middaguur. Individuele waarnemingen leiden door kleine meetfouten doorgaans tot veel ruis in een dergelijke verhouding.

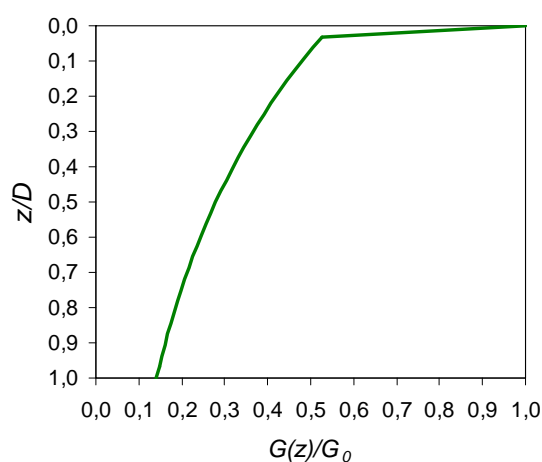
We hebben ook rekening proberen te houden met effecten van vervuiling van de onderwatersensor. Nadat de sensor op 8 oktober (dag 282) was schoongemaakt vertoonde de verhouding een duidelijke sprong van 0,065. Dat komt overeen met een gemiddelde van $1,16 \cdot 10^{-3}$ per dag. Dit effect van de vervuiling is door middel van een lineaire correctie verwijderd uit de verhoudingen. Aangenomen is dat na de schoonmaakbeurt een soortgelijke correctie vanaf dag 283 kon worden toegepast. De trend is achteraf bij de ontmanteling van de meetopstelling geverifieerd door het effect van schoonmaken nog eenmaal te registreren. De geabsorbeerde fractie steeg van 0,167 (range 0,154-0,180) vóór schoonmaak naar 0,353 (range 0,326-0,380) erna. Dat komt neer op een vervuilingseffect van $1,21 \cdot 10^{-3}$ per dag (range $1,12 \cdot 10^{-3} - 1,29 \cdot 10^{-3}$), wat opmerkelijk goed overeenkomt met de eerder gevonden waarde.



Figuur 3.7. Verhouding tussen de gemeten lichtintensiteit op 24 cm diepte en die aan het oppervlak voor de periode 15 augustus – 14 december 2008. Op 8 oktober (dag 282) is de onderwatersensor schoon gemaakt. De geconstateerde sprong in de ongecorrigeerde data (driehoeken) is ongeveer 0,065, en is te wijten aan de vervuiling. Hiervoor is een lineaire correctie toegepast (cirkels). Het gemiddelde van de gecorrigeerde data is 0,194

De uit onze metingen afgeleide verhouding G_{24}/G_0 (gecorrigeerd en ongecorrigeerd) is in figuur 3.7 uitgezet voor de hele genoemde periode. Vanaf begin november (na dag 300), neemt de verhouding duidelijk toe. Het water absorbeert dus minder licht. Vóór november is de variatie beperkt. De gemiddelde verhouding over de hele periode is 0,194. Het tweebanden absorptiemodel (zie Appendix 1) is op deze waarde afgestemd. Dit resulteert in de genormaliseerde absorptie die in figuur 3.8 is weergegeven, waarbij ongeveer 14% van de invallende straling de bodem bereikt. Door de keuze om de absorptiecoëfficiënt omgekeerd evenredig te maken met vijverdiepte (zie paragraaf 2.2.2) geldt het getoonde profiel voor alle dieptes.

De resultaten geven ook aan dat de gemodelleerde absorptiekenarakteristiek een mogelijke foutenbron is. Het is in de huidige versie immers niet mogelijk de waargenomen variaties te modelleren.



Figuur 3.8. Gemodelleerde genormaliseerde stralingsabsorptie in het water, na aanpassing van de absorptiecoëfficiënt voor PAR. $G(z)$ is de stralingsintensiteit op diepte z , G_0 is de stralingsintensiteit net onder het oppervlak en D is de waterdiepte.

3.6 Uitwisseling met het sediment en evaluatie van het model

Na de hiervoor genoemde kalibratiestappen zijn evaluatieruns uitgevoerd voor de periode 25 juni tot en met 14 december 2008. Het model is beoordeeld op basis van de gesimuleerde watertemperatuur. Tijdens de eerste run (ER1) hebben we de waargenomen bodemtemperaturen op 0,5 m onder het maaiveld van het Wageningse Meteorologische station “Haarweg” gebruikt als sedimenttemperatuur. De bodemtemperaturen van Wageningen zijn vervolgens gebruikt om een sinusvormige temperatuur golf te definiëren volgens vergelijking A25 in Appendix 1. Daarbij is de frequentieverschuiving afgestemd op de temporele karakteristieken van het temperatuurverloop in Wageningen, maar de amplitude en dempingsdiepte zijn gebruikt om de kwaliteit van de simulatie te optimaliseren. Tenslotte hebben we een run uitgevoerd met een dynamische simulatie van de sedimenttemperatuur (ER3). Daarbij is als referentietemperatuur 11°C genomen, vergelijkbaar met de grondwatertemperatuur in Zeeland. De afstand tussen het sediment en de diepte

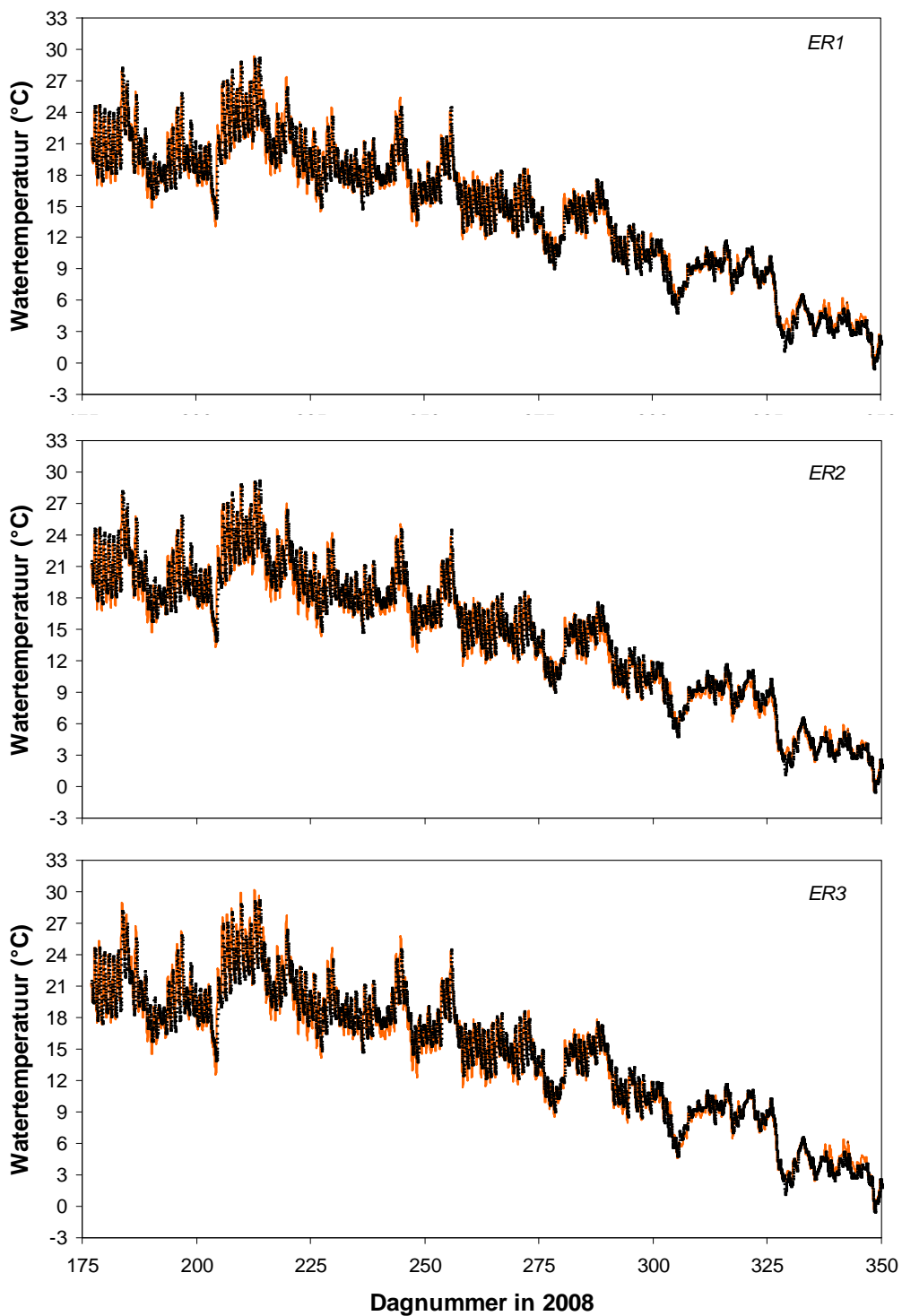
waarop deze temperatuur geldt, is gebruikt om de simulaties op de waarnemingen af te stemmen.

Figuur 3.9 en 3.10 geven een directe vergelijking tussen de gesimuleerde en waargenomen watertemperaturen voor elk halfuur in de gesimuleerde periode in de vorm van tijdreeksen, respectievelijk spreidingsdiagrammen. Daarnaast geeft figuur 3.10 ook een vergelijking van de dagelijkse waargenomen en gesimuleerde temperatuurverschillen (maximum – minimum). Een aantal bijbehorende kengetallen voor de kwaliteit van de simulatie is gegeven in Tabel 3.2.

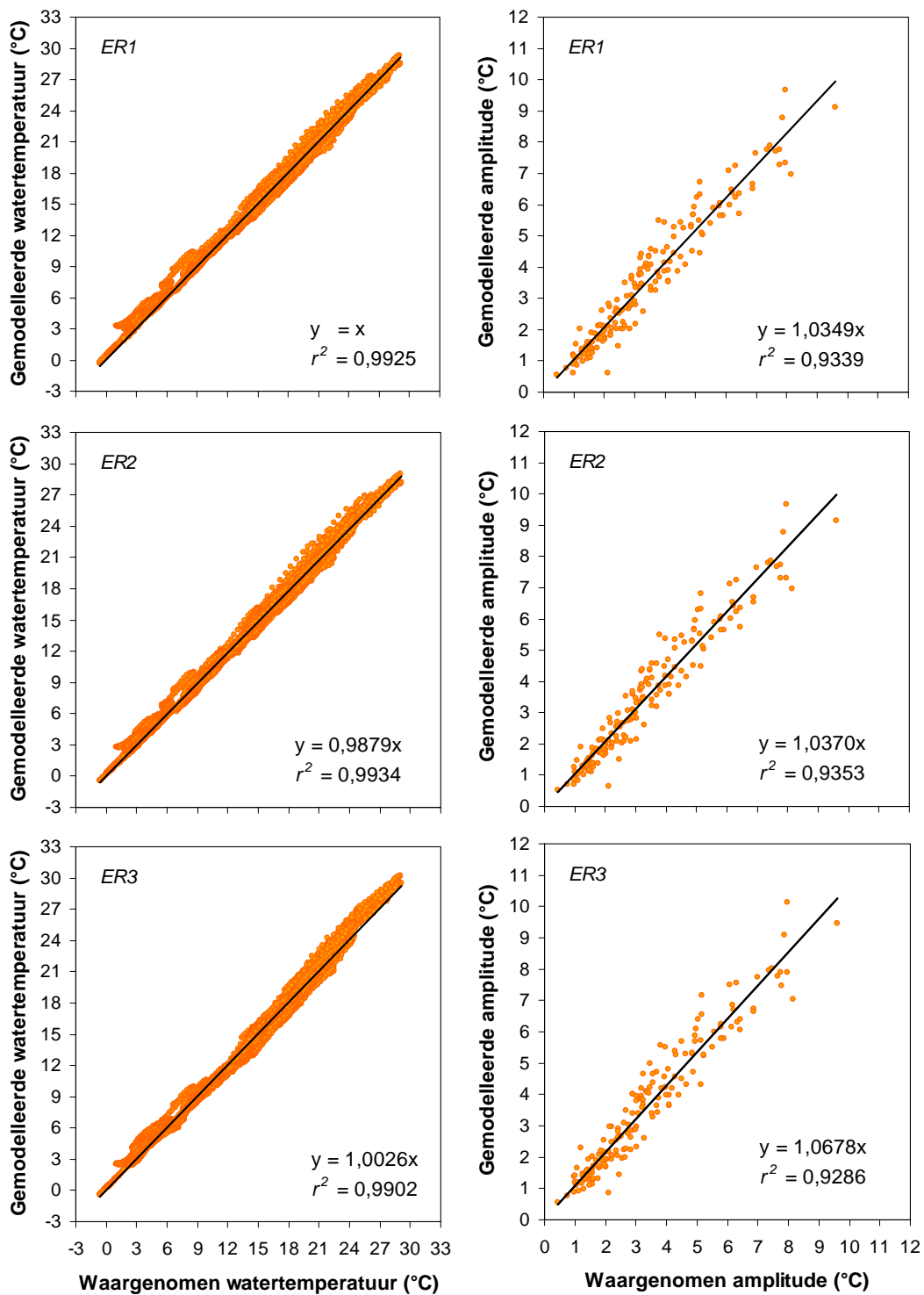
Ondanks het feit dat een direct verband tussen de bodemtemperatuur in Wageningen en de sedimenttemperatuur bij de vijvers in Wilhelminadorp niet aannemelijk is geeft simulatie ER1 goede resultaten. De variaties worden goed gesimuleerd ($r^2 = 0,9936$), en de gemiddelde afwijking is klein ($0,084^\circ\text{C}$). In 93% van de gevallen is het temperatuurverschil minder dan 1°C . Blijkbaar is een grove klimatologische indicatie van het verloop van de sedimenttemperatuur voldoende om een seizoenstrend redelijk te kunnen simuleren. Aan het begin van de zomer en het einde van de herfst neigt het model echter naar een overschatting van de temperatuur. Verder is er een kleine overschatting van de dagelijkse gang ($0,114^\circ\text{C}$).

De kwaliteit van de simulaties van ER1 en ER2 is ongeveer gelijk. De overschatting in de winter is in ER2 met de gefitte seizoensgang in de voorgeschreven temperatuur iets afgenomen. Ondanks het feit dat de gemiddelde afwijking daarbij negatief wordt en iets toeneemt ($-0,15^\circ\text{C}$), neemt het aantal gevallen waarvan de temperatuurafwijking kleiner is dan 1°C ook iets toe (94%). De correlatie tussen waargenomen en gemodelleerde temperatuur blijft vrijwel gelijk ($0,9934$), net als de overschatting van de amplitude ($0,121^\circ\text{C}$).

Met een dynamische simulatie van de sedimenttemperaturen bleek een correlatie van $r^2 = 0,9902$ haalbaar bij een afstand tussen vijverbodem en referentielaag van 53 cm. De gemiddelde afwijking in de temperatuur was dan $0,035^\circ\text{C}$. Het aantal gevallen met een temperatuurafwijking kleiner dan 1°C was met 87% echter lager dan bij ER1 en ER2. Met name in het begin van de zomer en aan het einde van de herfst was het aantal grote afwijkingen duidelijk toegenomen ten opzichte van die runs. Ook de gemiddelde overschatting van de dagelijkse amplitude was iets groter ($0,233^\circ\text{C}$). Mogelijk kan de kwaliteit van een dynamische simulatie van de sedimenttemperatuur nog iets verbeteren door de referentietemperatuur door het jaar heen enigszins te variëren. Modelruns op basis van deze optie hebben we niet uitgevoerd.



Figuur 3.9. Waargenomen (zwarte puntjes) en gemodelleerde (oranje lijn) tijdreeksen van de watertemperatuur voor een zagervijver bij Topsy Baits. Boven: eerste evaluatierun (ER1); Midden: tweede evaluatierun (ER2); Beneden: derde evaluatierun (ER3). Zie tekst voor een beschrijving van de runs.



Figuur 3.10, Spreidingsdiagrammen van gemodelleerde tegen waargenomen watertemperatuur (links) en dagelijkse amplitude van de watertemperaturen voor een zaggervijver bij Topsy Baits. Boven: eerste evaluatie (ER1); Midden: tweede evaluatie (ER2); beneden: derde evaluatie (ER3). Zie tekst voor een beschrijving van de runs. De correlatiecoëfficiënten horen bij de door de oorsprong geforceerde regressielijnen die gegeven zijn en kunnen iets afwijken van de waarden die in Tabel 3.2 staan.

Tabel 3.2. Enkele kengetallen voor de kwaliteit van de evaluatieruns. De *rmse* is de “root mean square error”, gedefinieerd als de wortel uit het gemiddelde van de gekwadrateerde afwijkingen. Alle afwijkingen zijn gedefinieerd als modeluitkomst – waarneming.

		<i>Run:</i>		
		<i>ER1</i>	<i>ER2</i>	<i>ER3</i>
Watertemperatuur	r^2	0,9936	0,9934	0,9902
	<i>gemiddelde afwijking (°C)</i>	0,084	-0,158	0,035
	<i>rmse (°C)</i>	0,54	0,30	0,41
	<i>percentage binnen 1°C</i>	93	94	87
Amplitude	r^2	0,9339	0,9354	0,9286
	<i>gemiddelde afwijking (°C)</i>	0,114	0,122	0,233
	<i>rmse (°C)</i>	0,54	0,54	0,62

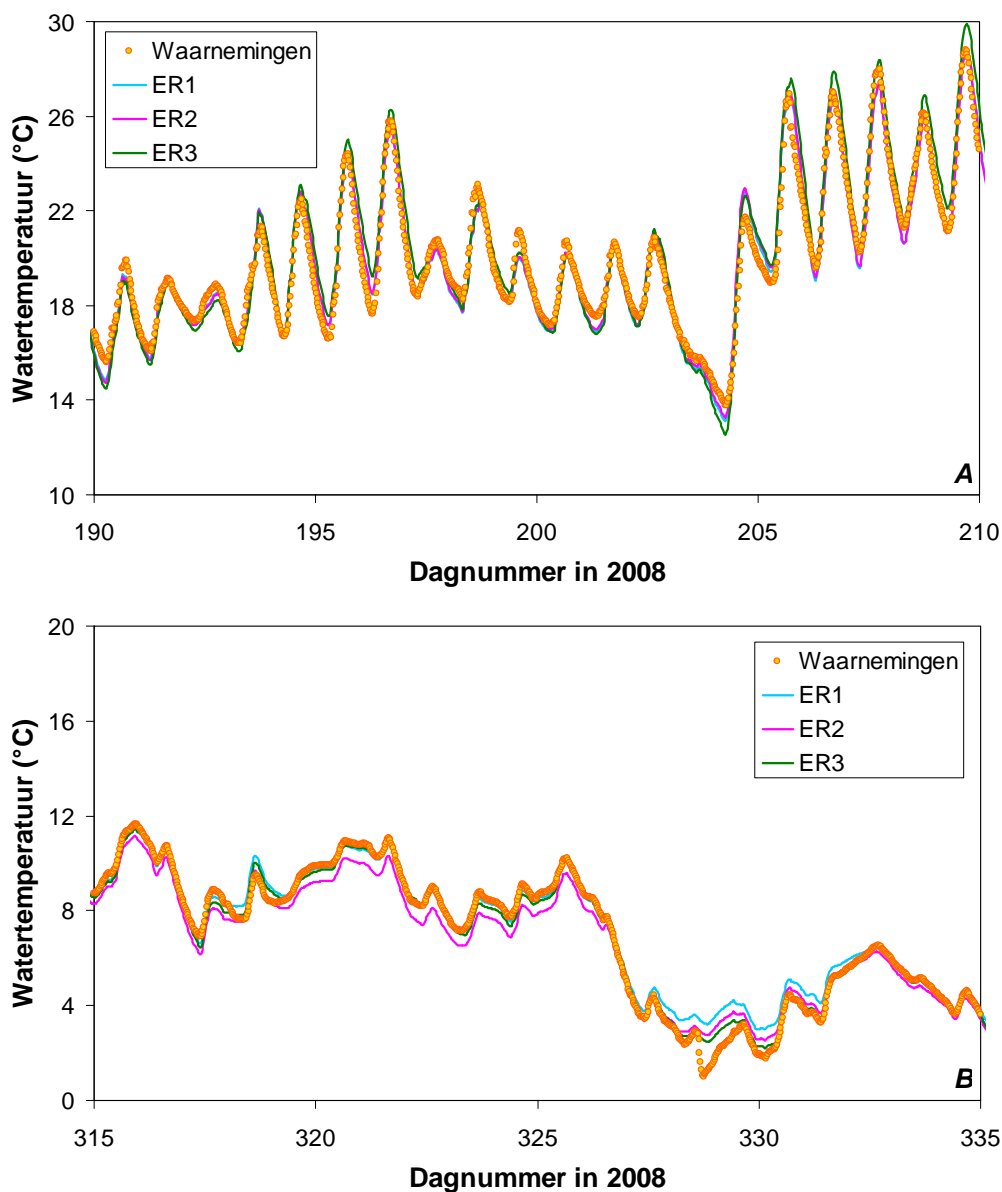
Tot nu toe hebben we de resultaten vooral op de tijdschaal van een seizoen besproken. De resultaten in figuur 3.10 en tabel 3.2 met betrekking tot de amplitude laten ook zien dat het model in staat is de dagelijkse variaties in de watertemperatuur redelijk tot goed te volgen. De verklaarde variantie in de gemeten amplitudes is ongeveer 93%.

Om een nog betere indruk te krijgen van het vermogen van het model variaties op korte termijn te simuleren hebben we de resultaten voor twee contrasterende periodes van 20 dagen uitgelicht en weergegeven in figuur 3.11. In deze periodes komen naast de dagelijkse gang ook grote temperatuurverschillen tussen sommige opeenvolgende dagen voor.

In de eerste, warme periode van 8 tot en met 27 juli (dagnummers 190-219) zien we een grote dagelijkse amplitude met een zekere regelmaat. Deze regelmaat wordt op dag 204 onderbroken. Op deze dag had de gemeten maximale zonnestraling een lage intensiteit (rond 200Wm^{-2}), bleef de luchttemperatuur de hele dag rond 14°C en was de windsnelheid op $1,65\text{m}$ in vergelijking met andere dagen in deze periode relatief hoog (tot 8ms^{-1}). Het is aannemelijk dat deze combinatie van factoren een sterke afkoeling van het water bevorderde. Het model kon de sterke dagelijkse gang in de hele periode en gebeurtenissen rond dag 204 redelijk goed volgen. De verschillen tussen de runs waren in deze periode klein.

In de tweede, koude periode van 10 tot en met 29 november (dagnummers 315-335) is de dagelijkse gang kleiner dan de variaties tussen dagen. De instraling van de zon is in deze periode zo laag (maxima van ongeveer $50 - 300\text{Wm}^{-2}$) dat de opwarming overdag beperkt blijft. De inkomende langgolvlige straling speelt nu een belangrijkere rol dan in de zomer. Na dag 325 is er een sterke daling in de intensiteit van de inkomende langgolvlige straling waargenomen (van $\sim 350\text{Wm}^{-2}$ naar $\sim 300\text{Wm}^{-2}$), die samengaat met een daling van de luchttemperatuur (van $\sim 8^\circ\text{C}$ tot $\sim 3^\circ\text{C}$). Bovendien is de windsnelheid op dag 326 – 327 duidelijk sterker dan de dagen ervoor.

($6-8\text{ms}^{-1}$ tegen $2-3\text{ms}^{-1}$). Ook deze combinatie van factoren leidt tot afkoeling van het water.



Figuur 3.11. Resultaten van de evaluatieruns voor twee contrasterende periodes. A) 8 tot en met 28 juli 2008; B) 11 tot en met 29 november 2008

In de tweede periode had het model meer moeite met het volgen van de temperatuursprong en waren de verschillen tussen de runs duidelijk groter. Dit is met name het geval rond het temperatuurminimum op dag 328. De kwaliteit van de simulatie is ook in deze periode redelijk tot goed te noemen, en er is niet een duidelijk betere run aan te wijzen.

In beide periodes zien we dat relatief grote verschillen tussen waarnemingen en model na verloop van tijd verdwijnen. Bij de manier waarop het model nu gebruikt wordt, met waargenomen weer om de simulaties aan te sturen, blijken eventuele verschillen tussen de waargenomen en gemodelleerde watertemperaturen niet verder te groeien en op korte termijn zelfs weer kleiner te worden. Dit wijst op een stabiel systeem, met gemiddelde betrouwbare resultaten.

De conclusie uit de evaluatie is dat het vernieuwde en gekalibreerde VOC-model de watertemperaturen accuraat kan simuleren en een geschikt gereedschap is voor een studie naar de invloed van het weer op de watertemperatuur in ondiepe buitenvijvers. De verschillende opties voor berekening van de sedimenttemperatuur ontlopen elkaar niet veel. Bij de runs die we hier hebben uitgevoerd geven voorgeschreven sedimenttemperaturen die afgeleid zijn van op 50 cm diepte waargenomen bodemtemperaturen op seizoensschaal iets betere resultaten.

4 Analyses voor twee contrasterende jaren

Dit hoofdstuk geeft een beschrijving van enkele simulaties en analyses die met het gekalibreerde VOC-model zijn uitgevoerd voor twee contrasterende jaren. De analyses hebben als doel een beter begrip van het gesimuleerde vijversysteem en een eerste verkenning van de meest realistische opties voor nivellering van temperatuurextremen. Bij de analyses van de benodigde watertoevoer voor nivellering gaan we uit van twee bronnen: Oosterscheldewater en grondwater. Voor beide bronnen nemen we aan dat het zoutgehalte en andere kenmerken van de waterkwaliteit overeenkomen met die van het vijverwater. Dit betekent dat het water in de simulaties uitsluitend dient als drager van energie voor regulering van de watertemperatuur en aanvulling van door verdamping verloren water.

In paragraaf 4.1. geven we eerste een korte beschrijving van de uitgevoerde simulaties. In paragraaf 4.2 wordt vervolgens een aantal basissimulaties geanalyseerd, dat wil zeggen, simulaties zonder enige vorm van nivellering van temperatuurextremen. Deze simulaties zijn dus representatief voor het natuurlijke gedrag van vijvers in de buitenlucht. In paragraaf 4.3, analyseren we de energiebehoefte en mogelijkheden voor gebruik van de verschillende waterbronnen bij nivellering van temperatuurextremen. Tenslotte komt in paragraaf 4.4. de watervraag aan de orde.

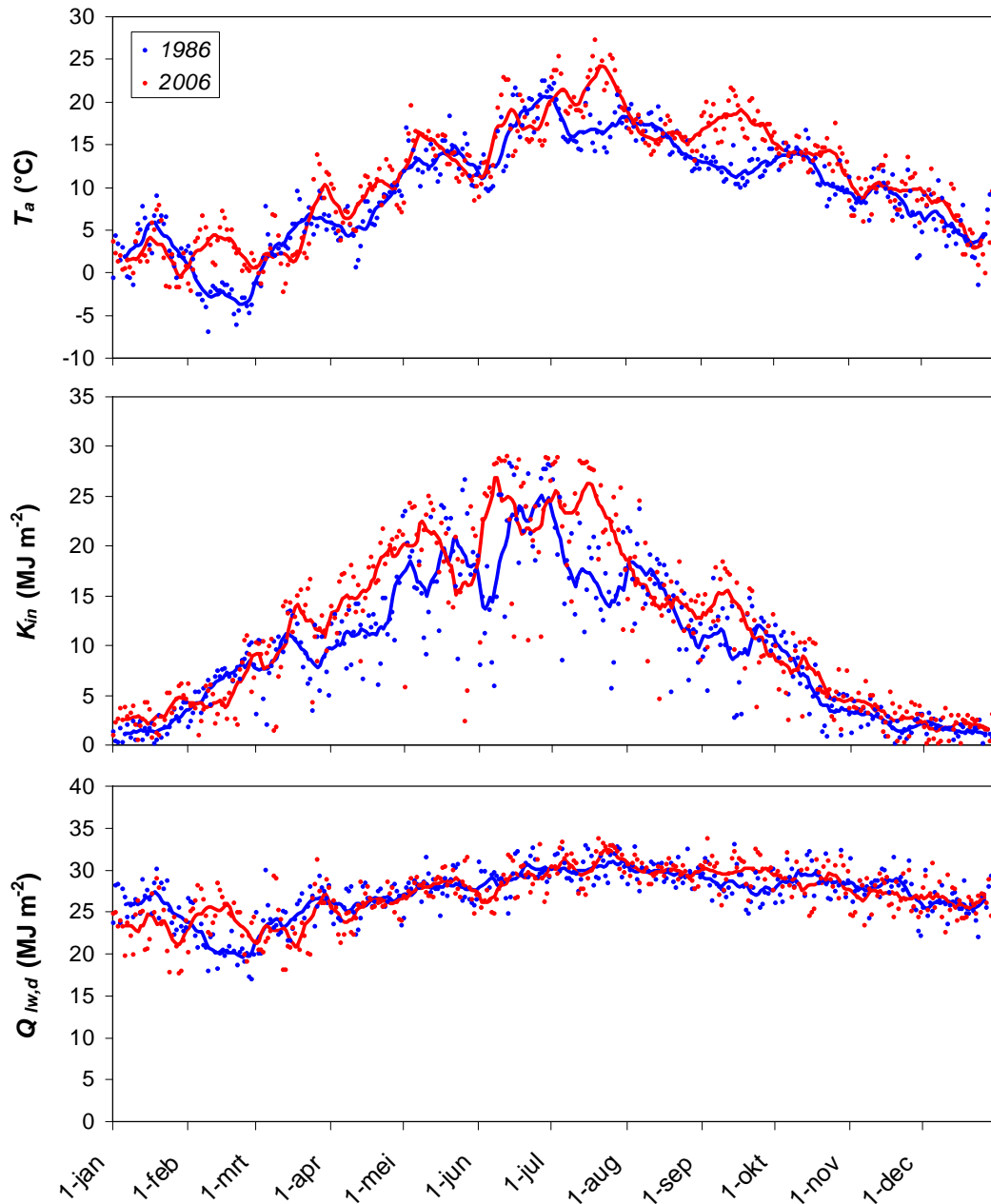
4.1 Simulaties

De verkennende analyses zijn gebaseerd op simulaties voor twee jaren: 1986 en 2006. De weersgegevens voor deze jaren van de locatie Wilhelminadorp zijn betrokken uit de archieven van het Europese Centrum voor Weersverwachtingen op de Middellange Termijn (ECMWF) in Reading (Verenigd Koninkrijk) (zie ook hoofdstuk 5).

De jaren zijn in Figuur 4.1 gekarakteriseerd aan de hand van het verloop van de daggemiddelde temperatuur en de dagsommen van inkomende kortgolvlige en langgolvlige straling. De jaargemiddelde luchttemperaturen waren 9,6°C in 1986 en 11,2°C in 2006. In 1986 was de totale som van inkomende kortgolvlige straling ongeveer 17% lager dan in 2006, namelijk 3666 MJ m⁻² in 1986 tegen 4303 MJ m⁻² in 2006. De jaarsommen van inkomende langgolvlige bedroegen 9927 MJ m⁻² en 9908 MJ m⁻² voor 1986, respectievelijk 2006 en verschilden dus maar weinig.

Zeker zo interessant voor de huidige studie zijn de extreme periodes in de winter van 1986 en in de zomer van 2006. Februari 1986 was een koude periode met relatief lage luchttemperaturen en inkomende hoeveelheden energie van langgolvlige straling. Omdat kortgolvlige straling in deze periode een ondergeschikte rol speelt mogen we in deze periode lage watertemperaturen verwachten. Het jaar 1986 beschouwen we daarom als representatief voor jaren met een relatief grote kans op extreem lage

vijvertemperaturen. In 2006 is vooral de maand juli interessant. In deze maand waren de luchttemperaturen hoog en was de hoeveelheid inkomende zonnestraling groot. Deze combinatie bevordert hoge watertemperaturen. Daarmee is 2006 representatief voor jaren met een vergrote kans op extreem hoge vijvertemperaturen. Op grond van deze karakteristieken duiden we 1986 in het vervolg aan als “koel” en 2006 als “warm”.



Figuur 4.1. Vergelijking tussen de jaren 1986 (blauw) en 2006 (rood): daggemiddelde luchttemperaturen op 2 m hoogte (T_a ; boven); dagsommen van inkomende kortgolvlige straling (K_{in} ; midden); dagsommen van inkomende langgolvlige straling ($Q_{lw,d}$; beneden). De getrokken lijnen zijn een centraal voortschrijdend gemiddelde over 11 dagen

Simulaties zijn uitgevoerd voor 5 waterdieptes: 16 cm, 32 cm, 64 cm, 128 cm en 256 cm. In alle gevallen bevindt zich onder het water een sedimentlaag van 20 cm. In feite is de vijverdiepte dus de waterdiepte plus 20 cm, maar we gebruiken hier in het vervolg de meer intuïtieve term “vijverdiepte” als aanduiding voor de waterdiepte.

Sedimenttemperatuur is dynamisch gesimuleerd, met een referentietemperatuur van 11°C. Deze simulaties zijn echter uitgevoerd op grond van een gedeeltelijke kalibratie van het model (albedo en emissiviteit). Daarbij is de afstand tussen vijverbodem en referentievlak op 2 m gesteld in plaats van op 0.53 m. De warmtestromen tussen het sediment en het water zijn dan iets kleiner.

Per jaar en per vijverdiepte hebben we de volgende simulaties uitgevoerd:

- *Basis simulatie (BS)*: het model wordt aangestuurd met de weergegevens van het ECMWF zonder toevoeren van extra energie. Wel wordt verlies van water door verdamping gecompenseerd met water uit de Oosterschelde.
- *Simulaties met nivellering van temperatuurextremen (NI)*. De eisen voor de conditionering van watertemperatuur T_w zijn:
 - $3^{\circ}\text{C} < T_w < 25^{\circ}\text{C}$ (NI-3/25)
 - $5^{\circ}\text{C} < T_w < 23^{\circ}\text{C}$ (NI-5/23)
 - $3^{\circ}\text{C} < T_w < 20^{\circ}\text{C}$ (NI-3/20)

Diagnose van de watertemperatuur gebeurt halverwege de waterkolom.

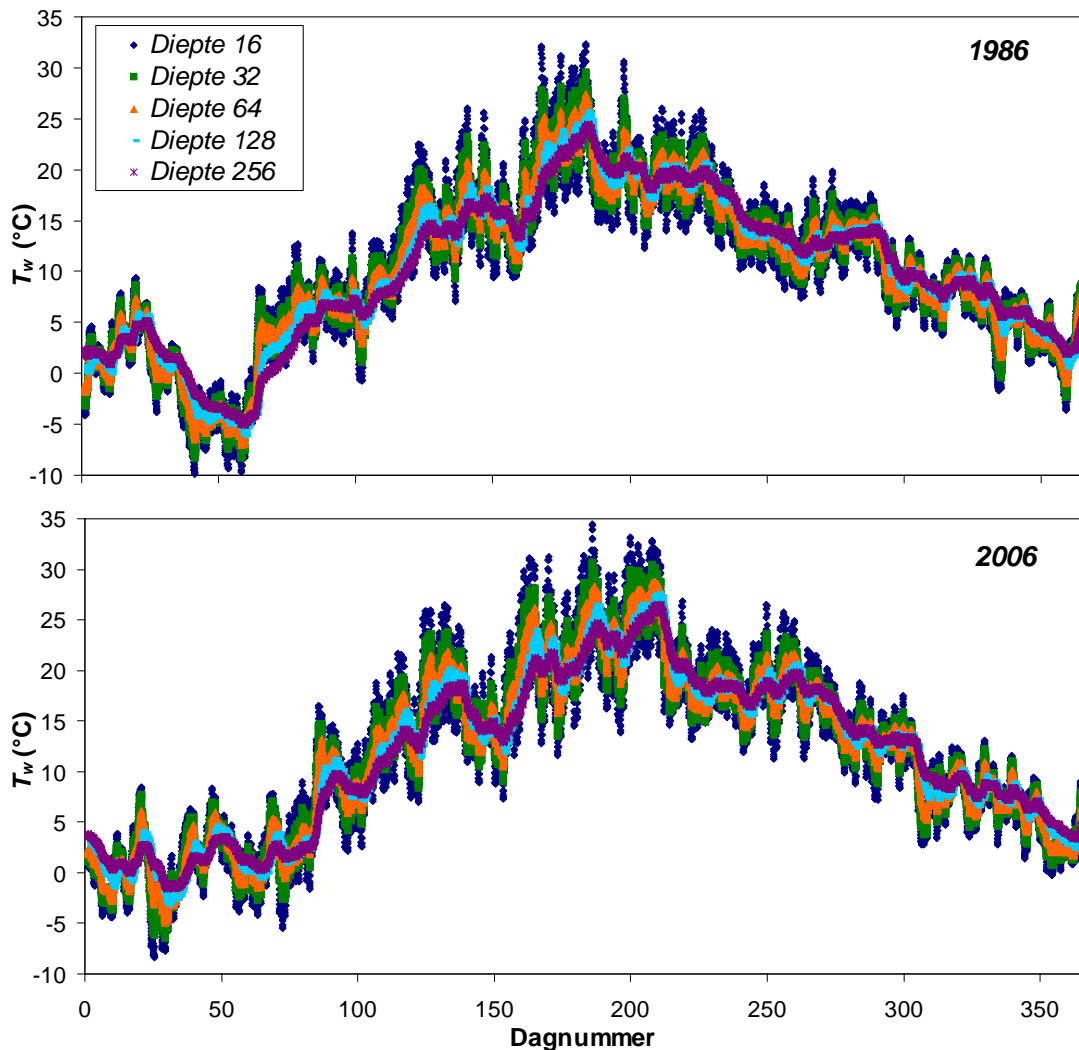
Voor de benodigde vermogens maakt de bron van het gebruikte water niets uit. De benodigde waterstromen hangen echter af van het temperatuurverschil tussen het vijverwater en het aangevoerde water. De analyses van dit aspect zijn gericht op Oosterscheldewater met het in 1986, respectievelijk 2006 waargenomen temperatuurverloop van de Oosterschelde en op grondwater met een constante temperatuur van 11°C.

De gekozen standaardgrenzen voor de watertemperatuur in NI-3/25 zijn gebaseerd op schaarse waarnemingen aan de tolerantie van tong voor lage, respectievelijk hoge temperaturen. Evaringen met strenge winters in het verleden wijzen erop dat tong een langdurig verblijf bij temperaturen beneden de 3°C niet overleeft (Woodhead, 1964). De tolerantie voor hoge temperaturen is afhankelijk van het gewicht (Fonds en Saksena, 1977). Jonge tong heeft een temperatuuroptimum rond de 26°C. Sterfte treedt op bij temperaturen boven 30°C. Bij oudere dieren daalt het temperatuuroptimum naar 21°C voor een slibtong (gemiddeld gewicht ongeveer 150 g) tot 18°C voor een tong van 250-300 g. De letale temperatuur daalt vermoedelijk eveneens, maar gegevens hierover ontbreken. De kritische bovengrens voor de watertemperatuur voorkomt naar verwachting sterfte.

De gekozen grenzen in NI-5/23 houden rekeningen met een extra marge. De grenzen bij NI-3/20 zouden niet alleen sterfte moeten voorkomen, maar ook de “warmteogst” in de zomer kunnen vergroten.

4.2 Analyse van de basissimulaties

Figuur 4.2 laat de gesimuleerde watertemperaturen voor het koude jaar 1986 en het warme jaar 2006. In de simulaties daalt de watertemperatuur op sommige momenten tot ongeveer -10°C . Dit is beduidend lager dan het vriespunt van zout water (ongeveer $-1,8^{\circ}\text{C}$) en deze temperaturen zijn te wijten aan het feit dat het model geen ijsmodule bevat. Deze gegevens later we dan ook alleen zien als een indicatie voor het extreme karakter van deze periode.



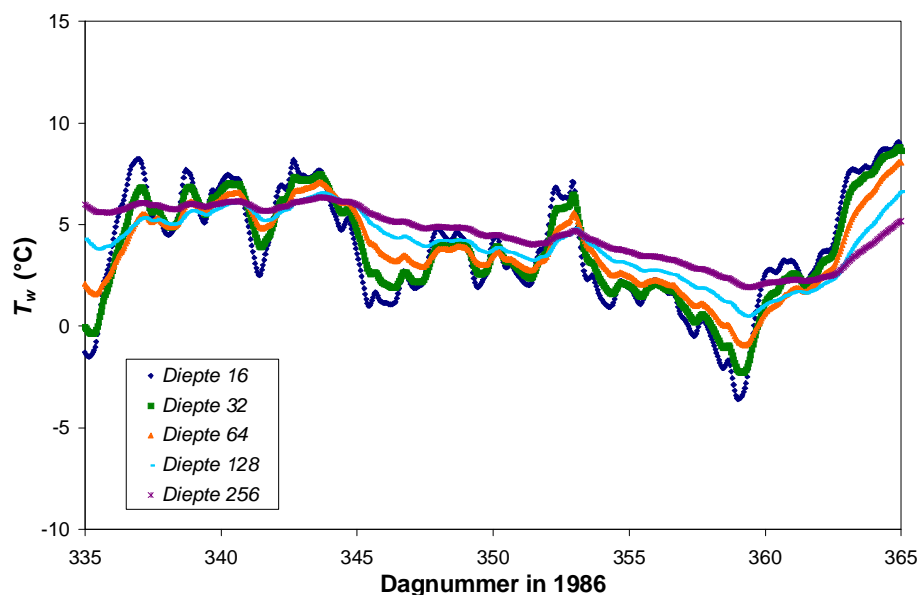
Figuur 4.2. Gesimuleerde watertemperaturen voor de jaren 1986 (boven) en 2006 (beneden) zonder nivellering van de temperatuurextremen. Cijfers in de legenda duiden de vijverdiepte in cm aan.

In het verloop zien we een duidelijke jaarlijkse gang, met temperaturen die bij een geringe vijverdiepte (16 cm) in de zomer oplopen tot iets meer dan 30°C in 1986 en iets minder dan 35°C in 2006. Het temperatuurmaximum in 1986 valt samen met de het maximum van de instraling van de zon (zie figuur 4.1), en een hoge luchttemperatuur. Het maximum in 2006 valt samen met het maximum in de

luchttemperatuur, waarbij ook de inkomende kortgolvlige straling nog bijna maximaal is.

Het effect van de vijverdieptes op de temperaturen is duidelijk te zien. Zoals verwacht neemt de amplitude van de temperatuur af naarmate het water dieper wordt. Bij de grootste vijverdiepte bedraagt de minimumtemperatuur $-4,8^{\circ}\text{C}$ in 1986 en de maximumtemperatuur $26,4^{\circ}\text{C}$ in 2006, tegenover een minimum van $-9,8^{\circ}\text{C}$ in 1986 en een maximum van $34,4^{\circ}\text{C}$ in 2006 bij een vijverdiepte van 16 cm. Bovendien is er een faseverschuiving te zien in de temperatuurgolf: minima en maxima worden later bereikt bij diepere vijvers.

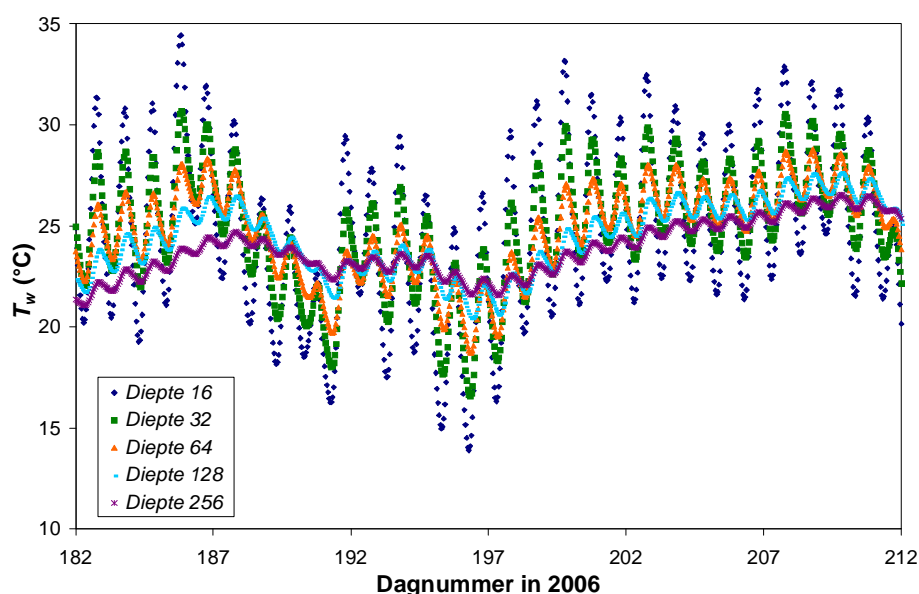
Ook op een kortere tijdschaal worden de fluctuaties meer gedempt bij een grotere vijverdiepte. Dit is goed te zien in de figuren 4.3 en 4.4 die inzoomen op de koude periode in december 1986 (gekozen omdat de watertemperaturen voor de meeste vijverdieptes realistisch blijven), respectievelijk de warme periode in juli 2006. In de koude periode is de dagelijkse amplitude door de lage instraling van de zon veel kleiner dan de temperatuurverschillen tussen de dagen. Bij een vijverdiepte van 256 cm is het temperatuurverloop in deze periode erg geleidelijk en het tijdstip waarop de minima en maxima optreden is enigszins vertraagd. In de zomerperiode is de dagelijkse gang veel duidelijker. De dagelijkse amplitude bij een diepte van 256 cm blijft echter beperkt tot $1,2^{\circ}\text{C}$, maar loopt op tot 12°C bij een vijverdiepte van 16 cm.



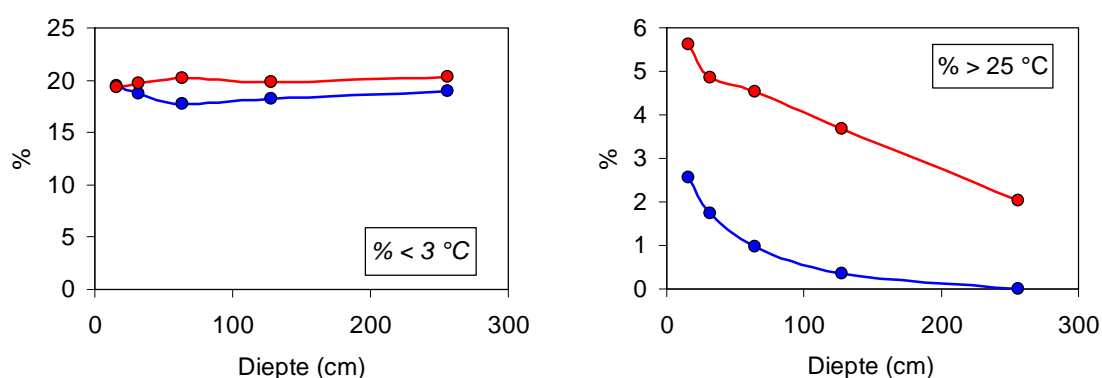
Figuur 4.3. Gesimuleerde watertemperaturen in december 1986. Cijfers in de legenda duiden de waterdiepte in cm aan.

Figuur 4.5 laat voor beide jaren het percentage van de uren zien waarin volgens deze simulaties de watertemperatuur halverwege de waterkolom tot beneden 3°C zou dalen of boven 25°C zou stijgen. De fractie uren met lage watertemperaturen varieert rond de 19%. In het warme jaar komen *meer* van dergelijke *koude* uren voor, ondanks het feit dat omstandigheden milder zijn (zie boven en paragraaf 4.3). Door de lagere toevoer van zonne-energie is het lastig een koude periode te doorbreken. Mede

daardoor is bij de huidige definitie van extreme temperaturen het aantal uren met extreme kou groter dan het aantal uren met extreme warmte. Het effect van vijverdiepte op de frequentie van de koude-extremen is minimaal in de winter. Dit komt enerzijds omdat de dagelijkse gang een relatief kleine rol speelt. Anderzijds heeft dit te maken met de gekozen drempelwaarde. Temperaturen beneden 3°C komen zoveel voor dat bij grotere dieptes de extremen binnen die klasse wel milder worden, maar daarbij nog steeds beneden de drempelwaarde blijven. Zo zou een drempelwaarde van 0°C in 2006 wel tot een aanzienlijk effect van diepte leiden: het aantal als extreem geclassificeerde uren zou dalen van 9% bij een diepte van 32 cm tot minder dan 3% bij een diepte van 256 cm. Het effect van een dergelijke verandering in de classificatie is in 1986 met zijn koudere winter al kleiner: 11% extreem koude uren bij 16 cm en 8% bij 256 cm.



Figuur 4.4. Gesimuleerde watertemperatuur in juli 2006. Cijfers in de legenda duiden de vijverdiepte in cm aan.



Figuur 4.5. Percentage uren met extreme temperaturen, gedefinieerd als uren waarin de gesimuleerde watertemperatuur lager is dan 3°C (links) of hoger dan 25°C . Blauw: 1986; rood: 2006

De extremenfrequentie in de zomer komt beter overeen met intuïtie: bij alle dieptes suggereren de simulaties voor 2006 meer uren met watertemperaturen boven de 25°C dan voor 1986. Bovendien is er een duidelijk effect van de diepte. In 2006 halveert het aantal extreem warme gevallen bij 256 cm ten opzichte van 16 cm; in 1986 blijven alle temperaturen bij een vijverdiepte van 256 cm lager dan 25°C. Net als bij het aantal extreem koude gevallen heeft het gevonden effect van de diepte ook te maken met de gekozen drempelwaarde. Een drempelwaarde van 20°C leidt tot 11% en 8% warme uren in 1986 bij een vijverdiepte 16 cm, respectievelijk 256 cm. In 2006 zouden dan 18% en 14% warme uren gevonden worden voor vijverdieptes van respectievelijk 16 cm en 256 cm.

We concluderen dat demping van de temperatuurverschillen op tijdschalen van een dag tot een jaar een belangrijk effect van vijverdiepte op de vijvertemperatuur is. Het aantal extreem koude situaties is volgens deze simulaties en met de hier gebruikte drempelwaardes om extremen te definiëren veel groter dan het aantal extreem warme situaties. De frequentie van de koude-extremen is lastig te beïnvloeden aan de hand van vijverdiepte alleen. Daarentegen reduceert een grotere diepte wel het aantal extreem warme situaties.

4.3 Energiebehoefte voor nivellering van temperatuurextremen

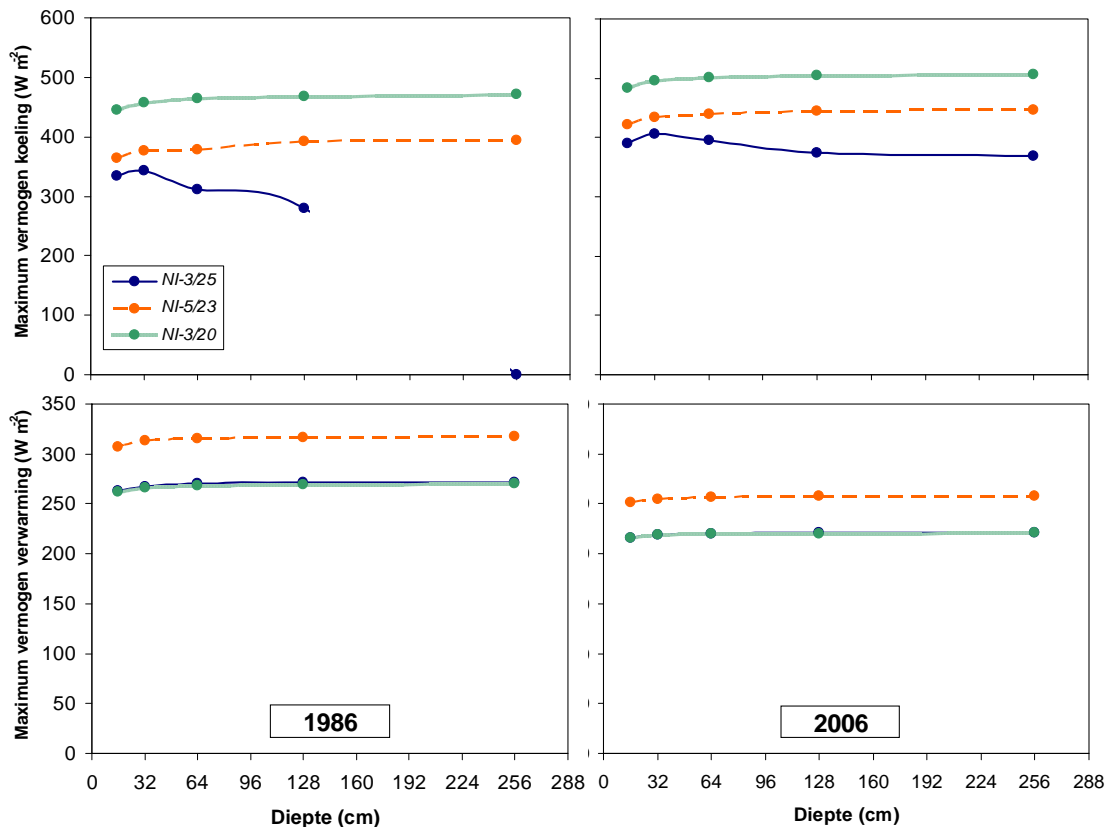
In figuur 4.6 is het maximale vermogen dat nodig is om de temperatuur binnen de gestelde grenzen te houden uitgezet tegen de vijverdiepte. Zoals verwacht is het gevraagde *maximum* vermogen voor koeling in het warme jaar 2006 iets groter dan in 1986 en is het gevraagde maximum vermogen voor verwarming in het koele jaar 1986 juist groter.

Het effect van vijverdiepte op het gevraagde vermogen is klein, behalve bij koeling in 1986. In dat jaar treden bij een vijverdiepte van 256 geen extreem warme situaties op en is het gevraagde maximum vermogen dus ook nul. Omdat de situatie zich in de warmere periodes van de zomer in 1986 blijkbaar rond de grens van 25°C beweegt spelen subtiele niet-lineaire effecten zoals stratificatie mogelijk een rol. Dit verklaart waarschijnlijk het grillige gedrag van de *NI-3/25* simulaties voor dat jaar. Al met al bedraagt het maximale gevraagde vermogen voor koeling ruim 500Wm⁻² in het warme jaar en dat voor verwarming ongeveer 320Wm⁻² in het koele.

Het effect van de vijverdiepte is op het vereiste maximum vermogen klein omdat bij het bereiken van de temperatuurgrenzen de energiestromen tijdens de conditionering voor alle vijverdieptes vergelijkbaar worden. De inkomende hoeveelheid straling en andere meteorologische grootheden zijn onafhankelijk van de vijverdiepte. Omdat de watertemperaturen ook vrijwel gelijk zijn en vast liggen zijn de uitgaande energiestromen ook ongeveer gelijk. Het tijdstip waarop de conditionering begint zal dus verschillen, maar als de grens eenmaal overschreden is zal in alle gevallen de invloed van het weer gecompenseerd worden. Omdat die vrijwel gelijk is zijn de instantane energiestromen voor alle dieptes vergelijkbaar.

Vooral in de zomer kunnen kleine verschillen optreden door stratificatie, maar deze zullen minimaal zijn. Daarnaast treden kleine verschillen op door de timing van het begin van de conditionering, gekoppeld aan het feit dat de diagnose van de watertemperatuur in onze simulaties aan het eind van een tijdstep plaatsvindt.

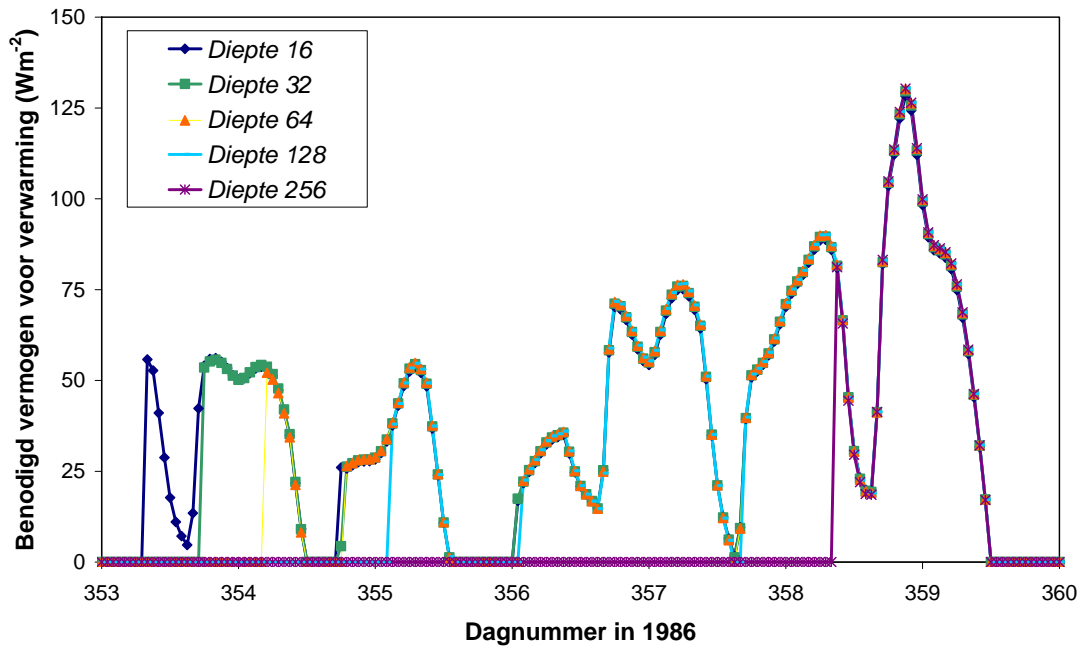
Ter illustratie geeft figuur 4.7 een voorbeeld van de energiebehoefte voor verwarming op een aantal dagen in december 1986 waarvoor het model conditionering simuleert. De behoefte aan verwarming ontstaat eerst bij de vijver van 16 cm diep. Daarna volgen één voor één de vijvers met een grotere waterdiepte. De vermogensbehoefte is vrijwel gelijk tijdens de conditionering, maar de duur van de conditionering neemt af met de diepte. In tegenstelling tot het vereiste maximum vermogen zal de totale jaarlijkse energiebehoefte voor verwarming of de afvoer bij koeling dus wel afhangen van de vijverdiepte. De verschillen in de totale energievraag of -oogst worden bepaald door de totale duur van de periodes waarin conditionering nodig is.



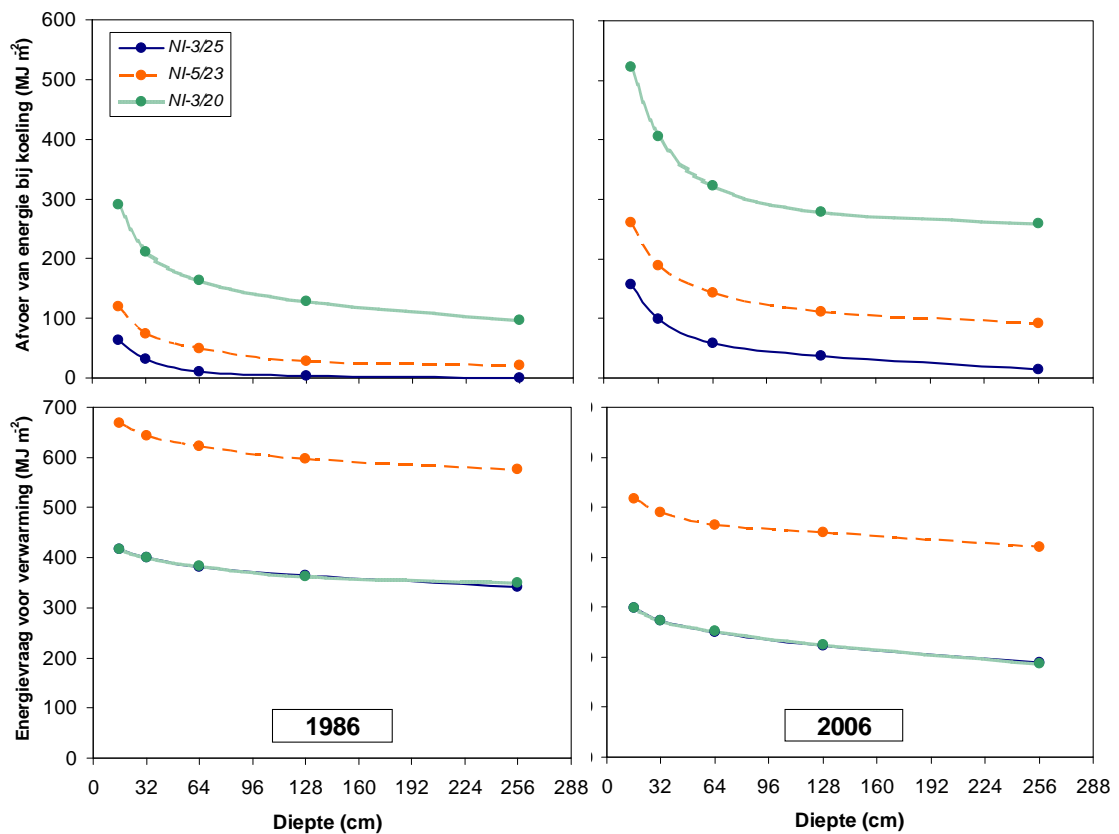
Figuur 4.6. *Gevraagd maximum vermogen voor koeling (boven) of verwarming (beneden) als functie van de vijverdiepte, in de jaren 1986 (links) en 2006 (rechts), bij verschillende conditioneringsopties (zie tekst voor een beschrijving van deze opties).*

Dit is te zien in figuur 4.8 waar de gevraagde jaarlijkse energiestromen per jaar als functie van de vijverdiepte zijn uitgezet. De benodigde energiestromen nemen vooral voor de energieafvoer bij koeling en geringe vijverdiepte sterk af met de diepte. Ook wordt duidelijk dat de verschillen in de jaarlijkse energiestromen door andere keuzes

van de kritische temperatuurgrenzen groter zijn dan in het geval van de maximale vermogens (figuur 4.6). Bij een lagere temperatuu drempel voor koeling kan veel meer energie worden “geogst”. Bij 23°C is de meeropbrengst bij een vijverdiepte van ongeveer 30 cm ruwweg een factor 2; bij 20° neemt die meeropbrengst met nog eens een factor 3 toe. De keuze voor een hogere minimumtemperatuur, van 5°C, doet de energiebehoefte voor verwarming sterk toenemen, met een factor 2. Bij de NI-3/20 simulaties suggereren de resultaten dat een balans tussen energievraag voor verwarming en energieopslag bij koeling op langere termijn mogelijk in evenwicht zouden kunnen zijn. Op deze constatering gaan we in het volgende hoofdstuk dieper in.



Figuur 4.7. Gesimuleerde vermogensbehoefte voor verwarming van vijvers met verschillende dieptes in de periode 19-25 december 1986. Cijfers in de legenda duiden de vijverdiepte in cm aan.



Figuur 4.8. Jaarlijkse afvoer van energie bij koeling (boven) of benodigde energie voor verwarming (beneden) als functie van de vijverdiepte, in de jaren 1986 (links) en 2006 (rechts).

4.4 Toevoer van water voor conditionering

In deze paragraaf analyseren we de benodigde wateraanvoer. De berekende debieten en benodigde waterhoeveelheden gelden voor een systeem dat *equivalent* is met perfecte menging van het aangevoerde water met het vijverwater. Het benodigde debiet voor de aanvoer van water voor conditionering van de watertemperatuur hangt dan af van het temperatuurverschil tussen het aangevoerde water en het water in de vijver. Als conditionering op uurbasis in werking is gesteld, is de watertemperatuur gelijk aan een van de kritische grenzen. De mogelijkheden om extremen te voorkomen hangt dan dus af van het verschil tussen de temperatuur van het aangevoerde water en de kritische grens.

In deze studie zijn twee bronnen van water voor de conditionering beschouwd:

- 1) Oosterscheldewater, met een temperatuur die afhangt van het weer
- 2) Grondwater met een constante temperatuur van 11°C

Het gemeten temperatuurverloop van de Oosterschelde in de jaren 1986 en 2006 staat in figuur 4.9, samen met de gesimuleerde watertemperaturen voor een vijverdiepte van 32 cm. De standaard grenzen voor de conditionering en de

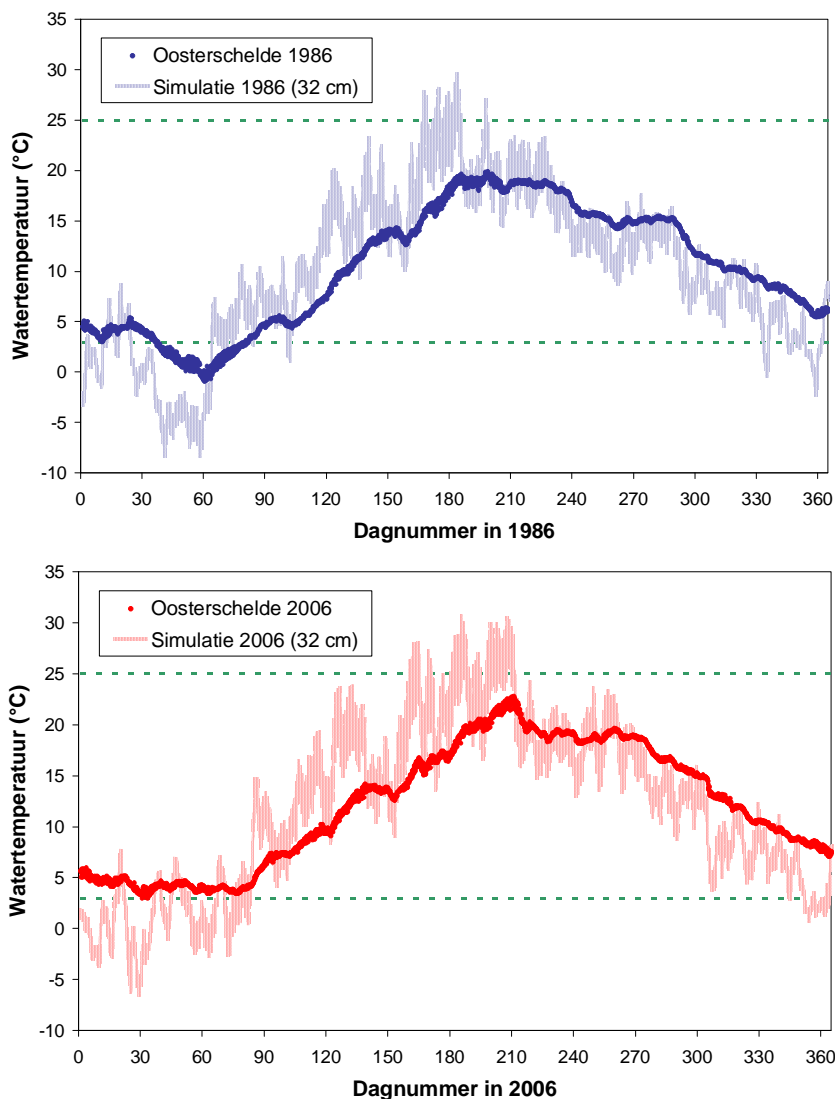
grondwatertemperatuur zijn ook aangegeven. De metingen zijn betrokken van het Hydro-Meteo Centrum Zeeland (www.hmcz.nl). De hier getoonde waarnemingen komen van een locatie ten westen van de Oosterscheldekering, op ongeveer 1 m onder het wateroppervlak. De meetreeks vertoonde een beperkt aantal onderbrekingen. De temperatuurverschillen rond deze onderbrekingen waren echter klein. Daarom hebben we eventuele gaten in de waarnemingsreeks opgevuld door middel van lineaire interpolatie.

Door de open verbinding met de Noordzee op de plek van de waarnemingen zijn de gemeten temperatuurverschillen door het jaar heen mogelijk kleiner dan binnendijks bij Wilhelminadorp. Desondanks zien we een flinke jaarlijkse gang in zowel 1986 als 2006. Temperatuurverschillen tussen zomer en winter liepen op tot 18 à 19°C. In de koude winter van 1986 daalde de Oosterscheldetemperatuur tot rond het vriespunt, en in de zomer van 2006 steeg hij tot bijna 23°C.

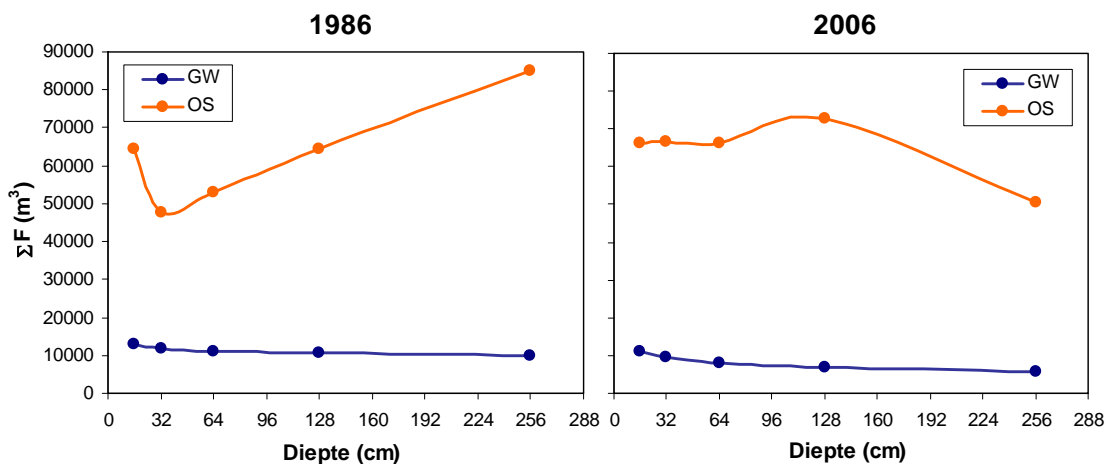
Temperatuurverschillen tussen het water in de Oosterschelde en het water in de vijver zijn wel aanwezig, maar beperkt. Bij conditionering is het verschil tussen de temperatuur van het Oosterscheldewater en de gekozen kritische temperaturen bepalend voor de mogelijkheden om het Oosterscheldewater voor conditionering te benutten. Vooral in de koude periodes is dit verschil klein en kan de Oosterscheldetemperatuur zelfs onder de kritische grens van 3°C dalen. Het water is voor conditionering op die momenten dan niet bruikbaar.

In tegenstelling tot Oosterscheldewater vertoont de grondwatertemperatuur slechts een geringe, waarschijnlijk verwaarloosbare jaarlijkse temperatuurschommeling. Een typische grondwatertemperatuur in Zeeland is 11°C. Dit betekent dat er altijd een verschil is met 8°C ten opzichte van de kritische ondergrens van 3°C, en van 14°C met de bovengrens van 25°C. Met grondwater kunnen extremen daarom meestal goed voorkomen worden.

Het verschil tussen de Oosterscheldewatertemperatuur en de grondwatertemperatuur komt ook tot uitdrukking in figuur 4.10. Daarin is de totale hoeveelheid water te zien die volgens onze simulaties per jaar nodig zou zijn om een vijver met een oppervlak van 1000 m² binnen de genoemde grenzen te conditioneren. Voor Oosterscheldewater loopt deze hoeveelheid enorm op, omdat bij de kleine temperatuurverschillen met de gekozen kritische grenzen onrealistische hoeveelheden water gevraagd zouden worden.



Figuur 4.9. Waargenomen Oosterscheldetemperatuur (www.bmcz.nl) ten westen van de Oosterscheldekering, op 1 m onder het wateroppervlak. De waarnemingen worden vergeleken met simulaties van de vijvertemperatuur voor een vijverdiepte van 32 cm. De streepjeslijnen geven de kritische temperaturen voor conditionering aan. Boven: 1986; beneden: 2006.



Figuur 4.10. Berekende jaarlijkse hoeveelheid water (ΣF) die nodig zou zijn om de vijverwatertemperatuur in de jaren 1986 (links) of 2006 (rechts) binnen de grenzen van een 3°C en 25°C te houden. GW: bij gebruik van grondwater met een temperatuur van 11°C; OS: bij gebruik van Oosterscheldewater met het in Figuur 4.9 getoonde temperatuurverloop. Het oppervlak van de vijver is 1000 m².

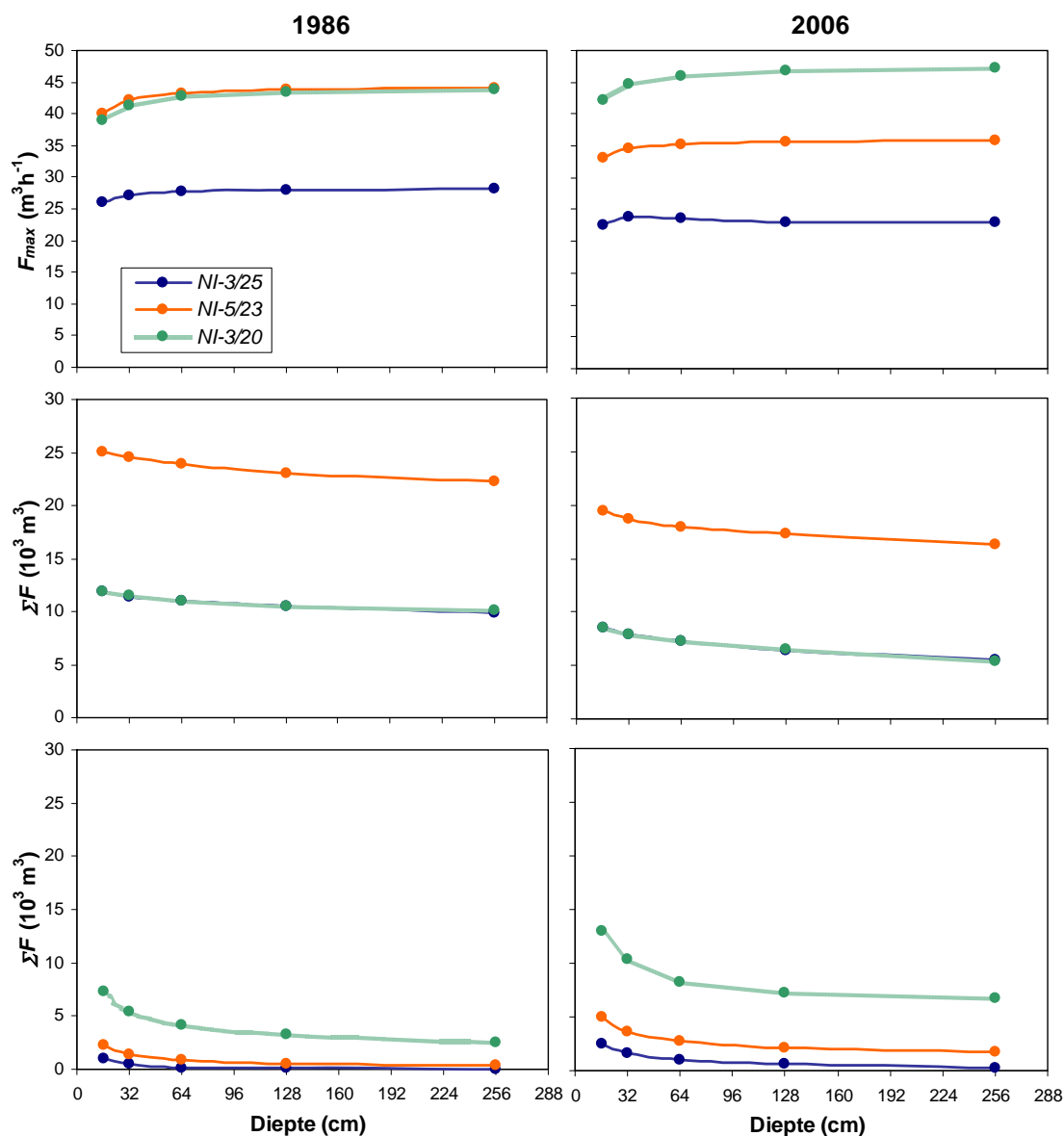
We constateren op grond van deze waarnemingen en de beschikbare waarnemingen dat Oosterscheldewater geen betrouwbare bron van water is om schadelijke temperatuurextremen in de vijvers te voorkomen.

Er treedt tussen de temperatuur van de Oosterschelde en de vijverwatertemperatuur wel een faseverschuiving op: de maximum- en minimumtemperaturen worden in de Oosterschelde later bereikt dan in de vijver van 32 cm diep. Hierdoor is het water in de Oosterschelde in het voorjaar koeler en in het najaar warmer dan in de vijver. Dit maakt het misschien mogelijk meer geleidelijk en over langere periodes gebruik te maken van de temperatuurverschillen door te anticiperen op kritische gebeurtenissen, of Oosterscheldewater als secundaire waterbron voor conditionering te gebruiken. In de periode net voor een piek in de vijverwatertemperatuur zou alvast een koeling ingezet kunnen worden. In het najaar zou de vijver nog wat bijverwarmd kunnen worden. Zulke mogelijkheden zijn hier niet verder met behulp van simulaties onderzocht.

Gezien zijn stabiele temperatuur is grondwater wel een betrouwbare energiedrager voor nivellering van temperatuurextremen. Daarom concentreren we ons verder op de watervraag bij gebruik van grondwater.

Figuur 4.11 toont de gesimuleerde watervraag voor conditionering van een vijver met grondwater als functie van de diepte bij verschillende conditioneringsopties. Zowel het benodigde maximale debiet als de totale watervraag in de jaren 1986 en 2006 zijn uitgezet in de grafieken voor een vijver met een oppervlakte van 1000m². Daarbij is onderscheid gemaakt tussen de vraag voor koeling en voor verwarming.

In het koude jaar 1986 wordt de maximale vraag bij alle drie de conditioneringsopties bepaald door verwarming. Het gevraagde maximum debiet bij koeling voor conditioneringsoptie *NI-3/20* verschilt echter nauwelijks van dat bij verwarming. In het warme jaar 2006 is het maximale gevraagde debiet bij de opties *NI-3/20* en *NI-3/25* aan koeling gekoppeld, en bij *NI-5/23* aan verwarming. Het benodigde maximum debiet varieert tussen 22 en 47m³h⁻¹ en hangt nauwelijks af van de vijverdiepte. Dit komt doordat de maximale energievraag vrijwel niet afhangt van de vijverdiepte (zie paragraaf 4.3). Volgens de huidige simulaties vereist handhaving van de watertemperatuur binnen 3°C en 25°C bij een vijverdiepte van 32 cm een maximaal debiet van 27 en 23 m³h⁻¹ voor 1986, respectievelijk 2006. Het benodigde debiet neemt toe als strengere grenzen worden gehanteerd, maar blijft volgens onze simulaties in de hier onderzochte jaren minder dan 50 m³h⁻¹, ook bij gebruik van een kritische maximumtemperatuur van 20°C.



Figuur 4.11. Gesimuleerde watervraag voor conditionering van een vijver van $1000 m^2$ als functie van de diepte bij verschillende conditioneringsopties (zie paragraaf 4.1 voor een beschrijving van de opties), in de jaren 1986 (links) en 2006 (rechts). Boven: maximaal debiet (F_{max}); midden: jaarlijkse watervraag voor verwarming; beneden: jaarlijkse watervraag voor koeling.

De totale jaarlijkse watervraag varieert tussen $6 \cdot 10^3 m^3$ en $27 \cdot 10^3 m^3$, afhankelijk van de weersomstandigheden en de gekozen optie. Bij de optie NI-5/23 is bijna tweemaal zoveel water nodig als bij de andere opties. De totale watervraag is afhankelijk van de lengte van de kritische periodes en neemt enigszins af met de diepte. Het meeste water is nodig voor verwarming. Een uitzondering is het warme jaar bij de NI-3/20 conditioneringsoptie. In dat geval is voor koeling en verwarming ongeveer evenveel water nodig. Om de watertemperatuur in een vijver van 32 cm diep binnen $3^\circ C$ en $25^\circ C$ te houden is in totaal ongeveer $12 \cdot 10^3 m^3$ grondwater nodig in 1986. Daarvan is

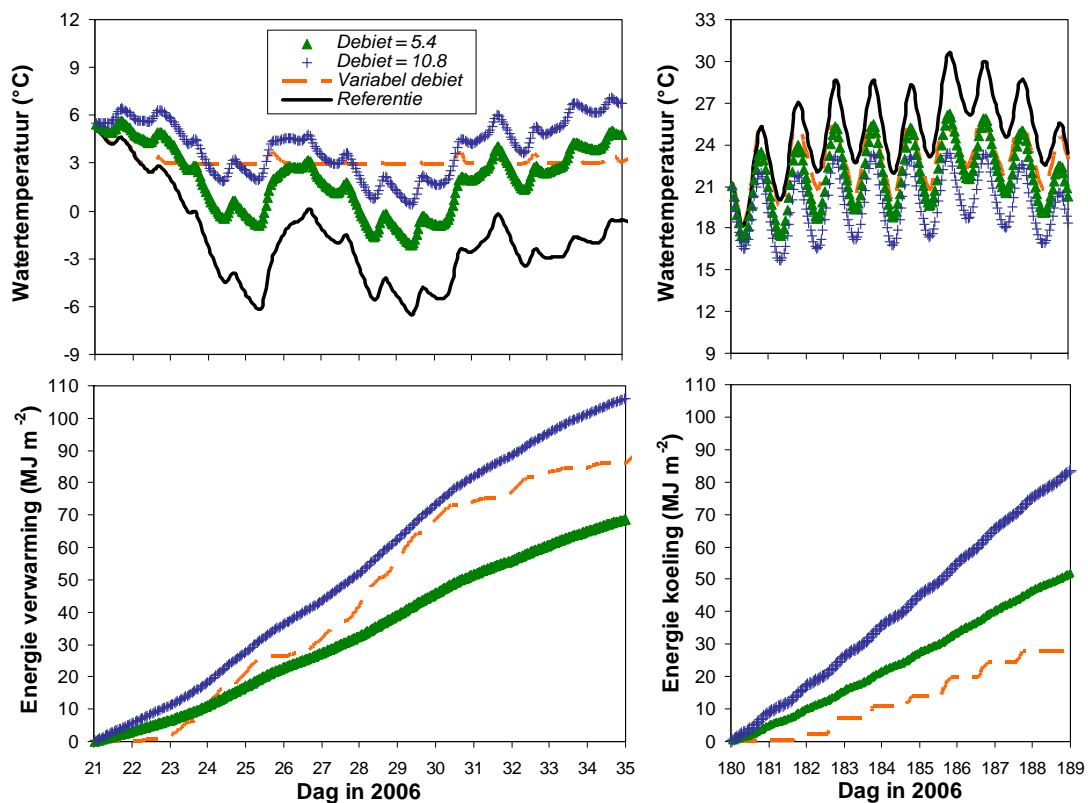
96% bestemd voor verwarming. In 2006 is volgens de simulaties bij die vijverdiepte $9.5 \cdot 10^3 \text{ m}^3$ grondwater nodig, waarvan 83% voor verwarming.

Voorgaande schattingen zijn gebaseerd op conditionering op uurbasis. Dat is voor de analyses in het huidige onderzoek een geschikt uitgangspunt, maar conditionering op uurbasis impliceert een uiterst variabel debiet en is in de praktijk mogelijk lastig toepasbaar. Door te anticiperen op de weersomstandigheden en de capaciteit van de systemen ook te gebruiken wanneer die op uurbasis niet strikt nodig is, zou ook een constant debiet overwogen kunnen worden. Daarbij zou het ingezette energetisch vermogen en dus ook het benodigde maximale debiet beperkt kunnen worden. Een voorbeeld waarin een dergelijke mogelijkheid is gesimuleerd is gegeven in figuur 4.12., voor een vijverdiepte van 32 cm.

De figuur laat enkele resultaten van twee extra simulaties zien. Het betreft twee extreme periodes in het jaar 2006, een koude (21 januari tot en met 3 februari) en een warme (29 juni tot en met 7 juli). In deze periodes wordt grondwater met een constant debiet aangevoerd voor verwarming, respectievelijk koeling. De aanvoer begint één dag vóór het begin van de extreme periode. Dit begin definiëren we als 0:00 uur op de eerste dag waarop met conditionering op uurbasis energie moet worden aan- of afgevoerd. De gebruikte debieten zijn $5,4 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$ en $10,8 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$, wat overeenkomt met ongeveer 25%, respectievelijk 50% van de maximale capaciteit die bij de NI-3/25 optie voor dat jaar op uurbasis nodig zou zijn (zie figuur 4.11). In de figuur vergelijken we de watertemperaturen volgens deze simulaties (*Debiet 5,4* en *Debiet 10,8*) met die van een standaardsimulatie voor conditionering op uurbasis (*Variabel debiet*) en een simulatie zonder enige conditionering (*Referentie*). Verder laten we de cumulatieve hoeveelheid van de aan- of afgevoerde energie in de periodes zien.

In de koude periode komen in de simulaties weer temperaturen beneden het vriespunt voor. Zoals eerder opgemerkt dienen deze alleen ter karakterisering van de extreme kou. In de koude periode is een debiet van $5,4 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$ duidelijk te gering om de extreme temperaturen op te vangen. De hoeveelheid aangevoerde energie is dan ook veel lager dan bij conditionering op uurbasis, evenals de hoeveelheid aangevoerd grondwater (1814 m^3 , tegen 2466 m^3 bij variabel debiet). In de warme periode zijn de maximale watertemperaturen vergelijkbaar met die bij een conditionering op uurbasis. De hoeveelheid afgevoerde energie is groter, net als de hoeveelheid benodigd water (1166 m^3 , tegen 459 m^3 bij variabel debiet).

Het debiet van $10,8 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$ vangt de extremen in de koude periode redelijk op, maar soms mogelijk nog net onvoldoende. Daarbij wordt meer energie gebruikt dan bij conditionering op uurbasis en ook meer water (3628 m^3). Daar staat tegenover dat de koeling in de warme periode bijzonder effectief is en dat daarbij veel warmte kan worden “geogst”. Wel is meer water nodig (233 m^3).



Figuur 4.12. Gesimuleerde watertemperaturen (boven) en cumulatieve energiestromen (beneden) bij conditionering van een 32 cm diepe vijver in een koude periode (links) en een warme periode (rechts) in 2006

Er is een klein neveneffect: bij toepassing van een constant debiet worden de temperatuurfluctuaties in de koude periode iets kleiner dan de fluctuaties zonder conditionering, in de warme periode iets groter. Dit komt omdat in de koude periode de constante verwarming tegen de natuurlijke afkoeling inwerkt, in de warme periode werken natuurlijke afkoeling en conditionering in dezelfde richting.

Dit is ook de reden van de verschillen tussen de koude en de warme periode in het temperatuurverloop bij conditionering op uurbasis en dus bij een variabel debiet. In de winter dreigt de temperatuur 's nachts onder het gestelde minimum te komen en is verwarming nodig. Ook overdag is er netto afkoeling, dan wel een uiterst geringe opwarming wegens de lage zonnestand. Dit maakt verwarming ook overdag noodzakelijk. Het resultaat is een vrijwel constante temperatuur. In de zomer echter is overdag koeling nodig om de vijver onder de kritische grens te houden, maar 's nachts is de afkoeling dermate sterk dat op uurbasis geen extra afkoeling meer nodig is. Het resultaat is dat in de warme periode door deze conditionering alleen een aftopping van de temperatuur overdag plaatsvindt, gevolgd door een natuurlijk verloop in de nacht.

Bovenstaande voorbeelden laten zien dat, afhankelijk van de technische mogelijkheden en bedrijfseconomische overwegingen, toepassing van een constant debiet voor aanvoer van grondwater een goed alternatief kan bieden voor het meer theoretische concept van conditionering op uurbasis. In dit alternatief kan het

watermodel aangestuurd worden via een weersverwachting om te kunnen anticiperen op extreme gebeurtenissen. Toepassing kan in de praktijk via debietkeuze en instelling van de aanlooptijd tot een extreme gebeurtenis geoptimaliseerd worden. Belangrijke criteria daarbij zijn het vermogen om extremen te voorkomen dan wel een optimumtemperatuur te handhaven, de verhouding tussen aanbod van energie via koeling en vraag van energie voor verwarming, en de totale watervraag voor conditionering.

5 Klimatologische analyse van de watertemperaturen

Met het VOC-model zijn modelsimulaties uitgevoerd om de invloed van het weer op de energiehuishouding en opties voor nivellering van temperatuurextremen in kweekvijvers over langere tijd te bestuderen. Dit hebben we gedaan op basis van weergegevens over de huidige officiële klimatologische periode van 30 jaar (1971-2000). De benodigde gegevens zijn betrokken uit het zogenoemde ERA-40 archief van het Europese Centrum voor Weersverwachtingen op de Middellange Termijn (ECMWF) in Reading (Verenigd Koninkrijk). In paragraaf 5.1 geven we een beschrijving van de data in dat archief. Met deze data zijn de vijvertemperaturen over de genoemde periode van 30 jaar doorgerekend. Daarbij zijn we uitgegaan van verschillende opties voor vijverdiepte en kritische grenzen voor de vijvertemperatuur. Paragraaf 5.2 geeft een korte beschrijving van de belangrijkste kenmerken van de verschillende simulaties. De analyse van de resultaten in paragraaf 5.3 richt zich op frequentie, duur en intensiteit van ‘kritische gebeurtenissen’, en geeft de behoefte aan energie en water om deze kritische gebeurtenissen te voorkómen. Met die informatie zijn door Bot (2009) verschillende opties voor een permanent beheer van temperatuur en waterhuishouding geëvalueerd in relatie tot het ontwerp van de vijver.

5.1 Invoergegevens uit het ERA-40 archief

Om een goede tijdreeks te krijgen van de watertemperatuur in een vijver in Zeeland is een betrouwbare dataset nodig als invoer voor het watermodel. In dit project hebben we de ERA-40 dataset (ERA: ECMWF *ReAnalysis*) voor dat doel gebruikt (Uppala et al., 2005). Deze dataset omvat de periode september 1957 tot en met augustus 2002. De set is gebaseerd op berekeningen over de genoemde periode met de nieuwste versie van het ECMWF model. De dataset bevat in deze zin dus gemodelleerde data. Wel zijn in de ERA-40 analyses ook zoveel mogelijk meteorologische waarnemingen gebruikt en geïntegreerd in de modelanalyses (zie hierna). In die zin is de ERA-40 dataset dus tevens een interpolatie van de waarnemingen op basis van de meest recente meteorologische inzichten.

Het ECMWF-model is een op mondiale schaal toegepast weermodel dat veel gebruikt wordt om weersverwachtingen te maken. Het wordt daarom ook voortdurend en diepgaand gevalideerd.

Bij de modelberekeningen voor de ERA-40 periode wordt het model elke 6 uur opnieuw gestart. Het model wordt altijd geïntialiseerd met invoerdata afkomstig van onder meer weerstations, weerballonnen, boeien op zee, schepen en satellieten om het model zo dicht mogelijk bij de waarheid te laten starten. De procedure levert na de assimilatie van zulke data een gedegen analyse van de uitgangssituatie, met een

hechte relatie tussen waarnemingen en modelberekeningen. We gebruiken hier zoveel mogelijk deze zogenoemde initiële velden (in weerkundige termen de “analyses”).

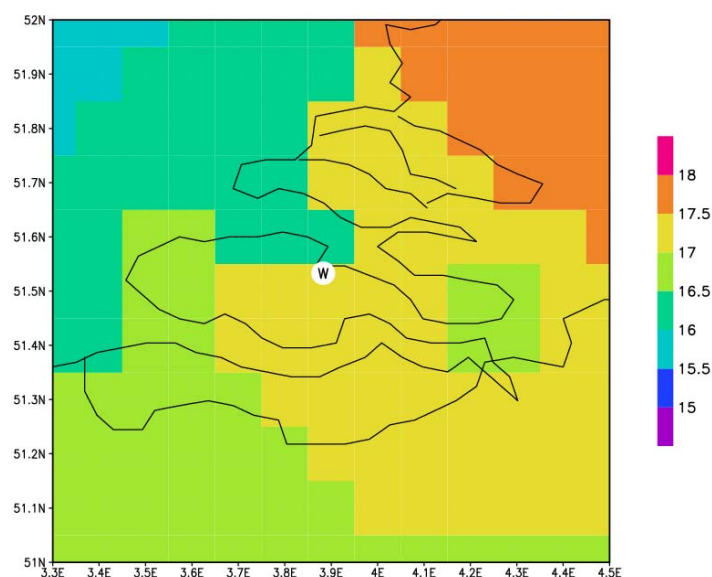
De ERA-40 uitvoer voor de eerste dag wordt iedere 3 uur bewaard en daarna tot aan het eind van elke simulatie iedere 6 uur. Omdat het ECMWF-model een tijdsresolutie van 3 uur hanteert, houden we deze resolutie ook aan voor de gegenereerde invoerdata. Het watermodel VOC interpoleert deze data naar de in dat model gebruikte tijdstap van 15 minuten.

De dataset voor de berekeningen met het watermodel in Zeeland creëren we uit de volgende datastromen van het ERA-40 archief:

- 1) data uit de initiële velden:
 - u- en v-windcomponenten op een hoogte van 10m (ms^{-1})
 - temperatuur op een hoogte van 2 m (K)
 - dauwpunt op een hoogte van 2 m (K)
 - luchtdruk op zeeniveau (Pa)
- 2) data uit de verwachte velden (gesommeerd over 3 uur):
 - neerslag (m)
 - inkomende kortgolvlige straling (Wm^{-2})
 - inkomende langgolvlige straling (Wm^{-2})

De initiële velden bevatten geen neerslag en straling omdat het ECMWF-model die uitsluitend berekent. Om de juiste invoerdata te krijgen voor het model is het nodig sommige van de opgevraagde grootheden te converteren. De luchtvochtigheid volgt uit de luchttemperatuur en het dauwpunt. De windsnelheid wordt berekend uit de beide windcomponenten en hieruit volgt weer de wrijvingssnelheid (zie hoofdstuk 2). Verder gebruikt het model neerslag in de vorm van een snelheid in ms^{-1} .

Het model dat de ECMWF data gebruikt is een 1D-model. We hebben uit het ERA-40 daarom data geselecteerd voor een roosterpunt dat representatief is voor de vijver. Met behulp van de coördinaten van het KNMI waarnemingstation in het nabij gelegen Wilhelminadorp hebben we dit roosterpunt geselecteerd. Dit punt is in figuur 5.1 aangegeven met een \mathbb{W} . Deze figuur illustreert hoe een willekeurig temperatuurveld uit het ERA-40 archief verkregen is.



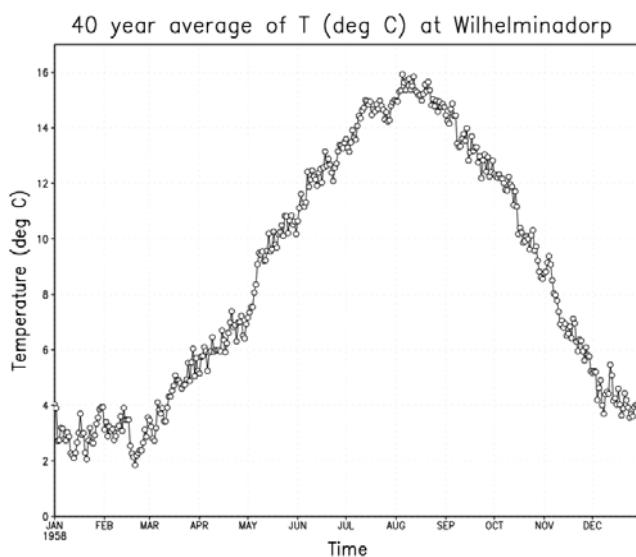
Figuur 5.1. Ruimtelijke verdeling van de temperatuur (°C) op 1 juli 1958 12:00 UTC. De witte cirkel met *W* geeft de locatie van Wilhelminadorp weer.

De waarde van de meteorologische grootte selecteren we voor een landpunt binnen het modelvlak met de gewenste locatie. Het zo gekozen punt is dan representatief voor de omgeving van de vijver. Figuur 5.1 laat ook de resolutie van de data uit het ERA-40 archief zien. In dit voorbeeld is de resolutie $0,1^\circ$, ofwel ongeveer 10 km. De eigenlijke resolutie van het model komt ongeveer overeen met 25 km. Om de data op een fijnere resolutie te krijgen is gebruik gemaakt van een zogenoemde statistische interpolatie (“*statistical downscaling*”), uitgevoerd met behulp van de interpolatieroutines van het ECMWF.

Zoals eerder al aangegeven komen de data uit verschillende datastromen van het ERA-40 archief. Wij hebben de modelruns van 0:00 UTC met bijbehorende verwachtingen gebruikt. Voor de temperatuur, het dauwpunt en de windsnelheid is naast de analyse op 0:00 UTC gebruik gemaakt van de +3, +6, +9, +12, +15, +18 en +21 verwachtingen (+*n* betekent *n* uur vooruit). Voor de stralingsvariabelen en de neerslag is geen analyse beschikbaar en daarom worden hiervoor alleen verwachtingen gebruikt.

Voor de stralingsvariabelen hebben we de volgende verwachtingen genomen: +3, +6, +9, +12, +15, +18, +21 en +24. Eerdere publicaties (Hagemann, 2005) hebben aangetoond dat de ERA-40 verwachtingen in de eerste uren van de simulatie te weinig neerslag berekenen. Om deze zogenoemde “droge bias” te minimaliseren is een andere benadering gewenst, deze is in overleg met het ECMWF toegepast. Deze benadering neemt de modelrun van 12:00 UTC met als verwachtingen +15, +18, +21, +24, +30 en +36 om zo een dataset per dag te krijgen die loopt van 0:00 UTC tot en met 21:00 UTC. De +27 en +33 verwachtingen, die niet worden opgeslagen in het ERA-40 archief, volgen uit een lineaire interpolatie in tijd.

Uiteindelijk zijn met een tijdsresolutie van 3 uur tijdseries gemaakt van windsnelheid (ms^{-1}), wrijvingsnelheid (ms^{-1}), luchttemperatuur ($^{\circ}\text{C}$), relatieve vochtigheid (-), inkomende kortgolvlige straling (Wm^{-2}), inkomende langgolvlige straling (Wm^{-2}), luchtdruk (hPa) en neerslagintensiteit (ms^{-1}) voor de periode januari 1958 tot en met december 2001.



Figuur 5.2. Gemiddelde jaarlijkse gang van de daggemiddelde luchttemperatuur ($^{\circ}\text{C}$) in Wilhelminadorp.

5.2 Opzet van de simulaties voor klimatologische analyses

Met behulp van de data uit het ERA-40 archief zijn vijvertemperaturen gesimuleerd voor de periode van 1 januari 1971 tot en met 31 december 2000. Dit is de huidige officiële klimatologische periode. De berekeningen zijn uitgevoerd met een dynamische simulatie van de sedimenttemperaturen. Op grond van de verkennende berekeningen is grondwater met een temperatuur van 11°C als uitgangspunt genomen voor koeling en verwarming van de vijvers. Verder zijn de standaardinstellingen gebruikt zoals besproken in de vorige hoofdstukken.

Alle simulaties zijn uitgevoerd voor drie vijverdieptes: 32 cm, 64 cm en 128 cm. Verder zijn twee sets van kritische grenzen voor de watertemperatuur gebruikt. In eerste set is de minimale temperatuur 3°C , in de tweede 5°C . In beide gevallen is de kritische ondergrens gecombineerd met een bovengrens van 20°C .

Net als bij de in hoofdstuk 4 beschreven simulaties komt de ondergrens van 3°C overeen met de grens die door Woodhead (1964) is afgeleid uit ervaringen met strenge winters in het verleden. De ondergrens van 5°C is gekozen op grond van de overweging dat de marge bij de 3-graden grens mogelijk te klein is. De relatief lage bovengrens van 20°C is niet alleen gebaseerd op het welzijn van de vissen, maar anticipeert ook op de mogelijkheid om in de zomer meer warmte te kunnen

“oogsten”. De opgeslagen hoeveelheid energie kan dan in de winter weer dienen voor verwarming van de vijvers.

De gesimuleerde watertemperaturen zijn per uur opgeslagen, samen met de hoeveelheid energie die in dat uur nodig zou zijn voor handhaving van de watertemperatuur binnen de gestelde grenzen. Uit deze modeluitvoer zijn vervolgens kansdichtheidsfuncties berekend voor de benodigde energiestromen bij koeling in de zomer (“warmteogst”), respectievelijk verwarming in de winter. Verder zijn per jaar de totale energiestromen voor koeling en verwarming berekend.

De aan- en afvoer van energie die nodig is voor regulering van de temperatuur kan in beginsel worden gerealiseerd door middel van een bodemwarmtewisselaarsysteem. De analyses gaan uit van een dergelijk systeem, omdat dit concept duurzaam en bedrijfszeker is en er ervaring mee is opgedaan. In onze analyses houden we echter *geen* rekening met eventuele energieverliezen in dergelijke systemen.

Bij een warmer wordend mondiaal klimaat kan volgens het KNMI in de toekomst in Nederland sprake zijn van gemiddeld meer warme zomers en mildere winters dan in het huidige klimaat (Van Den Hurk et al., 2006). In de discussie van de resultaten zal kort worden ingegaan op de mogelijke gevolgen van een dergelijke verandering op de energiehuishouding van de hier gesimuleerde vijvers. Daarbij nemen we de verandering in de temperatuur als leidraad. De precieze gevolgen zijn van diverse andere factoren afhankelijk en zijn in deze studie niet nader geanalyseerd.

5.3 Aantal kritische gebeurtenissen

Tabel 5.1 laat voor elke vijverdiepte het aantal uren zien in waarin verwarming, respectievelijk koeling nodig is bij de gestelde kritische temperaturen. “Koeling” kan in dit geval ook opgevat worden als “warmteogst”. Omdat we hier op uurbasis werken en diepere vijvers over het algemeen kleinere variaties in de temperatuur vertonen zijn er bij diepere vijvers duidelijk minder kritische gevallen.

Zoals we ook in hoofdstuk 4 hebben laten zien is het aantal uren met een verwarmingsvraag bij de huidige definitie veel groter dan het aantal uren waarvoor koeling vereist is. Omdat de kritische bovengrens voor de watertemperatuur in alle gevallen gelijk blijft is er vrijwel geen effect van de keuze van de ondergrens op de frequentie met koeling. De verschuiving van de kritische ondergrens van 3°C naar 5°C betekent volgens deze simulaties een toename van het aantal uren met verwarmingsvraag met 74-94%.

Over het precieze gevolg van een warmer klimaat voor het aantal kritische gevallen is op grond van de huidige studie geen uitspraak te doen. Maar hogere temperaturen betekenen naar verwachting een verschuiving naar minder extreem koude uren en meer extreem warme uren.

Tabel 5.1. Berekend aantal uren met vereiste koeling of verwarming voor de periode 1971-2000, bij twee kritische ondergrenzen voor de watertemperatuur en voor drie vijverdieptes. Kritische bovengrens voor de watertemperatuur is 20°C. Het totaal aantal uren in deze periode is 262992.

	Vijverdiepte (cm)	$T_{min,cr} = 3^{\circ}C$	$T_{min,cr} = 5^{\circ}C$
Verwarming	32	22338 (8,5%)	38871 (14,8%)
	64	18957 (7,2%)	34641 (13,2%)
	128	15747 (6,0%)	30512 (11,6%)
Koeling	32	9381 (3,6%)	9390 (3,6%)
	64	6493 (2,5%)	6486 (2,5%)
	128	4662 (1,8%)	4663 (1,8%)

5.4 Benodigd vermogen

Figuur 5.3 laat de cumulatieve verdeling zien van de vermogensvraag, uitsluitend berekend over alle uren met koeling, respectievelijk verwarming. De grootheid p op de x-as is de kans dat de vermogensvraag kleiner is dan de bij p horende waarde op de y-as. De maximale vermogensvraag is dus af te lezen bij $p=1$.

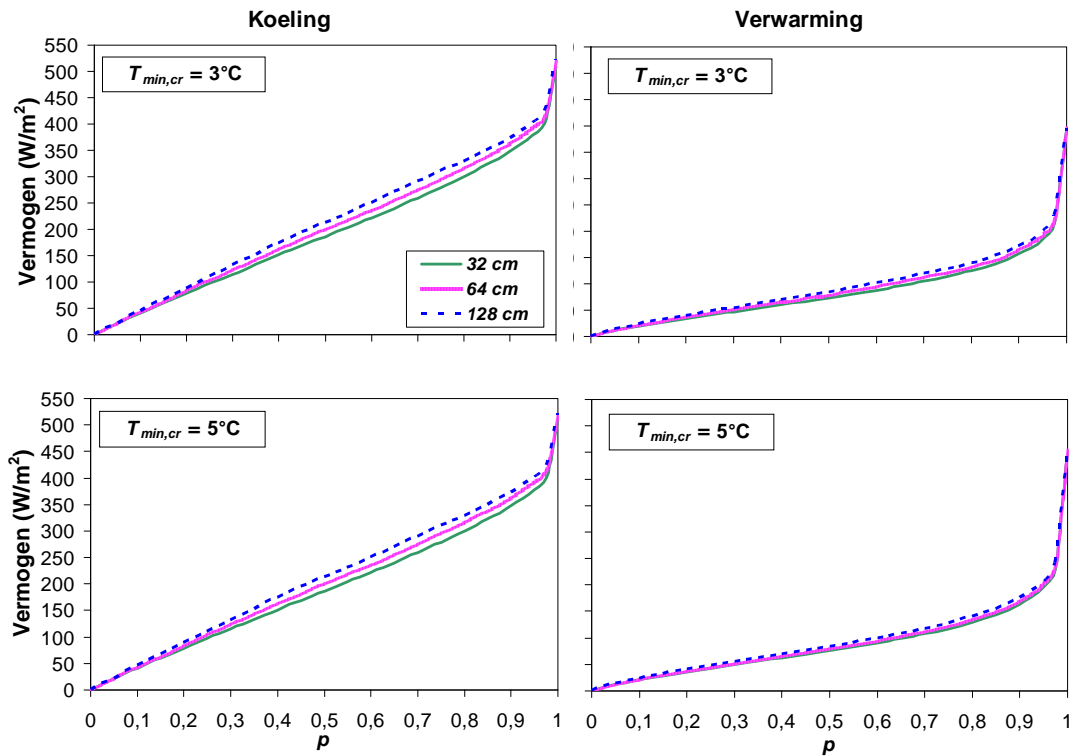
Voor koeling is deze maximale vraag groter dan voor verwarming, ook bij de hogere kritische minimumtemperatuur. Het gevraagde maximum vermogen voor koeling varieert tussen 509 en 524Wm⁻²; dat voor verwarming varieert tussen 391 en 396Wm⁻² bij $T_{min,cr} = 3^{\circ}C$ en tussen 448 en 456Wm⁻² bij $T_{min,cr} = 5^{\circ}C$. De maximale vermogensvraag voor verwarming neemt dus slechts met ongeveer 15% toe bij de hogere kritische minimumtemperatuur. Verder blijven de verschillen tussen de frequentieverdelingen over het hele bereik tussen $p=0$ en $p=0,975$ beperkt tot minder dan 7%. Ze zijn het grootste bij een vijverdiepte van 32 cm.

Ook de verschillen tussen de drie vijverdieptes zijn klein: voor de vijverdieptes 32 en 128 cm zijn ze uiteraard het grootst en bedragen dan maximaal rond 30 Wm⁻² bij koeling en bij $p \approx 0,7$.

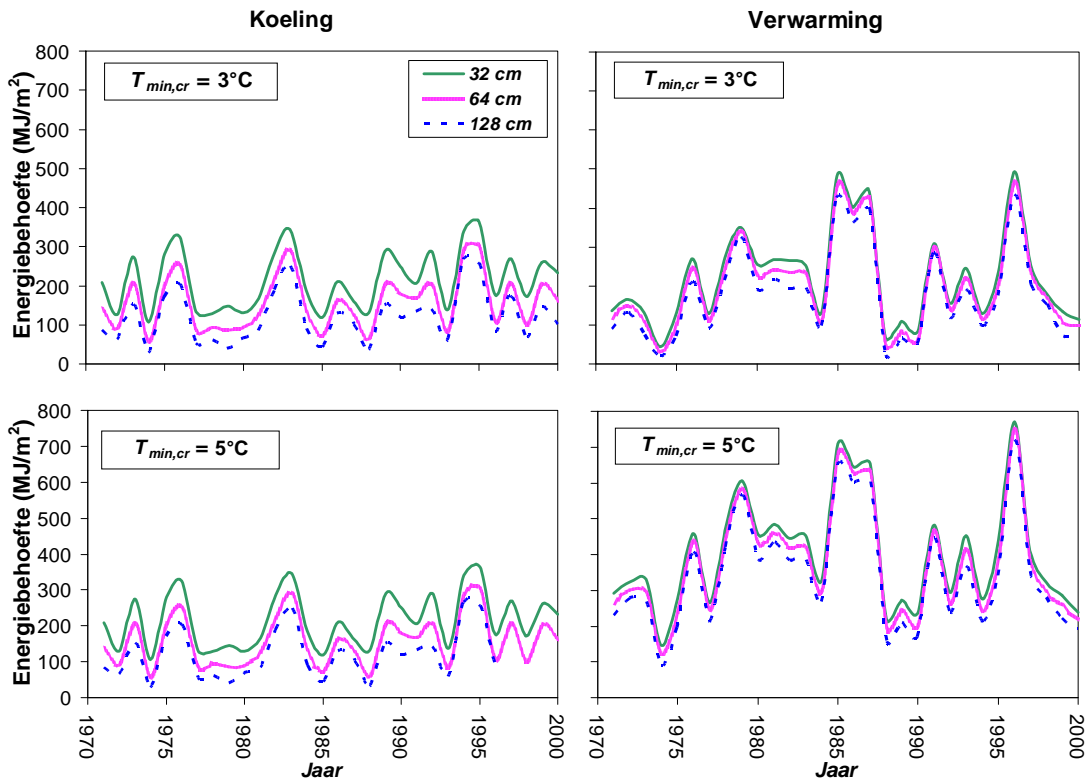
Het is de vraag of het maximale gevraagde vermogen ter voorkoming van temperatuurextremen daadwerkelijk moet worden opgesteld. Uit bedrijfs-economische overwegingen is het wellicht gunstiger uit te gaan van een lager vermogen. Bij ontwerpstudies gaat men vaak uit van een hoog percentiel, bijvoorbeeld $p=0,95$ of $p=0,90$ om het benodigde vermogen af te leiden. Dit voorkomt dat het ontwerp te veel wordt afgestemd op zeldzame extremen.

Deze overweging is hier des te meer van belang vanwege het steile verloop van de kansdichtheidscurve (figuur 5.3) bij $p > 0,95$. Dat betekent dat het benodigde vermogen relatief snel toeneemt wanneer ook de 5% meest extreme gevallen perfect moeten worden opgevangen. Daarnaast zijn de berekeningen gebaseerd op de korte tijdschaal van een uur.

Mogelijk zouden extremen met minder vermogen ook opgevangen kunnen worden door te anticiperen op bepaalde gebeurtenissen, bijvoorbeeld door een koppeling met de weersverwachting, en daarbij ook uit te gaan van een constant vermogen. De analyses in paragraaf 4.4 illustreren een dergelijke strategie voor een constant debiet van de wateraanvoer.



Figuur 5.3. Gesimuleerde cumulatieve frequentieverdeling van de vermogensvraag voor koeling (links), respectievelijk verwarming (rechts) voor de periode 1971-2000. De grootte p op de x -as is de kans dat de vermogensvraag kleiner is dan de bij p horende vermogensvraag op de y -as.



Figuur 5.4. Gesimuleerde jaarlijkse energiebehoefte voor koeling (links), respectievelijk verwarming (rechts) voor de periode 1971-2000. Voor de leesbaarheid zijn de gegevens verbonden door middel van een vloeiende lijn.

Ook hier geldt dat in de toekomst een verschuiving verwacht mag worden in de patronen: gemiddeld minder verwarming in de winter en meer koeling in de zomer. Het maximale vermogen voor verwarming wordt mogelijk ook minder, maar hoe dit precies uitpakt is afhankelijk van het karakter van de extreme winters in een toekomstig klimaat. Het benodigde maximum vermogen voor koeling zal bij hoger wordende extreme zomertemperaturen waarschijnlijk toenemen. Ook mag een grotere “warmteogst” verwacht worden.

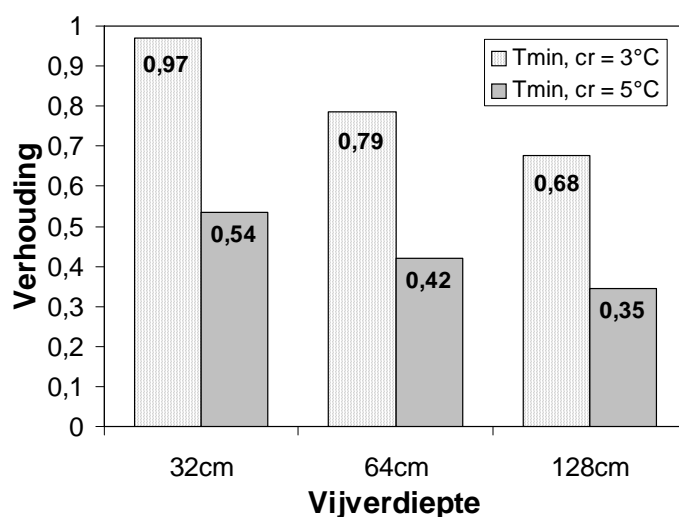
5.5 Jaarlijkse energiestromen

Uit het bovenstaande volgt dat de keuze tussen de twee kritische minimumtemperaturen voor het gevraagde vermogen weinig uitmaakt. Maar zoals in tabel 5.1 te zien is neemt bij de hogere kritische temperatuur het aantal uren met een energiebehoefte wel sterk toe. Daarom neemt de jaarlijks totale energiebehoefte ook sterk toe.

Dit is te zien in figuur 5.4, waar de gesimuleerde jaarlijkse energiebehoefte voor koeling en verwarming in de periode 1971-2000 uitgezet is. De jaren met koude winters, met name 1985, 1986 en 1996, zijn duidelijk te herkennen aan de grote energiebehoefte voor verwarming. Die loopt op tot maxima van rond de 470 en 750MJm⁻² in 1996 voor kritische minimumtemperaturen van 3, respectievelijk 5°C. De variatie in de behoefte aan koeling is kleiner. Ook hier zijn warmere zomers te herkennen waarin de behoefte aan koeling oploopt tot rond 350MJm⁻² (1976, 1983 en 1995).

Interessant is, dat de invloed van vijverdiepte op koeling groter is dan die op verwarming. De kritische drempel wordt bij de geringere vijverdieptes eerder bereikt, zodat de “warmteogst” eerder kan beginnen. Omdat de warmteafvoer afhankelijk is van het weer en de energiestromen in de zomer het grootste zijn, is het resultaat van een langere “oogst” duidelijk te zien en zijn de effecten groter dan bij verwarming in de winter. Dit betekent dat minder diepe vijvers volgens deze simulaties in de zomer meer energie opleveren. Daar staat tegenover dat de fluctuaties in de temperatuur ook groter zijn.

Figuur 5.5 laat zien in hoeverre opslag van energie in de zomer en gebruik van energie in de winter in evenwicht zijn bij perfect werkende warmtewisselaars zonder enig energieverlies. Volgens de huidige simulaties zijn vraag en aanbod bij een vijverdiepte van 32 cm en een kritische minimumtemperatuur van 3°C vrijwel in evenwicht. De uitgangssituatie is in deze situatie dus gunstig. Voor de overige vijverdieptes en bij een kritische minimumtemperatuur van 5°C is de uitgangssituatie een stuk minder gunstig en treedt afhankelijk van de gekozen combinatie van vijverdiepte en kritische minimumtemperatuur een energietekort van ongeveer 25-65% op. Bij deze resultaten speelt de exacte keuze van de kritische bovengrens (hier 20°C) uiteraard een grote rol.



Figuur 5.5. Lange termijn verhouding tussen energieopbrengst bij koeling in de zomer en energiebehoefte voor verwarming in de winter. De berekening omvat de hele periode 1971-2000 en houdt geen rekening met eventuele energieverliezen van het systeem voor opslag en winning van energie uit grondwater.

Bij de mogelijke veranderingen in het Nederlandse klimaat zullen de verhoudingen tussen opbrengst bij koeling en verbruik bij verwarming naar verwachting gunstiger worden. Bij een vijver van ongeveer 30 cm diep zou dan bij een kritische minimumtemperatuur van 3°C en een kritische maximumtemperatuur van 20°C op langere termijn de energiebehoefte in de winter gedekt kunnen worden door de opbrengst in de zomer. De werkelijke dekkingsgraad in de praktijk is dan ongeveer gelijk aan het rendement van het warmtewisselaarsysteem.

6 Conclusies

In deze studie hebben we de frequentie, duur en intensiteit van temperatuurextremen in ondiepe vijvers, in zomer en winter gekwantificeerd en enkele technieken voor nivellering van temperatuurextremen geëvalueerd. Dit is gebeurd met behulp van een computermodel, VOC, dat watertemperatuur beschrijft als functie van weersomstandigheden. Belangrijke concepten in dit VOC-model zijn:

- 1) Uitwisseling tussen het water en de atmosfeer, in het bijzonder de overdracht van voelbare warmte en warmte-uitwisseling via verdamping en neerslag;
- 2) absorptie van zonnestraling in het water;
- 3) uitwisseling van warmte met de vijverbodem;
- 4) menging in het water via turbulentie die ontstaat onder invloed van de wind, en door stroming, dichtheidsverschillen en golfbreking;
- 5) aan- of afvoer van energie via externe mechanismen, zoals de aan- of afvoer van grondwater.

Het VOC-model is gekalibreerd aan de hand van waargenomen weerkundige grootheden en metingen van de stralingsintensiteit boven en onder water van een bestaande zagervijver. Het gekalibreerde model is in staat watertemperaturen van ondiepe vijvers in de buitenlucht accuraat te simuleren, zowel binnen een seizoen als binnen een dag. Bij gebruik van het waargenomen weer om het model aan te sturen blijken eventuele verschillen tussen waargenomen en gemodelleerde watertemperaturen niet verder te groeien en op korte termijn zelfs weer kleiner te worden. Dit maakt het model een geschikt gereedschap voor een studie naar de invloed van het weer op watertemperaturen van ondiepe buitenvijvers.

Grotere vijverdieptes leiden tot een sterkere demping van verschillen in watertemperatuur, op tijdschalen van een dag tot een jaar. Zonder conditionering, en bij drempelwaarden voor de definitie van extreme kou of extreme warmte van respectievelijk 3°C en 25°C is het aantal uren met extreme kou duidelijk groter dan het aantal uren met extreme warmte. Voor de jaren 1986 en 2006 was het berekende percentage met extreem koude uren 18-20, dat met extreem warme uren 0-6. De vijverdiepte heeft bij de genoemde drempelwaarden nauwelijks invloed op de frequentie van het optreden en de duur van koude-extremen in het vijverwater. Een grotere diepte heeft bij de hier gekozen drempelwaarden wel een gunstige invloed op de frequentie en de duur van het aantal extreem warme situaties.

Bij handhaving van de watertemperatuur binnen van tevoren gekozen grenzen heeft de vijverdiepte nauwelijks invloed op het vereiste maximale energetisch vermogen voor koeling of verwarming op uurbasis. De duur van perioden met extreme watertemperaturen neemt, wegens demping van temperatuurfluctuaties in het vijverwater, bij grotere waterdiepte af. De totale jaarlijkse vraag naar energie voor verwarming neemt daarom af met toenemende diepte. Maar ook de opbrengst van warmte bij koeling neemt fors af met toenemende diepte. Vanuit energetisch oogpunt is de keuze van de drempels voor conditionering belangrijker dan het effect van de diepte.

Gebruik van Oosterscheldewater is geen betrouwbare optie om schadelijke temperatuurextremen te voorkomen. De temperatuurverschillen tussen het Oosterscheldewater en het vijverwater bij conditionering zijn daarvoor te klein en de temperatuur van het Oosterscheldewater overschrijdt tijdens extreme periodes soms de gekozen drempelwaardes. Grondwater daarentegen is, gezien de stabiele temperatuur en het relatief grote temperatuurverschil met de beoogde drempelwaardes wel een betrouwbare energiedrager voor nivellering van temperatuurextremen. De maximale hoeveelheid grondwater die bij conditionering op uurbasis nodig is, is nauwelijks gerelateerd aan de vijverdiepte, maar de totale jaarlijkse watervraag is bij diepere vijvers kleiner.

Afhankelijk van de technische mogelijkheden en bedrijfseconomische overwegingen is toepassing van een constant debiet voor aanvoer van grondwater in de praktijk mogelijk een goed alternatief voor het meer theoretische concept van conditionering op uurbasis. In dit alternatief kan het watermodel aangestuurd worden via een weersverwachting om te kunnen anticiperen op extreme gebeurtenissen. Toepassing kan in de praktijk via debietkeuze en instelling van de aanlooptijd tot een extreme gebeurtenis geoptimaliseerd worden. Belangrijke criteria daarbij zijn het vermogen om extremen te voorkomen dan wel een optimumtemperatuur te handhaven, de verhouding tussen aanbod van energie via koeling en vraag van energie voor verwarming, en de totale watervraag voor conditionering.

De klimatologische analyse voor de periode 1971-2000 bevestigt de bevindingen voor de jaren 1986 en 2006. Op uurbasis zijn de verschillen tussen de vijverdieptes in gevraagd vermogen voor verwarming of koeling klein; de jaarlijkse energiebehoefte of opbrengst hangt echter wel sterk af van de diepte.

Bij handhaving van de watertemperatuur tussen 3°C en 20°C in een vijver van ~30 cm diep zijn het aanbod van energie in de zomer (warmteogst bij koeling) en de vraag naar energie in de winter op langere termijn ongeveer in evenwicht. Bij grotere vijverdiepte is de verhouding tussen 'warmteogst' bij koeling in de zomer en behoefte aan verwarming in de winter beduidend minder gunstig. Daarbij is geen rekening gehouden met eventuele verliezen bij opslag en terugwinning van energie. Mogelijk worden de verhoudingen in een toekomstig klimaat met warmere zomers en zachtere winters gunstiger

Referenties

- Arya, S.P., 2001. *Introduction to micrometeorology*. Academic Press, San Diego.
- Bindi, M., F. Miglietta en G. Zipoli, 1992. Different methods for separating diffuse and direct components of solar radiation and their application in crop growth models. *Clim. Res.*, **2**, 47-54.
- Bot, G., 2009. *Final report on the ZT nursery design*. In voorbereiding.
- Cathcart, T.P., 1987. *Heat transfer and temperature prediction in small freshwater ponds*. Ph.D. thesis, Univ. Mariland, Dept. Agricultural Engineering, 299 pp.
- Coastal Engineering Research Center, 1984. *Shore Protection Manual*. U.S. Army Corps of Engineers, Waterways Experiment Station, Vicksburg Mississippi.
- Csanady, G.T., 1990, The role of breaking wavelets in air-sea gas transfer. *J. Geophys. Res.*, **95**, 749-759.
- Culberson, S.D. and R.H. Piedrahita, 1996. Aquaculture pond ecosystem model: temperature and dissolved oxygen prediction – mechanism and application. *Ecological Modelling*, **89**, 231-258.
- Dalfsen, W. van, 1981. *Geothermal investigation in shallow observation wells: the shallow subsurface temperature field in the Netherl ands*. DGV-TNO.
- DeCosmo, J., K.B. Katsaros, S.D. Smith, R.J. Anderson, W.A. Oost, K. Bumke, en H. Chadwick, 1996. Air-sea exchange of water vapor and sensible heat: The Humidity Exchange Over the Sea (HEXOS) results. *J. Geophys. Res.*, **101**, 12001-12016.
- Deardorff, J.W., Theoretical expression for the countergradient vertical heat flux, *J. Geophys. Res.*, **77**, 5900-5904, 1972.
- Erbs, D.G., S.A. Klein en J.A. Duffie, 1982. Estimation of the diffuse radiation fraction for hourly, daily and monthly-average global radiation. *Solar Energy*, **28**, 293-302.
- Foken, T., 2008. *Micrometeorology*. Springer Verlag, Berlijn, Heidelberg.
- Fonds, M. en V.P. Saksena, 1977. *The daily food intake of young soles (Solea solea L.) in relation to their size and the water temperature*. 3rd Meeting of the I.C.E.S. Working Group on Mariculture, Brest, France, May 10-13, 1977. Actes de Colloques du C.N.E.X.O., 4: 51-58.
- IF Technology, 1998. *Bodemgeschiktheidskaart voor warmtepompsystemen met verticale bodemwarme-wisselaars; haalbaarheidsonderzoek*. rapport 1/9801/IJ/AS, IF Technology BV, Arnhem.
- Garratt, J.R., 1992. *The atmospheric boundary layer*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Graham Cogley, J., 1979. The albedo of water as a function of latitude. *Monthly Weather Rev.*, **107**, 775-781.

- Gill, A.E., 1982. *Atmosphere-Ocean dynamics*. Academic Press, San Diego, 662 pp.
- Holtslag, A.A.M. en C.-H. Moeng, 1991. Eddy diffusivity and countergradient transport in the convective atmospheric boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 1690-1698.
- Holtslag, A.A.M. en A.P. van Ulden, 1983. A simple scheme for daytime estimates of the surface fluxes from routine weather data. *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, 517-529.
- Hull, J.R., K.V. Liu, W.T. Sha, J. Kamal and C.E. Nielsen, 1984. Dependence of ground heat loss upon solar pond size and perimeter insulation. *Solar Energy*, **33**, 25-33.
- Jacobs, A.F.G., B.G. Heusinkveld, A. Kraai en K.P. Paaijmans, 2008. Diurnal temperature fluctuations in an artificial small shallow water body. *Int. J. Biometeorol.*, **52**, 271-280, doi: 10.1007/s00484-007-0121-8.
- Jacobs, C.M.J., J.F. Kjeld, P.D. Nightingale, R.C. Upstill-Goddard, S.E. Larsen and W.A. Oost, 2002. Possible errors in CO₂ air-sea transfer velocity from deliberate tracer releases and eddy covariance measurements due to near-surface concentration gradients. *J. Geophys. Res. C9*, 107, 11-1 to 11-26, doi:10.1029/2001JC000983.
- Katsaros, K.B., 1980, The aqueous thermal boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, **18**, 107-127.
- Kraus, E.B. en J.A. Businger, 1994. *Atmosphere-ocean interaction*. Oxford University Press, New York, 363 pp.
- Large, W. G., J. C. McWilliams and S. C. Doney, 1994. *Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization*. *Rev. Geophys.*(32), 364-403.
- Losordo, T.M. and R.H. Piedrahita, 1991. Modelling temperature variation and thermal stratification in shallow aquaculture ponds. *Ecological Modelling*, **54**, 189-226.
- Monteith, J.L. and M.H. Unsworth, 1990, *Principles of environmental physics*. Edward Arnold, Londen.
- Oke, T.R., 1987. *Boundary layer climates*. Methuen, New York.
- Paaijmans, K.P., A. F. G. Jacobs, W. Takken, B. G. Heusinkveld, A. K. Githeko, M. Dicke, en A. A. M. Holtslag, 2008. Observations and model estimates of diurnal water temperature dynamics in mosquito breeding sites in western Kenya. *Hydrological Processes*, **22**, 4789-4801.
- Paulson, C.A. en J.J. Simpson, 1977. Irradiance measurements in the upper ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **7**, 952-956.
- Rooy, W.C. de, en A.A.M. Holtslag, 1999. Estimation of Surface Radiation and Energy Flux Densities from Single-Level Weather Data. *J. Appl. Met.*, **38**, 526-540,
- Scheffer, M., 2004. *Ecology of shallow lakes* (3rd edition). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 357 pp..

- Soloviev, A.V. en P. Schlüssel, 1994: Parameterization of the cool skin of the ocean and of the air-ocean gas transfer on the basis of modelling surface renewal. *J. Phys. Oceanog.*, **24**, 1339-1346.
- Stull, R.B., 1988. *An introduction to boundary layer meteorology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London.
- Terray, E.A., M.A. Donalan, Y.C. Agrawal, W.M. Drennan, K.K. Kahma, A.J. Williams III, P.A. Hwang and S.A. Kitaigorodskii, 1996. Estimates of kinetic energy dissipation under breaking waves. *J. Phys. Ocean.*, **26**, 792-807.
- Troen, I.B. en L. Mahrt, 1986. A simple model of the atmospheric boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, **37**, 129-148.
- Uppala, S. M., en co-auteurs, 2005. The ERA-40 re-analysis. *Q. J. Roy. Met. Soc.*, **131**, 2961-3012..
- Van den Hurk, B., A. Klein Tank, G. Lenderink, A. van Ulden, G.J. Van Oldenborgh, C. Katsman, H. Van den Brink, F. Keller, J. Bessembinder, G. Burgers, G. Komen, W. Hazeleger and S. Drijfhout, 2006. KNMI Climate Change Scenarios 2006 for the Netherlands. *KNMI Scientific Report WR 2006-01*, KNMI, De Bilt.
- Woodhead, P.M.J., 1964. *The death of North sea fish during the winter of 1962/63 particularly with reference to the sole, Solea vulgaris*. Helgol. Wiss. Meeresunters. 10, 283-300.

Bijlage 1 Technische beschrijving van het VOC model

Modelbasis

Het VOC-model simuleert de ontwikkeling van longitudinale en transversale stroomsnelheden in water (U , respectievelijk V), temperatuur (T), zoutgehalte of saliniteit (S) and concentratie van een willekeurige tracer als functie van de diepte ($d=-z$, met z hoogte) en de tijd (t). Omdat we in dit project geen aandacht besteden aan tracers concentreren wij ons hier op de beschrijving van U , V , T en S .

De basisvergelijkingen van het model luiden:

$$\partial_t \bar{U} = \partial_z (-\bar{w}u) + fV + A_U \quad (A1)$$

$$\partial_t \bar{V} = \partial_z (-\bar{w}v) - fU + A_V \quad (A2)$$

$$\partial_t \bar{T} = \partial_z (-\bar{w}T) - \partial_z Q_n + A_T \quad (A3)$$

$$\partial_t \bar{S} = \partial_z (-\bar{w}s) + A_S \quad (A4)$$

waarin kleine letters of kleine hoofdletters turbulente fluctuaties aangeven. De gemiddelde verticale snelheid in het water is 0, maar er zijn wel fluctuaties van deze snelheid, aangeduid met w . Gemiddeld is de turbulente fluctuatie van de afzonderlijke grootheden 0, maar de covariantie tussen de turbulente fluctuaties en de fluctuaties in verticale snelheid geeft de definitie van de verticale flux. Zo is $\bar{w}T$ het turbulente verticale transport van warmte. Verder stelt f de Coriolis parameter voor, staat Q_n voor de niet-turbulente flux als gevolg van stralingsabsorptie en wordt A met de bijbehorende indices gebruikt voor de definitie van bulk bronnen en putten die onafhankelijk zijn van het turbulente transport.

De fluxen $\bar{w}x$ (met $x = u, v, T, \text{ of } s$, dus de turbulente fluctuatie van $X = U, V, T, \text{ of } S$) worden beschreven aan de hand van niet-lokale, eerste-orde sluitingstheorie (Troen en Mahrt, 1986; Stull, 1988; Large et al., 1994):

$$\bar{w}x(d) = -v_x(d) [\partial_z X - \gamma_x] \quad (A5)$$

waarin v_x de turbulente transportcoëfficiënt van X voorstelt, en γ_x de zogenoemde *countergradient* term (Deardorff, 1972). Deze is ingevoerd om transport door grote wervels in gemiddeld goed gemengde situaties te kunnen beschrijven (Troen en Mahrt, 1986; Holtslag en Moeng, 1991). De *countergradient* termen voor impulstransport (γ_u en γ_v) zijn 0. De andere *countergradient* termen zijn onder stabiele omstandigheden ook 0. De term γ_T voor warmtetransport wordt mede beïnvloed door absorptie van straling (Large et al., 1994). Zie Troen and Mahrt (1986) en Large et al., (1994) voor een nadere beschrijving van de theoretische achtergrond en de bijbehorende details over de *countergradient* termen.

In het water hebben twee grensvlakken invloed op de turbulentie: het lucht-water grensvlak en het sediment-water grensvlak. In eerste instantie worden dan ook twee grenslagen onderscheiden en heeft de transportcoëfficiënt v_x twee bijdrages: een bijdrage van bovenaf, via de interactie met de atmosfeer, $v_{x,b}$, en een bijdrage door interactie met het sediment, $v_{x,s}$. De bijdrage van bovenaf is gegeven door middel van een voorgeschreven profielvorm in de eerste grenslaag, met grenslaagdiepte h_t en vormfunctie $G(\sigma)$ (met $\sigma = d/h_t$):

$$v_{x,t}(\sigma) = h_t w_x G(\sigma) \quad (A6)$$

VOC gebruikt $G(\sigma) = \sigma(1-\sigma)^2$. De snelheidsschaal w_x omvat bijdrages van alle mechanismen die turbulentie genereren, dus ook bijdrages van golfbreking, zoals uitvoerig beschreven in Jacobs et al. (2002). De methode om grenslaagdiepte h_t te bepalen wordt beschreven in Large et al. (1994).

Bovenstaande modelvergelijkingen worden via een semi-impliciet numeriek schema opgelost, als beschreven in Large et al. (1994). Daarbij worden aan het wateroppervlak de fluxen van X als randvoorwaarde opgelegd. Via deze oppervlaktefluxen verloopt koppeling met de weersomstandigheden. Zoals hierna en in hoofdstuk 2 beschreven worden deze fluxen in de huidige studie deels als voorgedefinieerde tijdreeks ingelezen en deels berekend. De onderrandvoorwaarde in de huidige versie van het model volgt uit de beschrijving van de interactie met het sediment en komt in de plaats van de diepzee formulering van Large et al. (1994). De huidige formulering van de interactie met het sediment is een uitbreiding op de formulering van Jacobs et al. (2002) en wordt ook hierna verder beschreven.

Bepaling van de turbulente oppervlaktefluxen

De turbulente fluxen van impuls, warmte en zout aan het lucht-water grensvlak (die via de index '0' kunnen worden onderscheiden van de turbulente fluxen in de waterkolom) worden berekend op grond van het opgetreden weer. Daarbij wordt continuïteit van de fluxen over het lucht-water grensvlak verondersteld.

De belangrijkste turbulente oppervlakteflux in het kader van deze studie is die van warmte, $\overline{wT_0}$. Deze omvat een aantal componenten: de netto uitwisseling van stralingswarmte, Q_{lw} , de uitwisseling van voelbare warmte, Q_{sh} en de uitwisseling van latente warmte, Q_{lh} , en de warmteoverdracht door neerslag, Q_{pr} :

$$\rho c_p \overline{wT_0} = Q_{lw} + Q_{sh} + Q_{lh} + Q_{pr} \quad (A7)$$

Opwaartse fluxen zijn hier positief, conform gangbare micrometeorologische conventies. Verder zijn alle termen in Wm^{-2} gegeven. Dichtheid ρ van het water en de specifieke warmtecapaciteit c_p van het water zijn een functie van de temperatuur en saliniteit. Ze worden berekend volgens (Gill, 1982).

Q_{lw} is het verschil tussen de hoeveelheid geabsorbeerde inkomende langgolvlige straling, $\varepsilon_w Q_{lw,d}$, en de door het wateroppervlak uitgezonden langgolvlige straling:

$$Q_{lw,u} = \varepsilon_w \sigma T_{w,s}^4 + (1 - \varepsilon_w) Q_{lw,d} \quad (A8)$$

waarin ε_w de emissiviteit van het water (zie hoofdstuk 3), σ de Stefan-Boltzmann constante ($5.67 \cdot 10^{-8} \text{Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$) en T_l de temperatuur van de eerste modellaag. De inkomende component $Q_{lw,d}$ wordt ingelezen als meteorologische tijdreeks.

De fluxen Q_{sh} en Q_{lh} worden hier berekend aan de hand van een 'bulk'-formulering die zowel overeenkomt met de gebruikelijke werkwijze voor berekeningen op zee als met de methodiek die door Losordo en Piedrahita (1991) geformuleerd is voor toepassing in de aquacultuur:

$$Q_{sh} = \rho_a c_{p,a} C_H U_r (T_1 - T_r) \quad (A9)$$

en

$$Q_{lh} = \rho_a \Lambda C_E U_r (q_s(T_1) - R_r q_s(T_r)) \quad (A10)$$

Hierin staat ρ_a voor de dichtheid van de lucht bij het oppervlak ($\approx 1,2 \text{kgm}^{-3}$), $c_{p,a}$ voor de specifieke warmtecapaciteit van de lucht ($\approx 1005 \text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$) en Λ voor de verdampingswarmte van water ($\approx 2,46 \cdot 10^6 \text{Jkg}^{-1}$). De bulktransfercoëfficiënten C_H voor warmte en C_E voor waterdamp hebben hier de waarde $1,2 \cdot 10^{-3}$, respectievelijk $1,0 \cdot 10^{-3}$ (vgl. DeCosmo et al., 1996). U_r , T_r en R_r zijn respectievelijk de windsnelheid, de temperatuur en de relatieve vochtigheid op de referentiehoogte in de atmosfeer (hier 2m). Deze worden ingelezen als meteorologische tijdreeks. De specifieke vochtigheid bij het oppervlak, $q_s(T_1)$, is de verzadigingswaarde bij watertemperatuur T_1 . De specifieke vochtigheid in de lucht wordt berekend uit R_r en de verzadigingswaarde voor specifieke vochtigheid bij luchttemperatuur T_r . De berekende verzadigingswaardes voor specifieke

vochtigheid (Monteith en Unsworth, 1991) zijn gecorrigeerd voor de invloed van het zout in het water (Kraus en Businger, 1994). Voor deze berekeningen moet de luchtdruk bekend zijn; deze wordt als meteorologische tijdreeks ingelezen.

Voor een schatting van de warmteoverdracht door neerslag, Q_{pr} , volgen we Jacobs et al. (2008):

$$Q_{pr} = \rho c_p P (T_1 - T_w) \quad (A11)$$

Waarin T_w de natte boltemperatuur en P de neerslagintensiteit (in m s^{-1}). T_w wordt geschat uit de R_r en T_r (Monteith en Unsworth, 1991), en P wordt ingelezen als meteorologische tijdreeks.

De impulsflux heeft in een vijversysteem vooral invloed op de menging en de gevoeligheid van het temperatuurverloop voor deze randvoorwaarde is zeer beperkt. Daarom wordt de impulsflux geschat aan de hand van een eenvoudige vuistregel:

$$\sqrt{(\overline{uw_0})^2 + (\overline{vw_0})^2} = u_*^2 = (u_{*,a} / 30)^2 \quad (A12)$$

met u_* de zogenoemde wrijvingssnelheid in het water en $u_{*,a}$ de wrijvingssnelheid in de atmosfeer, die als tijdreeks wordt ingelezen. De factor 30 verdisconteert het dichtheidsverschil tussen lucht en water. De tijdreeks voor $u_{*,a}$ is berekend als $0,0755 U_{10}$ (met U_{10} de windsnelheid op 10 m hoogte). Dit komt overeen met een logaritmisch windprofiel (Stull, 1988) onder neutrale omstandigheden bij een omgevingsruwheid van 5 cm.

De flux van zout volgt uit het verschil tussen neerslagintensiteit P en verdamping $E = Q_{lh} / (\Delta \rho_a)$:

$$\overline{ws_0} = (P - E) S_1 \quad (A13)$$

Hierin is S_1 het zoutgehalte in de modellaag net onder het oppervlak.

Absorptie van straling in de waterkolom

Voor de berekening van absorptie van zonnestraling in de waterkolom gaan we uit van exponentiële uitdoving (Paulson en Simpson, 1977; Scheffer, 1994). Bij een onderscheid naar n golflengtebanden wordt de verdeling van de straling in de waterkolom $G(d)$ dan beschreven als

$$G(d) = G_0 \sum_{j=1}^n \xi_j \exp(-\mu_j d) \quad (A14)$$

met G_0 de energie die door het water wordt geabsorbeerd, ξ_j fractie van de energie in golflengteband j ten opzichte van de totale hoeveelheid energie in het zonlicht, en μ_j de extinctiecoëfficiënt van de desbetreffende golflengteband. In de huidige studie onderscheiden we twee golflengtebanden ($n=2$): PAR en NIR. Aangenomen wordt dat NIR 45% van de totale hoeveelheid energie in het zonlicht bevat ($\xi_1 = 0,45$), en PAR dus 55% ($\xi_2 = 0,55$) (Monteith en Unsworth, 1992; Jacobs et al., 2008). Het model is vooral aan de hand van extinctiecoëfficiënten μ_1 en μ_2 gekalibreerd. Hiervoor wordt verwezen naar hoofdstuk 3.

G_0 is de hoeveelheid invallend kortgolfige straling (K_{in}) die de top van de waterkolom weet te bereiken:

$$G_0 = (1 - \alpha_w) K_{in} \quad (A15)$$

K_{in} is samengesteld uit directe straling (K_{dir}) en diffuse straling (K_{dif}). Albedo α_w van het water is samengesteld uit de reflectiecoëfficiënt

$$\alpha_{dir} = 0.5 \left[\frac{\sin^2(Z - r)}{\sin^2(Z + r)} + \frac{\tan^2(Z - r)}{\tan^2(Z + r)} \right] \quad (A16)$$

voor direct licht en $\alpha_{dif}=0,06$ voor diffuus licht (Graham Cogley, 1979). In (A16) is Z hoek van de zon ten opzichte van het zenit en $r=\sin^{-1}[\sin(Z)/1,33]$ is de brekingshoek. Weging van de bijdragen vindt plaats naar rato van de fractie $f = K_{dir}/K_{in}$:

$$\alpha_w = f\alpha_{dir} + (1 - f)\alpha_{dif} \quad (A17)$$

(Jacobs et al., 2008). Om de fractie f te bepalen gebruiken we de methode van Erbs et al. (1982), zoals beschreven in Bindi et al. (1992).

De geabsorbeerde straling beïnvloedt de watertemperatuur rechtstreeks via de term $Q_n = \partial_z G(d)/(\rho C_p)$ in (A3). Daarnaast is er een indirect effect door invloed op de productie van turbulentie via een stabiliserende invloed van stralingsabsorptie op de waterkolom (zie Large et al., 1994, Soloviev en Schlüssel, 1994, Jacobs et al., 2002).

Interactie met het sediment

De invloed van het sediment op de turbulente transporten in het water verloopt via de tweede grenslaag (bodengrenslaag, BGL) met hoogte h_b . Wanneer ervoor gekozen wordt om een interactie met het sediment te modelleren neemt de parameterisatie van de BGL de plaats in van de diepzee formuleringen van Large et al. (1994). De hoogte van de BGL wordt berekend als:

$$h_b = 0.25 \frac{u_{*,b}}{f} \quad (A18)$$

(Garratt, 1992; Kraus and Businger, 1994). Hierin is

$$u_{*,b} = \kappa U(d) / \ln(z_b / z_{ob}) \quad (A19)$$

de wrijvingsnelheid in de oppervlaktelaag met dikte $0,1h_b$. Verder is z_b de hoogte boven het sediment en z_{ob} is hydrodynamische ruwheid van het sediment. Vergelijking A18 wordt geëvalueerd op $z_b = 0,1m$. De bijdrage van het sediment aan de turbulente transportcoëfficiënten, $\nu_{x,z}$, is het gevolg van snelheidsverschillen in de BGL en wordt gelijk verondersteld voor impulstransport (\overline{wu} en \overline{wv}) en transport van scalaren (\overline{wT} en \overline{wS}). De berekening van $\nu_{x,b}$, is vergelijkbaar met die van $\nu_{x,t}$:

$$\nu_{x,b}(d) = \kappa u_{*,b} z_{ob} (1 - z_{ob} / h_b)^2 \quad (A20)$$

Uit testsimulaties in de ontwikkelingsfase van dit modelonderdeel kwam naar voren dat de modelresultaten niet kritisch worden beïnvloed door de *manier waarop* de bijdrages van $\nu_{x,t}$ en $\nu_{x,b}$ aan ν_x worden gewogen. Daarom wordt de uiteindelijke transportcoëfficiënt simpelweg berekend als de som van $\nu_{x,b}$ en $\nu_{x,t}$.

Het impulstransport aan het sedimentoppervlak is gegeven door $u_{*,b}^2$. De turbulente flux van zout wordt aan de bodem verondersteld 0 te zijn. Voor een beschrijving van de warmteoverdracht zijn er twee opties.

De eerste optie volgt de eenvoudige aanpak van Losordo en Piedrahita (1991). Daarbij worden temperatuurverschillen in het sediment verwaarloosd, zodat het sediment beschreven wordt aan de hand van één temperatuur, T_{sed} , en de dikte, D_{sed} . Het warmtetransport vanuit het sediment naar het water, H_{bot} , volgt uit het verschil tussen T_{sed} en de temperatuur van de onderste modellaag ($T_{w,b}$):

$$H_{bot} = \frac{k_{sed}(T_{sed} - T_{w,b})}{0.5D_{sed}} \quad (A21)$$

Hierin is k_{sed} de warmtegeleidingscoëfficiënt van de sedimentlaag. De warmte-uitwisseling H_{gw} met de ondergrond op afstand Δz_{gw} van het centrum van het sediment wordt geschat via:

$$H_{gw} = \frac{k_{soil}(T_{gw} - T_{sed})}{\Delta z_{gw}} \quad (A22)$$

waarin k_{soil} de warmtegeleidingscoëfficiënt van de bodem onder het sediment. T_{gw} is een vaste temperatuur, bijvoorbeeld die van een grondwaterlaag. De laag waarin deze temperatuur heerst, krijgt de functie van een soort oneindige bron of put van warmte (Hull et al., 1984). De door het sediment geabsorbeerde hoeveelheid PAR, H_{PAR} , volgt uit:

$$H_{PAR} = (1 - \alpha_{sed}) \cdot 0,55 \exp(-\mu_2 D) \quad (A23)$$

waarin D de diepte van de waterkolom en α_{sed} de albedo van het sediment. Uit deze drie fluxen wordt de temperatuurverandering van het sediment per tijdstap uit deze fluxen geschat als:

$$\rho_c \Delta T_{sed} = \Delta t (H_{par} + H_{gw} - H_{bot}) \quad (A24)$$

met ΔT_{sed} het temperatuurverschil binnen een tijdstap met grootte Δt . Bij de berekeningen nemen we aan dat het sediment en het water ongeveer gelijke eigenschappen bezitten met betrekking tot warmteopslag. Dit is redelijk omdat het sediment voor een groot deel uit water bestaat. Naast warmtecapaciteit ρ_c van het water nemen we voor k_{sed} daarom hier ook de waarde voor de warmtegeleidingscoëfficiënt van water ($0,57 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$). Voor k_{soil} nemen we de door Hull et al. (1984) gevonden waarde van ($2,4 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$).

In de tweede optie berekenen we alleen H_{bot} uit vergelijking (A21). Daarbij schrijven we de sedimenttemperatuur voor als functie van de tijd, volgens (vgl. Lamoureux et al., 2006):

$$T_{sed} = \frac{T_{amp}}{D_{demp}} [\sin(\omega t + \varphi) + \cos(\omega t + \varphi)] \quad (A25)$$

waarin T_{amp} de helft van verschil tussen de maximum en minimum sedimenttemperatuur gedurende het jaar, D_{demp} een nader te bepalen dempingsconstante, ω de frequentie van de beschouwde periode ($2,738 \cdot 10^{-3} \text{ dag}^{-1}$) en φ een nader te bepalen faseconstante. In feite gedraagt het sediment zich volgens vergelijking (A25) als een normale bodem op een diepte waar variaties binnen een dag verwaarloosbaar zijn.

Bron- en puttermen

De termen A_U en A_V (vergelijking A1, respectievelijk A2) worden bij deze simulaties op 0 gesteld. De basisstroomsnelheid van het water is $0,05 \text{ m s}^{-1}$ en constant.

Zolang de temperatuur halverwege de waterkolom (T_b) zich binnen de kritische grenzen T_c^+ (maximum aanvaardbare temperatuur) en T_c^- (minimum aanvaardbare temperatuur) bevindt wordt A_T berekend als de energietoevoer of -afvoer, Q_{ew} , die is verbonden met de compensatie van het netto waterverlies $P-E$:

$$Q_{ew} = \rho_c (P - E)(T_{ew} - T_b) \quad (A26)$$

waarin T_{ew} de temperatuur van het aangevoerde water. T_{ew} wordt als tijdreeks ingelezen. Zodra $T_b > T_c^+$ wordt berekend hoeveel extra warmte afgevoerd moet worden om gemiddeld over de waterkolom T_c^+ weer te bereiken. Wanneer $T_b < T_c^-$ wordt berekend hoeveel extra energie voor verwarming nodig is om weer op T_c^- uit te komen. Deze aan- of afvoer van warmte noemen we Q_{ex} :

$$\begin{cases} Q_{ex} = -Q_{ew} + \frac{\rho c_p}{\Delta t} \sum_{j=1}^m \Delta z_j \times \max[(T_c^- - T_j), 0] & T_b < T_c^- \\ Q_{ex} = 0 & T_c^- \leq T_b \leq T_c^+ \\ Q_{ex} = -Q_{ew} \frac{\rho c_p}{\Delta t} \sum_{j=1}^m \Delta z_j \times \min[(T_c^- - T_j), 0] & T_b > T_c^+ \end{cases} \quad (A27)$$

met m het totale aantal modellagen, Δz_j de dikte en T_j de temperatuur van modellaag j . De term A_T in vergelijking A3 wordt dan berekend als:

$$A_S^j = -(Q_{ew} + Q_{ex}) / (\rho c_p D) \quad (A28)$$

Het zoutgehalte in het water wordt gemiddeld over de waterkolom constant gehouden. Dit wordt bereikt door de afname of toename van saliniteit door de fluxen aan het lucht-water grensvlak exact te compenseren via bronterm A_S in vergelijking A4:

$$A_S^j = -(1/D) \overline{w s_0} \quad (A29)$$

Zowel voor warmte als voor zout wordt elke laag in gelijke mate gecompenseerd.

Parameterisatie van het golfveld

Omdat geen waarnemingen aan het golfveld voorhanden waren is het model in dit project uitgebreid met een eenvoudige parameterisatie van het golfveld. Deze volgt de Amerikaans *Shore Protection Manual* (Coastal Engineering Research Center, 1984) die relaties geeft tussen karakteristieken van het golfveld, aanstrijk lengte of windbaan (*fetch*), en waterdiepte. In de huidige versie van VOC zijn twee parameters van het golfveld nodig om effecten van de golven op turbulentie te berekenen:

- *wave age*, gedefinieerd als de verhouding tussen snelheid van de dominante golf (golf met de meeste energie in het golfspectrum), c_p , en de wrijvingsnelheid in de atmosfeer $u_{*,a}$. C_p volgt uit de periode van de dominante golf, T_p .
- Significante golfhoogte, H_s , gedefinieerd als de gemiddelde hoogte van het hoogste een derde deel van de golven.

Het algoritme bepaalt eerst een genormaliseerde aanstrijk lengte

$$\tilde{\lambda} = gY / u_{*,a} \quad (A30)$$

waarin g de zwaartekrachtversnelling ($9,81 \text{ms}^{-2}$) voorstelt en Y de karakteristieke aanstrijk lengte; deze wordt bepaald uit de vijverdimensie. Periode T_p wordt dan berekend als

$$T_p = \min[0.651(u_{*,a} / g) \tilde{\lambda}^{1/3}, 9.78 \sqrt{D/g}] \quad (A31)$$

Uit T_p wordt eerst golflengte L_p geschat als $L_p = 1,56 T_p^2$. Hieruit volgt dan weer C_p als:

$$C_p = \sqrt{\frac{2\pi}{g} L_p \tanh\left(\frac{2\pi D}{L_p}\right)} \quad (A32)$$

Wanneer $D \gg L_p$ is een goede schatting $C_p = \sqrt{1.56 L_p} = 1.56 T_p$. Een iteratieve schatting van L_p op basis van een meer algemene vergelijking levert hier nauwelijks andere resultaten op. H_s is in deze parameterisatie gegeven door:

$$H_s = \min[4.13 \cdot 10^{-3} (u_{*,a}^2 / g) \cdot \min[\sqrt{\tilde{\lambda}}, \sqrt{\tilde{\lambda}_{\max}}], 0.6D] \quad (\text{A33})$$

Hierin is $\tilde{\lambda}_{\max}$ de genormaliseerde aanstrijk lengte waarbij T_p maximaal wordt. Verder wordt H_s beperkt door de diepte zelf.

Bijlage 2 Voorbeelden van modelinvoer

Deze appendix geeft een voorbeeld van de modelinvoer voor een run voor het jaar 1986 bij een vijverdiepte van 32 cm, als besproken in hoofdstuk 4.

1) Algemene initialisatie: *pond32.ini*

```
C .....
C
C ... Fixed conditions
C
C ... Location and related variables:
C
C     ALAT : 52.          (latitude,[degrees])
C     ALONG : 4.          (longitude, [degrees])
C     TURB1 : 1041.      (atmospheric turbidity factor1 [])
C     TURB2 : -69.       (atmospheric turbidity factor2 [])
C
C ... Model time control
C
C     LYEAR1 : 1986      (year in which the simulation starts [])
C     LYEAR2 : 1986      (year in which the simulation ends [])
C     LDAY1 : 1          (DOY for start of simulation [])
C     LDAY2 : 365        (DOY for end of simulation [])
C     SPINUP : 3         (Spinup time in days [])
C     TIME1 : 0.         (Start time of simulation [decimal hour])
C     DT : 900.         (time step [s])
C     DPDIU : 1.0       (time step for output to DIU file [hours])
C     DPPRO : 4.        (time step for output of profiles on LDAY2 [hours])
C
C ... Turbulence and surface layer(s) parameters
C
C     EPSSUR : 0.1       (depth of surface layer as fraction of mixed layer [])
C     Ricr : 0.00015     (critical Richardson number in water [])
C     Cshear : 225.0     (Shearing factor in surface renewal model [])
C     Uref : 6.0         (reference wind speed if not DDRIVE [m/s])
C     Zobot : 0.0001     (roughness length of sediment [m])
C     AMPIDU : 0.0       (U-amplitude of TIDAL velocity [m/s])
C
C ... Tracer-system in water
C
C     ISPEC : 2          (Chemical species: 1=CO2;2=He;3=SF6)
C     CO2air : 0.        (partial pressure of tracer in air [Pa])
C     CO2ref : 0.        (reference pressure of tracer [Pa])
C     CO2ini : 10.       (initial fugacity of tracer in water [Pa])
C     Alk : 0.0024       (Alkalinity [mol/l])
C     hydkat : 1.        (katalytic enhancement factor [])
C
C ... Heat control parameters and dimensions
C
C     TMINCR : 3.        (critical minimum temperature [C])
C     TMAXCR : 25.       (critical maximum temperature [C])
C     FEXWAT : 0.00138   (flow of external water [m3/s])
C     TOTAREA : 1000.    (area of the surface water to be considered [m2])
C     FETCH : 50.       (fetch to describe wavefield [m])
C
C ... Parameters determining interaction with sediment
C
C     MBOT : 1           (Simulate sediment friction [0=no,1=yes])
C     HBOT : 1           (Simulate sediment heat flux [0=no,1=yes])
C     ALBbot : 0.33      (sediment albedo [])
C     ZSEDIM : 0.20      (depth of sediment layer [m])
C     GRDist : 2.0       (distance to layer with constant temperature [m])
C     GRTemp : 11.0      (fixed temperature at distance GRDist [°C])
C
C ... Switches
C
C     DDRIVE : .TRUE.    (read meteorological drivers from file or not [])
C     ERA40 : .TRUE.     (meteo drivers are ECMWF fields or not [])
C     WDRIVE : .FALSE.   (use wave field characteristics from file or not [])
C     BUOY : .TRUE.      (simulate bouyancy or not [])
C     PRECIP : .TRUE.    (simulate heat transfer of precipitation or not [])
C     SOLCYC : .TRUE.    (simulate or read solar light intensity or not)
C     SOLPEN : .TRUE.    (simulate absorption of solar light or not [])
C     SEDIMEN : .TRUE.   (simulate sediment dynamically or not [])
C     COCHEM : .FALSE.   (simulate CO2 chemistry or not [])
C     KINETIC : .FALSE.  (in case of CO2 chemistry, use kinetic chemistry or not [])
C     WAVES : .TRUE.     (simulate effect of waves on turbulence or not [])
C     CGCOR : .TRUE.     (use countergradient term or not [])
C     TRANGE : .FALSE.   (keep average temperature in range TMINCR-TMAXCR or not [])
C     EXWATER : .FALSE.  (simulate heat input from external water or not [])
C
C ... Initial conditions and meteorology:
C     1) file with spectral absorption data
C     2) .pro file specifies initial conditions and vertical grid
C     3) .prn file specifies meteorological and wave field conditions
C
C     File1 : spec32.inp
C     File2 : pond32.pro
C     File3 : wilh1986_3hrly.prn
```

2) Spectrale karakteristieken: *spec32.inp*

C Spectral Data: fraction and extinction coefficients of PAR and NIR
 0.5500 4.2516 (fraction, extinction coefficient [per m])
 0.4500 1000.0 (fraction, extinction coefficient [per m])

3) Initialisatie van de condities in het water: *pond32.pro*

C	D(m)	U (m/s)	V (m/s)	TH (oC)	SA (o/oo)	Wb	Bf (m3/s2)
4.0000D-03	0.00000D+00	0.00000D+00	0.00000D+00	5.00000D+00	3.10000D+01	0.00000D+00	0.00000D+00
8.0000D-03	0.00000D+00	0.00000D+00	0.00000D+00	5.00000D+00	3.10000D+01	0.00000D+00	0.00000D+00
1.6000D-02	0.00000D+00	0.00000D+00	0.00000D+00	5.00000D+00	3.10000D+01	0.00000D+00	0.00000D+00
3.2000D-02	0.00000D+00	0.00000D+00	0.00000D+00	5.00000D+00	3.10000D+01	0.00000D+00	0.00000D+00
6.4000D-02	0.00000D+00	0.00000D+00	0.00000D+00	5.00000D+00	3.10000D+01	0.00000D+00	0.00000D+00
9.6000D-02	0.00000D+00	0.00000D+00	0.00000D+00	5.00000D+00	3.10000D+01	0.00000D+00	0.00000D+00
1.2800D-01	0.00000D+00	0.00000D+00	0.00000D+00	5.00000D+00	3.10000D+01	0.00000D+00	0.00000D+00
1.6000D-01	0.00000D+00	0.00000D+00	0.00000D+00	5.00000D+00	3.10000D+01	0.00000D+00	0.00000D+00
1.9200D-01	0.00000D+00	0.00000D+00	0.00000D+00	5.00000D+00	3.10000D+01	0.00000D+00	0.00000D+00
2.2400D-01	0.00000D+00	0.00000D+00	0.00000D+00	5.00000D+00	3.10000D+01	0.00000D+00	0.00000D+00
2.5600D-01	0.00000D+00	0.00000D+00	0.00000D+00	5.00000D+00	3.10000D+01	0.00000D+00	0.00000D+00
2.8800D-01	0.00000D+00	0.00000D+00	0.00000D+00	5.00000D+00	3.10000D+01	0.00000D+00	0.00000D+00
3.0400D-01	0.00000D+00	0.00000D+00	0.00000D+00	5.00000D+00	3.10000D+01	0.00000D+00	0.00000D+00
3.1200D-01	0.00000D+00	0.00000D+00	0.00000D+00	5.00000D+00	3.10000D+01	0.00000D+00	0.00000D+00
3.1600D-01	0.00000D+00	0.00000D+00	0.00000D+00	5.00000D+00	3.10000D+01	0.00000D+00	0.00000D+00

4) Randvoorwaarden: *wilh1986_3hrly.prn* (alleen een dag *spinup* tijd, de eerste twee dagen van de simulatie en de laatste dag van de simulatie)

Time	ustar	speed	Tair	RH	SW	LW	P	Prec	uw	vw	Tbot	Hs	Cp	Te
0.000	0.367	4.739	-3.876	0.7816	0.00	240.00	1004.07	0.000E+00	0.050	0.000	11.000	0.075	1.760	4.550
0.125	0.405	5.231	-3.003	0.7092	0.00	240.18	1004.72	0.000E+00	0.050	0.000	11.000	0.075	1.760	4.500
0.250	0.344	4.447	-2.386	0.7371	0.00	255.10	1003.39	6.526E-06	0.050	0.000	11.000	0.075	1.760	4.900
0.375	0.352	4.553	-1.195	0.7896	2.55	274.65	1003.06	6.035E-06	0.050	0.000	11.000	0.075	1.760	4.400
0.500	0.381	4.923	0.850	0.8023	68.24	290.08	1001.43	4.749E-06	0.050	0.000	11.000	0.075	1.760	4.500
0.625	0.388	5.016	1.306	0.8350	59.26	296.05	1000.91	2.268E-06	0.050	0.000	11.000	0.075	1.760	4.300
0.750	0.408	5.275	0.789	0.8707	0.37	290.61	998.43	2.268E-06	0.050	0.000	11.000	0.075	1.760	5.100
0.875	0.526	6.800	0.563	0.8570	0.00	283.85	994.39	1.422E-04	0.050	0.000	11.000	0.075	1.760	4.500
1.000	0.367	4.739	-3.876	0.7816	0.00	240.00	1004.07	0.000E+00	0.050	0.000	11.000	0.075	1.760	4.550
1.125	0.405	5.231	-3.003	0.7092	0.00	240.18	1004.72	0.000E+00	0.050	0.000	11.000	0.075	1.760	4.500
1.250	0.344	4.447	-2.386	0.7371	0.00	255.10	1003.39	6.526E-06	0.050	0.000	11.000	0.075	1.760	4.900
1.375	0.352	4.553	-1.195	0.7896	2.55	274.65	1003.06	6.035E-06	0.050	0.000	11.000	0.075	1.760	4.400
1.500	0.381	4.923	0.850	0.8023	68.24	290.08	1001.43	4.749E-06	0.050	0.000	11.000	0.075	1.760	4.500
1.625	0.388	5.016	1.306	0.8350	59.26	296.05	1000.91	2.268E-06	0.050	0.000	11.000	0.075	1.760	4.300
1.750	0.408	5.275	0.789	0.8707	0.37	290.61	998.43	2.268E-06	0.050	0.000	11.000	0.075	1.760	5.100
1.875	0.526	6.800	0.563	0.8570	0.00	283.85	994.39	1.422E-04	0.050	0.000	11.000	0.075	1.760	4.500
2.000	0.545	7.042	-0.052	0.9278	0.00	298.23	988.06	1.422E-04	0.050	0.000	11.000	0.075	1.760	4.300
2.125	0.521	6.731	1.221	0.9323	0.00	305.55	986.38	2.124E-04	0.050	0.000	11.000	0.075	1.760	4.200
2.250	0.479	6.188	3.143	0.9352	0.00	315.99	984.09	7.114E-05	0.050	0.000	11.000	0.075	1.760	4.750
2.375	0.516	6.668	4.604	0.9312	0.97	328.98	984.17	2.788E-05	0.050	0.000	11.000	0.075	1.760	4.350
2.500	0.555	7.167	5.354	0.9338	22.06	334.95	984.95	2.820E-05	0.050	0.000	11.000	0.075	1.760	4.250
2.625	0.537	6.940	5.511	0.9323	14.26	335.94	985.50	2.338E-05	0.050	0.000	11.000	0.075	1.760	4.300
2.750	0.516	6.662	5.462	0.9307	0.05	337.07	986.22	2.338E-05	0.050	0.000	11.000	0.075	1.760	4.850
2.875	0.484	6.252	5.405	0.9294	0.00	336.52	987.76	3.580E-05	0.050	0.000	11.000	0.075	1.760	4.700
3.000	0.474	6.127	5.134	0.8957	0.00	334.72	988.71	3.580E-05	0.050	0.000	11.000	0.075	1.760	4.300
...														
...														
...														
365.000	0.658	8.504	8.534	0.8066	0.00	328.41	1001.71	7.724E-05	0.050	0.000	11.000	0.075	1.760	6.100
365.125	0.772	9.973	8.053	0.8499	0.00	307.60	1001.23	5.333E-05	0.050	0.000	11.000	0.075	1.760	6.200
365.250	0.806	10.416	8.002	0.8525	0.00	327.91	1001.89	1.147E-04	0.050	0.000	11.000	0.075	1.760	6.300
365.375	0.756	9.775	7.965	0.8833	1.87	329.93	1003.20	1.192E-04	0.050	0.000	11.000	0.075	1.760	6.150
365.500	0.760	9.824	8.699	0.8488	52.20	323.99	1005.10	7.779E-05	0.050	0.000	11.000	0.075	1.760	6.350
365.625	0.658	8.500	8.623	0.8535	40.32	328.05	1007.20	4.638E-05	0.050	0.000	11.000	0.075	1.760	6.350
365.750	0.585	7.563	8.278	0.8688	0.13	322.44	1008.92	4.638E-05	0.050	0.000	11.000	0.075	1.760	6.350
365.875	0.511	6.602	8.031	0.8765	0.00	315.80	1011.51	1.508E-05	0.050	0.000	11.000	0.075	1.760	6.350
366.000	0.511	6.602	8.031	0.8765	0.00	315.80	1011.51	1.508E-05	0.050	0.000	11.000	0.075	1.760	6.300