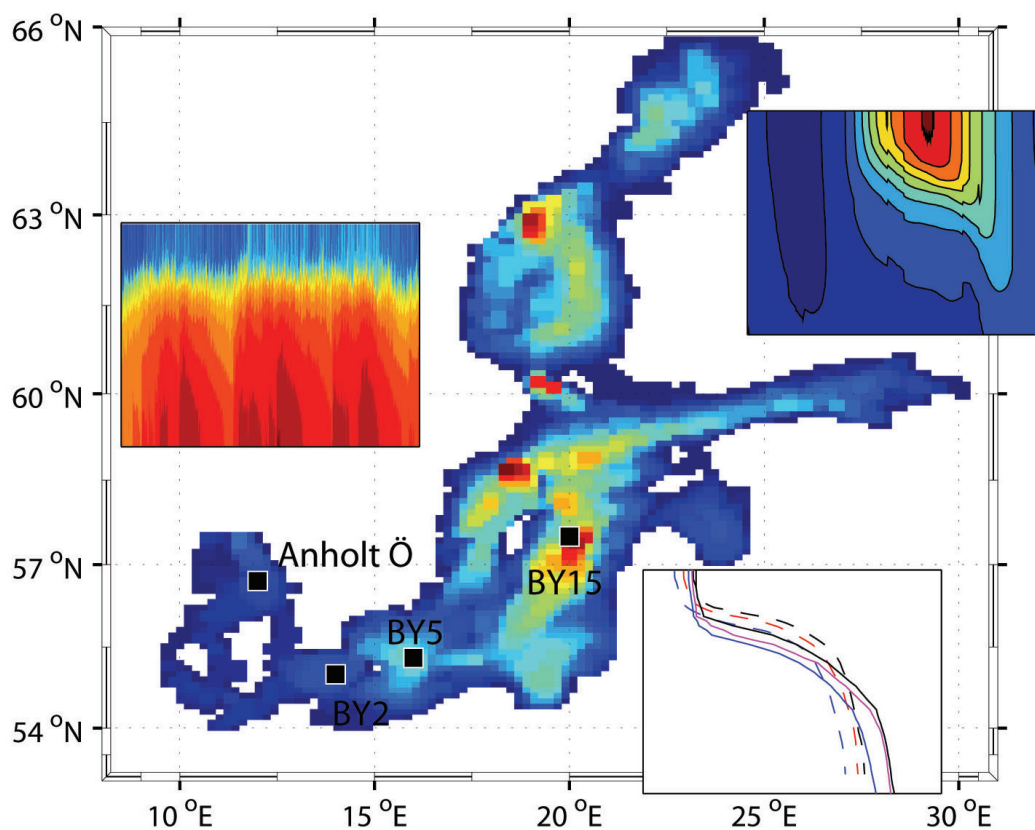




Effekter av djupvatten- omblandning i Östersjön – en modellstudie

*Topografikarta över Östersjön samt
de mätstationer som använts.*

Effekter av djupvatten- omblandning i Östersjön – en modellstudie

David Lindstedt

Report Summary / Rapportsammanfattning

Issuing Agency/Utgivare		Report number/Publikation	
Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut S-601 76 NORRKÖPING Sweden		Oceanografi 94	
		Report date/Utgivningsdatum	
		augusti 2008	
Author (s)/Författare			
David Lindstedt			
Title (and Subtitle)/Titel			
Effekter av djupvattenomblandning i Östersjön – en modellstudie			
Abstract/Sammandrag			
Blandningen av vattenmassorna har mycket stor betydelse i ett halvinslutet hav som Östersjön. Den påverkar bland annat havsströmmar, yttemperatur och algbloomning. Blandningen orsakas främst av skjuvning från vind- och isstress, buoyancyflöden på grund av avkylning eller avdunstning vid ytan samt skjuvning från interna vågor. Genom att jämföra olika turbulensmodeller har skillnader av förnyelsen av djupvattnet i Östersjön studerats. Till detta har en kopplad tredimensionell fysikalisk-biogeokemisk modell använts. Den grundar sig på Rossby Centre Ocean Model (RCO) och Swedish Coastal and Ocean Biogeochemical model (SCOBI). I havsmodellen har blandningen beräknats med en turbulensmodell av typen $k-\epsilon$. Stabilitetsfunktionerna består av ett Richardsonsberoende Prandtltal. Som jämförelse har samma turbulensmodell använts men med en mer komplex stabilitetsfunktion. Slutligen har även effekterna av ett blandningsschema av typen KPP (K Profil Parametrisation) studerats. Djupvattenomblandningen på grund av interna vågor är parametriserad som en funktion av buoyancyfrekvensen för samtliga turbulensmodeller. Studien visade att KPP modellen simulerar den lägsta blandningen vilket ger ett för tunt väl omblandat ytskikt. $k-\epsilon$ modellen med modifierade stabilitetsfunktioner har det lägsta inflödet av saltrikt vatten medan KPP har det högsta inflödet. Den horisontella advektionen av djupvatten in till östra Gotlandsbassängen är högst i den modifierade $k-\epsilon$ modellen vilket har störst påverkan för syrenivån.			
Key words/sök-, nyckelord			
Djupvattenomblandning, Turbulensmodell, $k-\epsilon$, KPP, Östersjön, havsmodellering			
Supplementary notes/Tillägg		Number of pages/Antal sidor	Language/Språk
		36	Svenska
ISSN and title/ISSN och titel			
0283-7714 Oceanografi			
Report available from/Rapporten kan köpas från:			
SMHI S-601 76 NORRKÖPING Sweden			

Abstract

The mixing has a large impact for the physics of a sea like the Baltic Sea. It affects amongst other things ocean currents, sea surface temperature and algal blooming. The mixing is mainly caused by wind shear, buoyancy flux and shear from internal waves.

By comparing different turbulence models deep water renewal has been studied. For this purpose a three dimensional coupled physical-biogeochemical model has been used. It is based on Rossby Centre Ocean model (RCO) and the Swedish Coastal and Ocean Biogeochemical model (SCOB). The mixing has been parameterized using a turbulence closure scheme of the k - ϵ type. Stability functions are described by a Richardson dependent Prandtl number. For comparison a more complex stability function has been used. Finally the effects of a mixing scheme of the K Profile Parameterization (KPP) type has been studied. Deep water diffusivity due to internal waves is parameterized as a function of the buoyancy frequency.

The study has shown that the KPP model simulates the thinnest mixing layer. The k - ϵ model with modified stability functions has the lowest inflow of high saline water while KPP has the highest value. The mean horizontal advection of deep water is largest in the modified k - ϵ model which has most influence for oxygen levels.

Sammanfattning

Blandningen av vattenmassorna har mycket stor betydelse i ett halvinslutet hav som Östersjön. Den påverkar bland annat havsströmmar, yttemperatur och algblomning. Blandningen orsakas främst av skjuvning från vind- och isstress, buoyancyflöden på grund av avkylning eller avdunstning vid ytan samt skjuvning från interna vågor.

Genom att jämföra olika turbulensmodeller har skillnader av förnyelsen av djupvattnet i Östersjön studerats. Till detta har en kopplad tredimensionell fysikalisk-biogeokemisk modell använts. Den grundar sig på Rossby Centre Ocean Model (RCO) och Swedish Coastal and Ocean Biogeochemical model (SCOBI). I havsmodellen har blandningen beräknats med en turbulensmodell av typen k - ϵ . Stabilitetsfunktionerna består av ett Richardsonsberoende Prandtltal. Som jämförelse har samma turbulensmodell använts men med en mer komplex stabilitetsfunktion. Slutligen har även effekterna av ett blandningsschema av typen KPP (K Profil Parametrisation) studerats. Djupvattenomblandningen på grund av interna vågor är parametriserad som en funktion av buoyancyfrekvensen för samtliga turbulensmodeller.

Studien visade att KPP modellen simulerar den lägsta blandningen vilket ger ett för tunt väl omblandat ytskikt. k - ϵ modellen med modifierade stabilitetsfunktioner har det lägsta inflödet av saltrikt vatten medan KPP har det högsta inflödet. Den horisontella advektionen av djupvatten in till östra Gotlandsbassängen är högst i den modifierade k - ϵ modellen vilket har störst påverkan för syrenivån.

Innehåll

1	Inledning	1
2	Teori	2
2.1	Standard k - ϵ modellen	3
2.2	Modifierad stabilitetsfunktion av k - ϵ modellen	4
2.3	KPP-modellen	5
3	Metod	7
4	Resultat	8
4.1	Salt	8
4.1.1	Saltprofiler	8
4.1.2	Saltvariationer	9
4.1.3	Haloklindjup	10
4.2	Temperatur	10
4.2.1	Temperaturprofiler	10
4.2.2	Medelårscykler för temperaturen	19
4.3	Syre	19
4.3.1	Profiler för syre	19
4.4	Djupvattentransport i östra Gotlandsbassängen	27
5	Diskussion	32
6	Slutsats	33
7	Tack till	33

1 Inledning

Östersjön är en kraftigt skiktad halvinsluten bassäng. De horisontella och vertikala saltgradienterna är resultatet av den stora sötvattentillförseln från älvar, nederbörd och även vattenutbytet med Atlanten (Meier, 2007). Vattnet som rör sig in i Östersjön genom de danska sunden tränger in närmast botten eftersom den har en relativt hög salthalt vilket gör vattnet tyngre. Denna bottenström flyter söderut in i Arkonabassängen, se figur 1. Om det är nog mycket vatten kommer bassängen att fyllas och bottenströmmen flyter till Bornholmsbassängen och ibland vidare till det egentliga Östersjön (Axell, 2001). För att bottenskiktet i Gotlandsdjupet ska bytas ut krävs oftast speciella vindförhållanden som benämns MBI (Major Baltic Inflows). Vatten med hög salthalt som runnit in i bassängen pressar upp vattnet ovanför och den vertikala advektionen av vatten vägs upp av den vertikala blandningen.

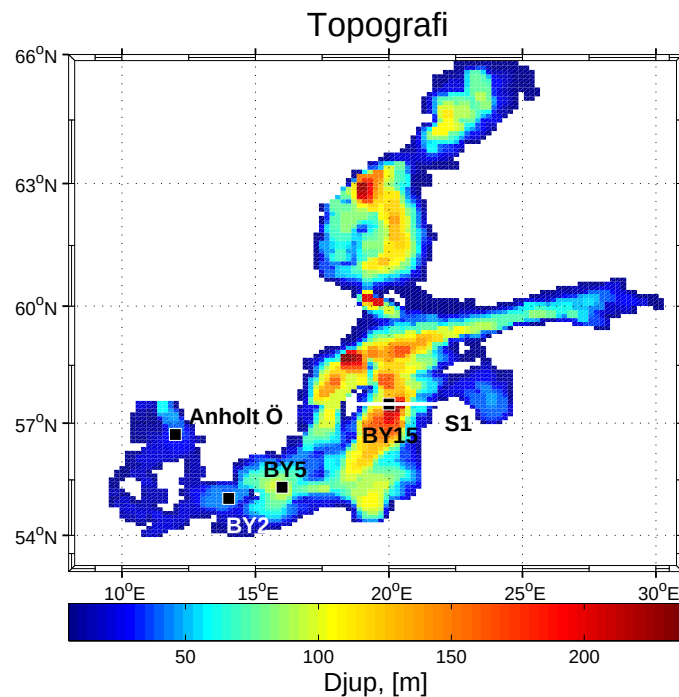
Det finns många olika typer av modeller för att beräkna hur turbulenta variabler blandas. I mer komplexa geofysiska modeller då man även måste ta hänsyn till datorkraft används ofta snabba blandningsscheman. De kan vara av typen $k-\epsilon$. Det är en tvåekvationsmodell som beskriver turbulensen genom att lösa ekvationerna för den turbulenta kinetiska energin (TKE) och dissipationen av TKE.

I det här examensarbetet studeras olika typer av turbulensmodeller för att avgöra hur blandningen påverkar förnyelsen av djupvattnet i Östersjön. För detta har en kopplad tredimensionell fysikalisk-biogeokemisk modell använts. Den grundar sig på Swedish Coastal and Ocean Biogeochemical model (SCOBI) och Rossby Centre Ocean Model (RCO) (Marmefelt et al., 1999; Meier et al., 2003).

RCO är en cirkulationsmodell av Bryan-Cox-Semtner med fri vattenyta (Killworth et al., 1991) och öppna randvillkor i norra Kattegatt. Den är kopplad till en havsismodell av Hibler-typ med elastisk och viskoplastisk reologi. Den horisontella upplösningen som använts är 6 nautiska mil (11 km). I vertikalled används 41 djupnivåer där tjockleken varierar från 3 m nära ytan till 12 m vid botten (Meier, 2001). Gränsskiktet vid botten (BBL) beskrivs av en BBL-modell (Beckmann och Döschner, 1997). I standardversionen av RCO har blandning på subgridskalan parametriserats med ett blandningsschema av typen $k-\epsilon$. Den inkluderar effekten av ett turbulent förstärkt skikt till följd av brytning av ytvågor samt interna vågor. Blandningen av djupvattnet antas vara proportionellt mot inverterade Brunt-Väisälä frekvensen. Där består stabilitetsfunktionerna av ett Richardsonsberoende Prandtl-tal. Som jämförelse har sedan andra stabilitetsfunktioner implementerats, se Axell och Liungman (2001). Till sist har KPP (K Profile Parameterization) använts som är ett mer empiriskt blandningsschema, se Large et al. (1994).

SCOBI är en endimensionell modell med vertikal upplösning som är kopplad till RCO. Från SCOBI kommer bland annat variablerna syre, nitrat, ammoniak, fosfat och fytoplankton.

Del två av examensarbetet består av en teoretisk genomgång av turbulens och de olika turbulensmodellerna. I del tre beskrivs metodiken som använts och i kapitel fyra presenteras resultaten. Slutligen, i del fem och sex, diskuteras resultaten och slutsatserna redovisas.



Figur 1: Topografikarta över Östersjön samt de mätstationerna som använts. S1 är ett tvärsnitt över östra Gotlandsdjupet.

2 Teori

Många flöden är turbulenta, såväl i naturen som inom ingenjörskonsten. Gränsskiktet både i atmosfären och haven är turbulenta liksom de stora havsströmmarna. Även strömningarna runt en flygplansvinge eller en bil i rörelse är exempel på turbulenta flöden. Turbulens finns runt oss dagligen, men någon definition finns inte att tillgå. Det finns dock ett antal karakteristika: (Kundu, 1990).

- *Slumpmässighet*: Turbulent flöde är oregelbundet, kaotiskt och oberäkneligt (Kundu, 1990).
- *Icke-linjäritet*: Turbulens är mycket icke-linjär. Det är de icke-linjära termerna (advektionstermerna) i Navier-Stokes ekvationerna som ger upphov

till turbulens (Kundu, 1990).

- *Diffusivitet*: Turbulent strömning kännetecknas av hög diffusion av momentum och värme. Den är flera storleksordningar större än den molekylära diffusionen (Kundu, 1990).
- *Virvling*: Turbulenta strömningar domineras av virvling. En utmärkande egenskap hos turbulens är förekomsten av en enorm spännvidd av virvelstorlekar. De största virvlarna har storleksordningen av gränsskiktets höjd. De innehåller även den största mängden energi. Energin transporteras ned till mindre och mindre virvlar tills de dissiperas i de minsta virvlarna som är i storleksordningen millimeter (Tjärnström, 2006).
- *Dissipation*: Dissipationen är stark i turbulenta flöden. Därmed krävs det ett kontinuerligt flöde av energi för att kompensera för förlusterna och kunna upprätthålla ett turbulent flöde (Kundu, 1990).

En viktig sak vad gäller geofysik är att hitta rätt uttryck för den turbulenta viskositeten och diffusiviteten eftersom de i hög grad påverkar havsströmmar, yttemperatur vindhastighet, molnighet m.m (Axell, 2001).

Det finns ett antal olika strategier för att modellera turbulens. Här tas två sätt upp, statistisk och empirisk turbulensmodellering. Tvåekvationsmodellen k - ϵ är statistisk och KPP är empirisk.

2.1 Standard k - ϵ modellen

Med Navier-Stokesekvationerna och kontinuitetsekvationen kan man beskriva alla flöden i havet. För att separera längd- och tidsskalor Reynoldsuppdelas dessa ekvationer i en medel- och en fluktuerande del. De nya ekvationerna består nu av ett antal nya termer av andra ordningen. Genom parametrisering och approximationer erhålls lika många ekvationer som obekanta variabler, systemet blir lösbart.

För den så kallade standard k - ϵ modellen ska två prognostiska ekvationer lösas för varje gridruta. En ekvation för TKE, k , och en för dissipation av TKE, ϵ (Meier, 2000).

$$\frac{\partial k}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{v_t}{\sigma_k} \frac{\partial k}{\partial z} \right) = P + G - \epsilon \quad (1)$$

$$\frac{\partial \epsilon}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{v_t}{\sigma_\epsilon} \frac{\partial \epsilon}{\partial z} \right) = c_{\epsilon 1} \frac{\epsilon}{k} (P + c_{\epsilon 3} G) - c_{\epsilon 2} \frac{\epsilon^2}{k} \quad (2)$$

där P representerar en källa av TKE på grund av skjuvning. G kan antingen vara en sänka eller en källa av TKE beroende på om skiktningen är stabil eller instabil (Rodi, 1980).

$$P = v_t \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right], \quad G = -\frac{v_t}{\sigma_t} N^2 \quad (3)$$

$$v_t = c_\mu \frac{k^2}{\varepsilon}, \quad N^2 = -\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad (4)$$

z är vertikalkoordinaten, den är noll på ytan och antar minvärdet vid botten. g är tyngdacceleration, ρ är vattnets densitet och ρ_0 är en referensdensitet. Indexet t står för turbulent. v_t är turbulent friktionskoefficienten, u och v är de horisontella hastighetskomponenterna och N är Brunt-Väisälä-frekvensen. För instabil skiktning sätts konstanten $c_{\varepsilon 3}$ till 1 annars till 0. Tabell 1 ger värden på konstanterna enligt Rodi (1980).

c_μ	$c_{\varepsilon 1}$	$c_{\varepsilon 2}$	$c_{\varepsilon 3}$	σ_k	σ_ε
0.09	1.44	1.92	0/1	1	1.3

Tabell 1: Konstanter i k - ε modellen.

Det turbulenta Prandtltalet σ_t ges av en empirisk formel. Här används en formel som ger ett Prandltal som är beroende av Richardsontalet (Blanke och Delecluse, 1993):

$$\sigma_t = \begin{cases} 1 & : Ri \leq 0.2 \\ 5Ri & : 0.2 < Ri \leq 2 \\ 10 & : 2 < Ri \end{cases} \quad (5)$$

Richardsontalet, Ri , är definierat enligt:

$$Ri = \frac{N^2}{\left(\frac{\partial U}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z}\right)^2} \quad (6)$$

Diffusiviteten fås av: $v_t' = \frac{v_t}{\sigma_t}$.

Läs vidare om k - ε modellen i Meier (2001).

2.2 Modifierad stabilitetsfunktion av k - ε modellen

Hur effektivt turbulens transporterar momentum och skalärer som salt och temperatur skiljer sig åt på grund av skiktningen. I en stabil skiktning kan interna vågor transportera momentum effektivare än skalärer. Då det är instabilt skiktat kan konvektiviteten transportera skalärer effektivast (Axell, 2001).

Stabilitetsfunktionerna c_μ och c_μ' är alltså skilda från varandra och beror på styrkan av stabiliteten och skjuvnigen. Funktionerna används som proportionalitetsfaktorer för att räkna ut viskositet och diffusivitet. Det turbulenta Prandtltalet definieras som kvoten av viskositeten v_t och diffusiviteten v_t' . Detta är även lika med kvoten av stabilitetsfunktionerna c_μ och c_μ' . Burchard et al. (1998) kom fram till att valet

av stabilitetsfunktioner har större påverkan av prestandan i turbulensmodellerna än vad valet av längdskaleekvation har.

$$\sigma_t = \frac{v_t}{v'_t} = \frac{c_\mu}{c'_\mu} \quad (7)$$

Enligt Axell och Liungman (2001) fås stabilitetsfunktionerna:

$$c_\mu = \frac{c_\mu^0[\phi/\phi_T + (c'_T/\phi_T - 1)\phi\phi'_T R_t]}{[1 + (\phi'_T c'_T + 2\phi\phi_T)R_t](1 + \phi\phi_T R_t)} \approx \frac{0.556 + 1.08R_t}{1 + 0.308R_t + 0.00837R_t^2} \quad (8)$$

$$c'_\mu = \frac{c_\mu^0}{1 + (\phi'_T c'_T + 2\phi\phi_T)R_t} \approx \frac{0.556}{1 + 0.277R_t} \quad (9)$$

R_t är det turbulenta Richardsons talet.

$$R_t = \frac{k^2 N^2}{\epsilon^2} \quad (10)$$

Koefficienterna ϕ , ϕ_T , ϕ'_T och c'_T räknas ut enligt Launder (1975) men med andra dataset vilket ger skillnad i deras numeriska värden. Approximationerna i ekvation 8 och 9 gäller för att numeriska värden utan alla decimaler har använts. För att undvika numerisk instabilitet så har en utjämnande funktion av R_t implementerats av Axell och Liungman (2001) enligt Burchard och Petersen (1999).

Resultatet av stabilitetsfunktionerna blir en lägre blandning i språngskiktet under det väl omblandade ytlagret och samma blandning i djupvattnet då parametreringen där är lika.

Läs vidare i Axell och Liungmans (2001) artikel om stabilitetsfunktioner.

2.3 KPP-modellen

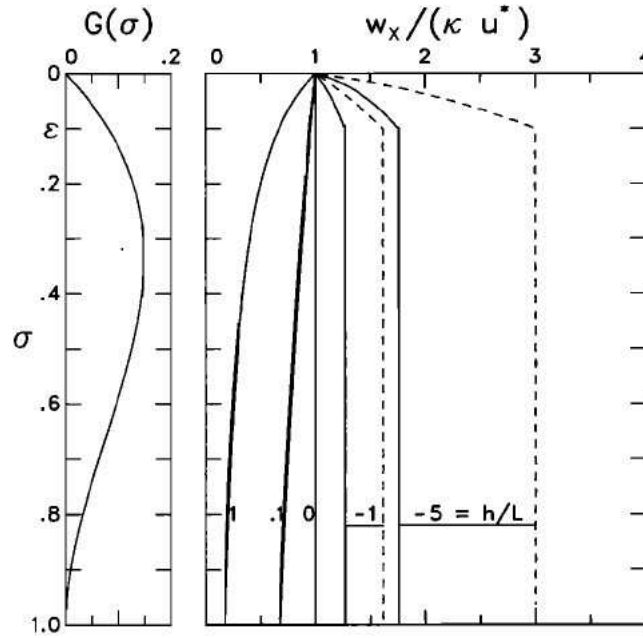
KPP står för "K Profile Parameterization". Bokstaven K används som variabelnamn för diffusiviteten. Det är en empirisk turbulensmodell som istället för att använda sig av Reynoldsuppdelade Navier-Stokes ekvationer för att beräkna flödet av turbulensen använder empirisk kunskap av strömningar inom gränsskikt. En av fördelarna med ett empiriskt schema är att det kräver mindre datorkraft än de statistiska modellerna eftersom det inte finns någon prognostisk variabel som TKE att lösa. En nackdel med ett sådant schema är att det bygger på observationer där deras noggrannhet och fel sätter gränser för hur bra modellen är (Burchard et al., 2007).

KPP behandlar även icke-lokala effekter. Det är strömningar som uppkommer av virvlar i storleksordningen av den vertikala skalan. På den stora skalan kan flöden drivas av skillnader i t ex densitet. Då är det inte lokala gradienter som turbulensen beror på (Burchard et al., 2007).

Detta är ett schema för att bestämma gränsskiktets djup. Gränsskiktet är definierat som det minsta djupet då Richardsontalet överstiger det kritiska Richardsontalet¹. Gränsskiktets diffusivitetsprofil formuleras som en produkt av en djupberoende turbulent hastighetsskala och en ickedimensionell vertikal strukturprofil $G(\sigma)$, se figur 2 och ekvation 11 (Large et al., 1994). Den turbulenta diffusiviteten av någon storhet, K_x , är alltså proportionell mot gränsskiktets djup, h .

$$K_x(\sigma) = h \cdot w_x(\sigma) \cdot G_c(\sigma) \quad (11)$$

$\sigma = d/h$, d är aktuellt djup och h är gränsskiktets djup. w_x är hastighetsskalan.



Figur 2: (Vänster) Vertikal strukturprofil, $G(\sigma)$, av gränsskiktet, ($\sigma = d/h$). (Höger) Vertikala profiler av normaliserad turbulent hastighetsskala. Streckad linje visar hastighetsskalan för skalärer och heldragna gäller för momentum. Bilden är från Large et al. (1994).

Hastighetsskalan beror på Von Kármáns konstant ($\kappa = 0.4$), friktionshastigheten (u^*), gränsskiktets djup, Monin-Obukhovs längdskala (L) och en empirisk funktion som är stabilitetsberoende.

Vid instabila förhållanden är hastighetsskalan under ytskiktet konstant med värdet vid $\sigma = \epsilon$, se figur 2. Utan denna begränsning skulle w_x kunna anta mycket höga värden. I figur 2 ses även att vid instabila förhållanden är hastighetsskalan olika för

¹Det kritiska Richardsontalet är värdet av Richardsontalet då fluiden blir instabil och turbulent.

momentum (heldragen linje) och skalärer (streckad linje). Vid stabil skiktning är de två hastighetsskalorna lika för alla djup.

På djupare nivåer än h är de turbulenta flödena lokala och kan vara av tre olika typer av parametriseringar: intern vågbrytning, upplöst vertikal skjuvning och dubbel-diffusion. Den interna vågbrytningen är konstant som bara skiljer i storlek om det gäller momentum eller skalär. Diffusiviteten på grund av den upplösta vertikala skjuvningen är parametriserad som en funktion av Richardsontalet (Large et al., 1994).

Blandning på grund av dubbel-diffusion kan förekomma då den vertikala gradienten av densitet är stabil men gradienten i vertikalled för antingen salt eller temperatur är instabil (Large et al., 1994).

Läs mer om KPP-modellen i Large et al. (1994).

3 Metod

Cirkulationsmodellen har körts på Nationellt SuperdatorCenter (NSC) i Linköping. Modelleringsarna sträcker sig från 1902-11-03 till 1998-12-15 och följer Meier och Kauker (2002, 2003). I första fallet då standard k - ϵ modellen användes gjordes inga ändringar i programkoden, allt enligt Meier et al. (1999).

I den här studien har skillnader mellan två olika turbulensmodeller, k - ϵ och KPP jämförts. Tvåekvationsmodellen har även använts i två olika utföranden, Standard k - ϵ och en modifierad k - ϵ , se avsnitt 2.

I andra fallet då ny stabilitetsfunktion implementerades användes teorin från Axell och Liungman (2001). Eftersom koefficienten $c_{\epsilon 3}$ beror på stabilitetsfunktionen kalibrerades koefficienten i experiment. Deras resultat gav att för stabil skiktning gäller $c_{\epsilon 3} = -1.1$. Burchard och Baumert (1995) härleder ett uttryck för $c_{\epsilon 3}$ och visar att koefficienten är en funktion av de empiriska konstanterna $c_{\epsilon 1}$ och $c_{\epsilon 2}$ samt av fluidens stabilitet och dynamik.

På grund av att den prognostiska ekvationen för dissipationen skiljer sig åt i standard och modifierade k - ϵ modellen, se ekvation 2 och motsvarande i Axell och Liungman (2001), är det implementerade värdet av $c_{\epsilon 3} = -0.75$.

Ett maximalt och minimalt värde på det turbulenta Richardsontalet har implementerats, $R_t^{max} = 5$ och $R_t^{min} = -3$.

Det KPP-schema som användes kommer från den endimensionella turbulensmodellen General Ocean Turbulence Model (GOTM) (Umlauf et al., 2007). Den finns att hämta på www.gotm.net. För att få KPP-schemat att uppdatera viskositet och diffusivitet byggdes ett gränssnitt mellan cirkulationsmodellen och turbulensmodellen.

För att kunna jämföra de olika turbulensmodellerna i högre grad gjordes en ändring i KPP-schemat. Enligt Gargett (1984) och Stigebrandt (1987) ska djupvattendiffusiviteten parametreras som en funktion av Brunt-Väisälä frekvensen N :

$$v'_t = \alpha N^{-1}$$

I k - ϵ modellen är $\alpha = 5.0 \times 10^{-8} \text{ m}^2/\text{s}^2$ och därför sattes det värdet även i KPP-schemat.

I övrigt sattes alla preprocessordirektiv utom KPP_DDMIX. Efter kompilering kan boolska variabler sättas i en namnlista. Där sattes kpp_bbl och clip_mld till falskt, kpp_interior och kpp_sbl till sant och det kritiska Richardsontalet, Ric, till 0.3, se Large et al., (1994).

Observationsdata är hämtat från SHARK (Svenskt HavsARKiv). Profilerna är hämtade från hemsidan: http://www.smhi.se/oceanografi/oce_info_data/shark/home_download_sv.html

4 Resultat

För att jämföra resultaten av de olika scheman har salt-, temp- och syreprofiler analyserats. Även tidsutvecklingen av saltnivåer och medelårscykler av dessa har jämförts för fyra olika stationer, BY15, BY5, BY2 och Anholt östra, se figur 1.

4.1 Salt

4.1.1 Saltprofiler

Figurerna 3, 4, 5 och 6 visar medelvärde av saltprofiler från BY15, BY5, BY2 och Anholt östra över 30 år. Tidsperioden sträcker sig mellan december 1968 till december 1998.

I BY15 visar standard k - ϵ en relativt god överensstämmelse med observationerna men området där gradienten, $\frac{\partial S}{\partial z}$, är störst (haloklindjupet) ligger högre i modellsimuleringen. Den modifierade k - ϵ modellen har svaga gradienter och profilen ligger förskjuten till vänster i figuren mot lägre salthalter. Den sista delfiguren visar KPP schemat och där har den simulerade profilen högre salthalter än observationerna. Det väl omblandade ytskiktet är grundast för KPP modellen.

Figur 4 visar saltprofilen från Bornholmsdjupet. På ytan skiljer det nu 0.8 psu för standard k - ϵ modellen. Däremot fångas haloklindjupet bra. Under det väl omblandade ytskiktet så ökar salthalten med djupet snabbare än för observationerna. Vid botten skiljer det 2 psu. Även här har den modifierade k - ϵ modellen svaga gradienter och mindre salthalt än de övriga modellerna. Det skiljer över 1.5 psu vid ytan

och 4.5 psu vid botten. I den nedersta delfiguren fångas ytsalthalten och salthalten vid botten bäst men det skiljer 4 psu vid 50 meters djup.

I Arkonadjupet, figur 5, ses samma struktur som i de andra bassängerna. Standard $k-\epsilon$ ligger nära observationerna men ytsalthalten är något lägre. Den modifierade $k-\epsilon$ modellen har den största avvikelsen vid ytan och botten. KPP modellen har den högsta ytsalthalten och den största avvikelsen vid haloklindjupet.

Mätstationen Anholt östra ligger i Kattegatt, se figur 1. I figur 6 visas saltprofilerna för den stationen. Vid ytan och på ett par meters djup är salthalten lägre i simuleringarna. Från 10 meter och nedåt har alla tre modeller högre värden än observationerna. Minst avvikelse från observationerna har den modifierade $k-\epsilon$ modellen.

4.1.2 Saltvariationer

Figur 7 visar saltnivåer för tidsperioden 1902 till 1998 gällande för mätstationen BY15. Den visar ett flertal tydliga inflöden då saltnivån höjs drastiskt t ex 1951 och 1969. Under en stagnant period (utan nya inflöden) minskar botten-salthalten på grund av djupvattenomblandningen. Parametriseringen av djupvattenomblandningen är lika för de tre modellerna. Det förekommer långa perioder där salthalten för KPP-modellen är mättad och den har ett maximum på 15.9 psu.

Delfiguren uppe till vänster visar standard $k-\epsilon$ modellen och det ses att dessa inflöden påverkar salthalten ända upp till ytan. Vid inflödena ökar salthalten till strax under 12 psu vid botten. På ytan ökar nivån från 6 psu till över 7 och några fall till över 8 psu. Haloklindjupet uppvisar stor variabilitet och ligger mellan 40 och 60 meter för hela perioden. Den sjunker ungefär 10 meter i slutet av simuleringen då det är en kraftig stagnationsperiod.

Den modifierade $k-\epsilon$ modellen har efter ett djupvatteninflöde knappt 11 psu nära botten. Det kommer alltså in nytt salt i Gotlandsbassängen men det är en lägre halt än för de andra simuleringarna. Ytsalthalten påverkas inte lika mycket då mängden salt är mindre i detta fall.

Salt som funktion av djup och tid för Bornholmsdjupet visas i figur 8. Strukturen är lik den i BY15. För standard $k-\epsilon$ var inflödet år 1951 det med mest saltrikt vatten. Då var bottensalthalten knappt 18 psu. Efter de andra inflödena ligger bottennivån mellan 15 och 16 psu. Det är inte så stor påverkan på ytsalthalten som är relativt konstant på 6-7 psu. Den påverkas inte heller nämnvärt för den modifierade $k-\epsilon$ modellen. Saltnivån på botten är även här lägst för de tre modellerna. Delfiguren längst ned visar KPP modellen och här når bottensalthalten 20 psu år 1951. Mot slutet av simuleringen påverkas ytsalthalten ganska mycket trots att inflödena inte är lika stora som under 1940 fram till 1960.

I figur 9 kan man se vilken nivå som det skiljer mest i fråga om mängden salt för de olika modellerna. KPP modellen har en högre salthalt än båda de andra modellerna

mellan 10 till 15 meters djup. I delfiguren uppe till vänster ses att standard k - ϵ har en högre salthalt i skiktet 10-20 meter. När djupet överstiger 20 meter är dock skillnaderna inte så stora i någon av delfigurerna.

Sammantaget verkar det komma in för lite salt i modifierade k - ϵ fallet och för mycket i KPP-körningen.

4.1.3 Haloklindjup

I figur 10 ses att språngskiktet för salt i BY15 ligger djupast för standard k - ϵ körningen. Djupet är mellan 45 till 50 meter. För den modifierade k - ϵ modellen ligger haloklinen på ungefär 40 meters djup. Den grundaste är således simuleringen med KPP där djupet endast är 25 till 30 meter. Se figur 1 för mätstationernas läge.

I Bornholmsdjupet ligger haloklinen på 65 meter vilket är ungefär samma nivå för standard k - ϵ och den modifierade k - ϵ . Det är 10 meter djupare än vad KPP modellen visar, se figur 10. Stolpe ränna sammanbinder Bornholmsbassängen med Gdanskbukten. I Gdanskbukten är djupet för den modifierade k - ϵ modellen djupast. Där ligger haloklinen på cirka 70 meter vilket är 15 meter djupare än standard k - ϵ och 35 meter djupare än KPP-modellen.

4.2 Temperatur

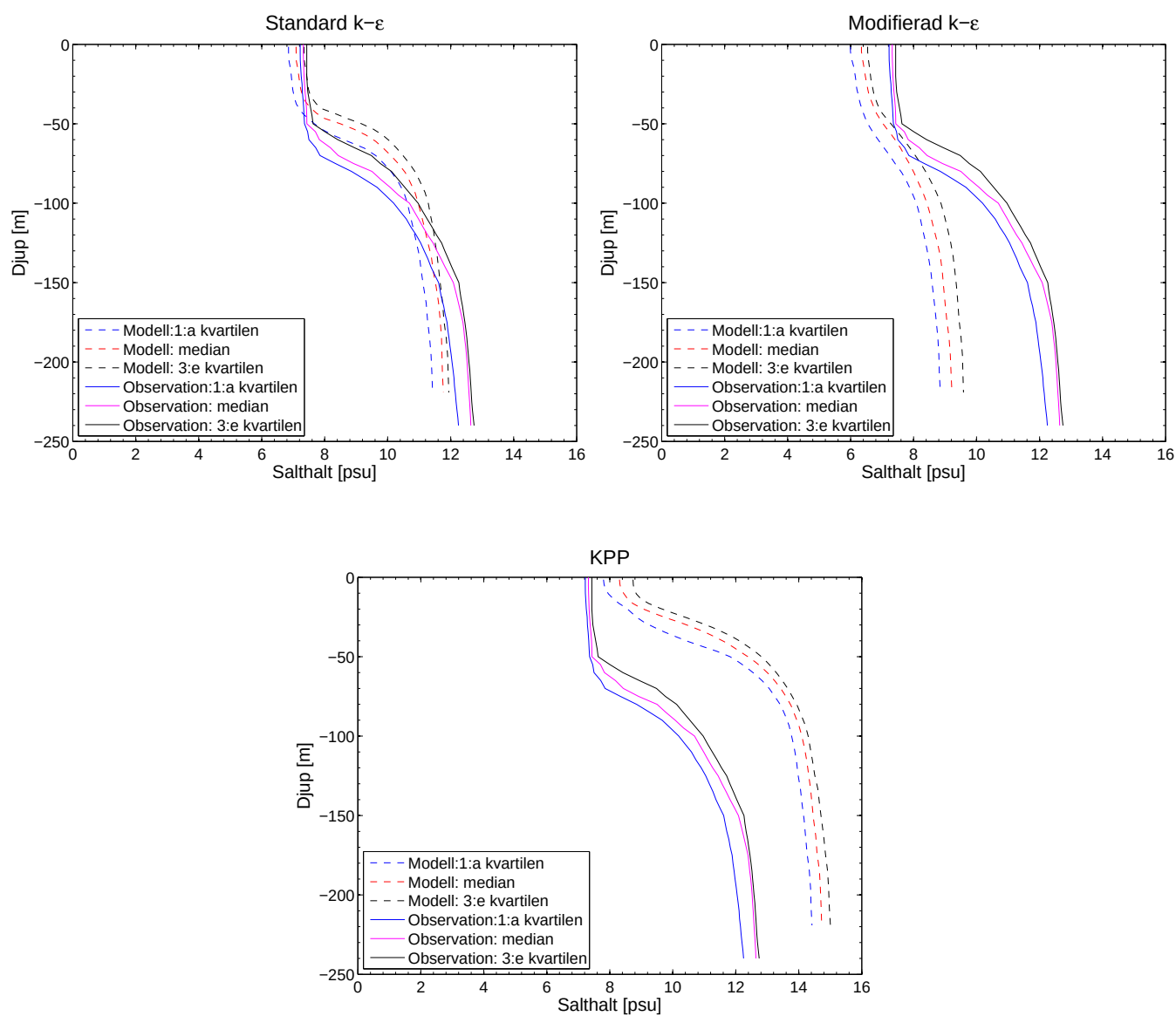
4.2.1 Temperaturprofiler

Figurerna 11, 12 och 13 visar temperaturprofiler från BY15, BY5 respektive BY2.

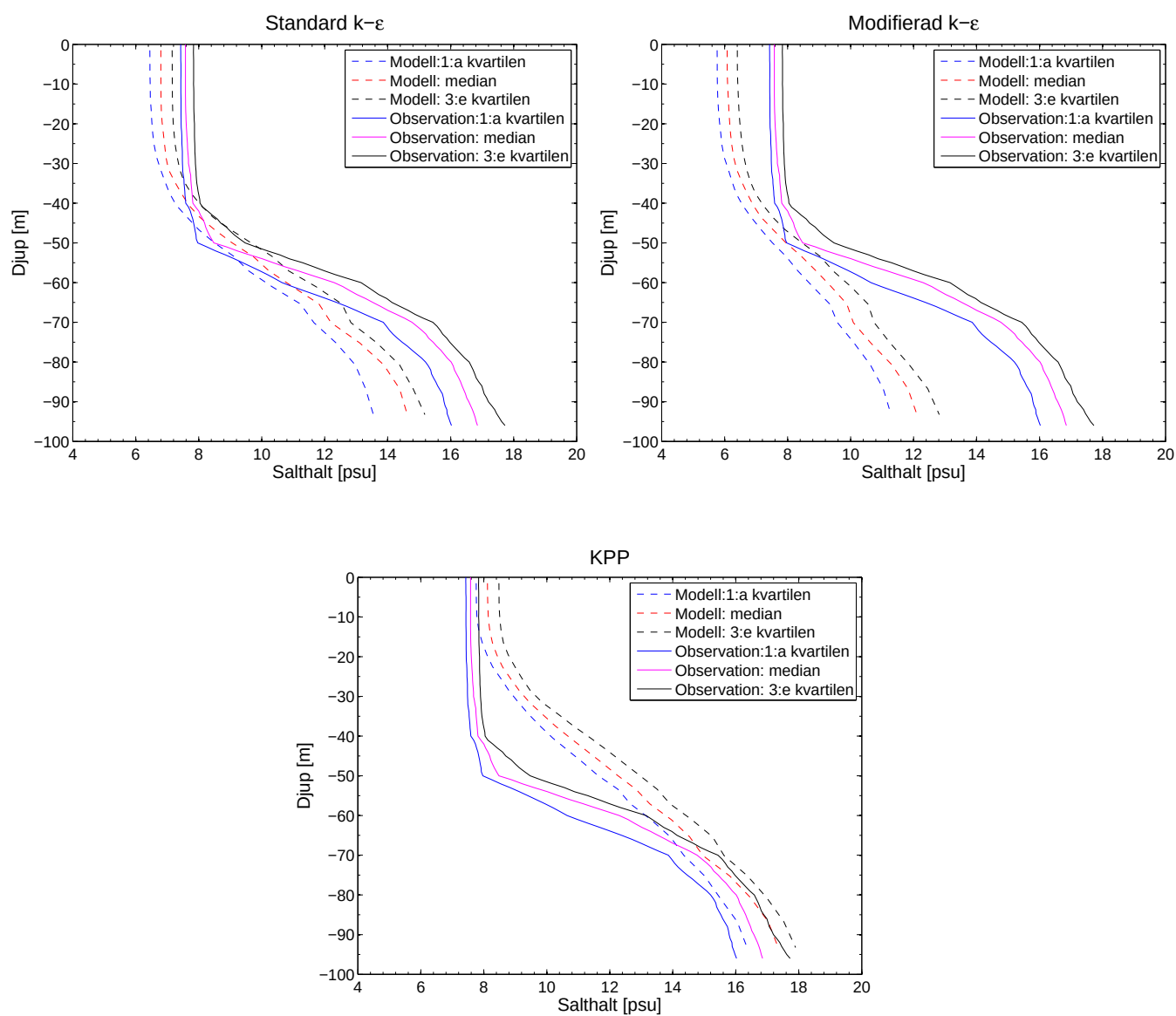
Vid ytan i figur 11 är modellsimuleringarna för k - ϵ relativt lika. KPP modellen har grundast temperaturminimum. Det ligger alldeles för grunt jämfört med observationerna. KPP schemat simulerar i medeltal ett alltför lågt värde på den första kvartilen vilket betyder alltför kalla temperaturer på vintern. Alla modeller, men främst KPP schemat, har högre värden på den tredje kvartilen jämfört med observationerna vilket betyder alltför höga sommartemperaturer. Observationerna har ett minimum på 60 meter. För simuleringarna ligger modifierade k - ϵ modellen närmast. Den ligger på 40 meter och standard k - ϵ cirka 35 meter och KPP har endast drygt 20 meter. För botten temperaturerna har både standard k - ϵ och KPP modellen lite för höga temperaturer.

Observationerna i figur 12 visar ett väl omblandat skikt ned till 15 meters djup. Detta fångar inte den modifierade k - ϵ modellen utan där är det omblandade skiktet endast någon meter. Ovanför 40 meters djup har medianen alltför låga temperaturer i alla tre simuleringarna då djupet för temperaturminimum ligger för lågt.

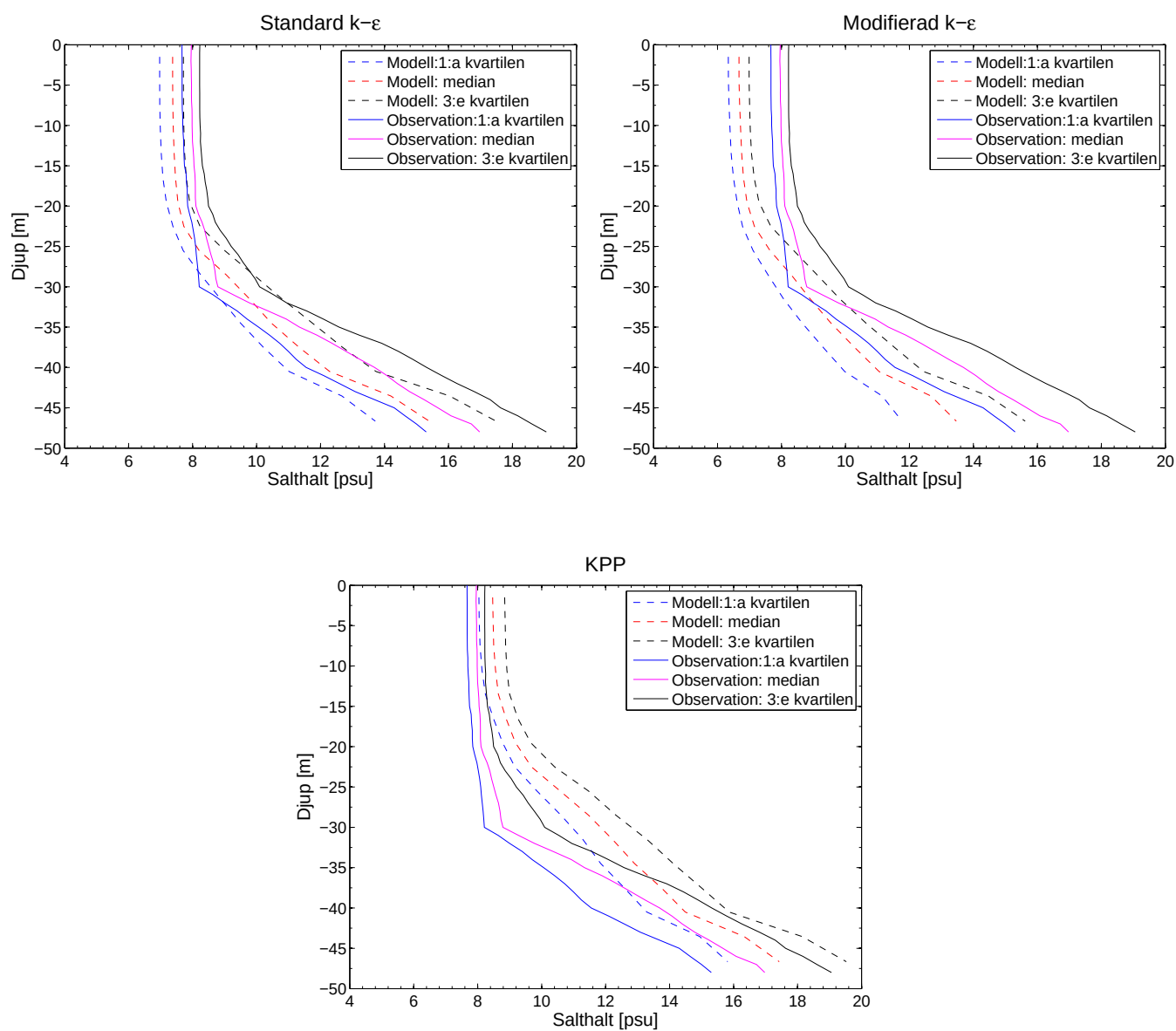
I Arkonadjupet är modellernas temperaturer högre än observationernas temperatur i det väl omblandade ytskiktet, se figur 13. Standard k - ϵ stämmer bäst överens med



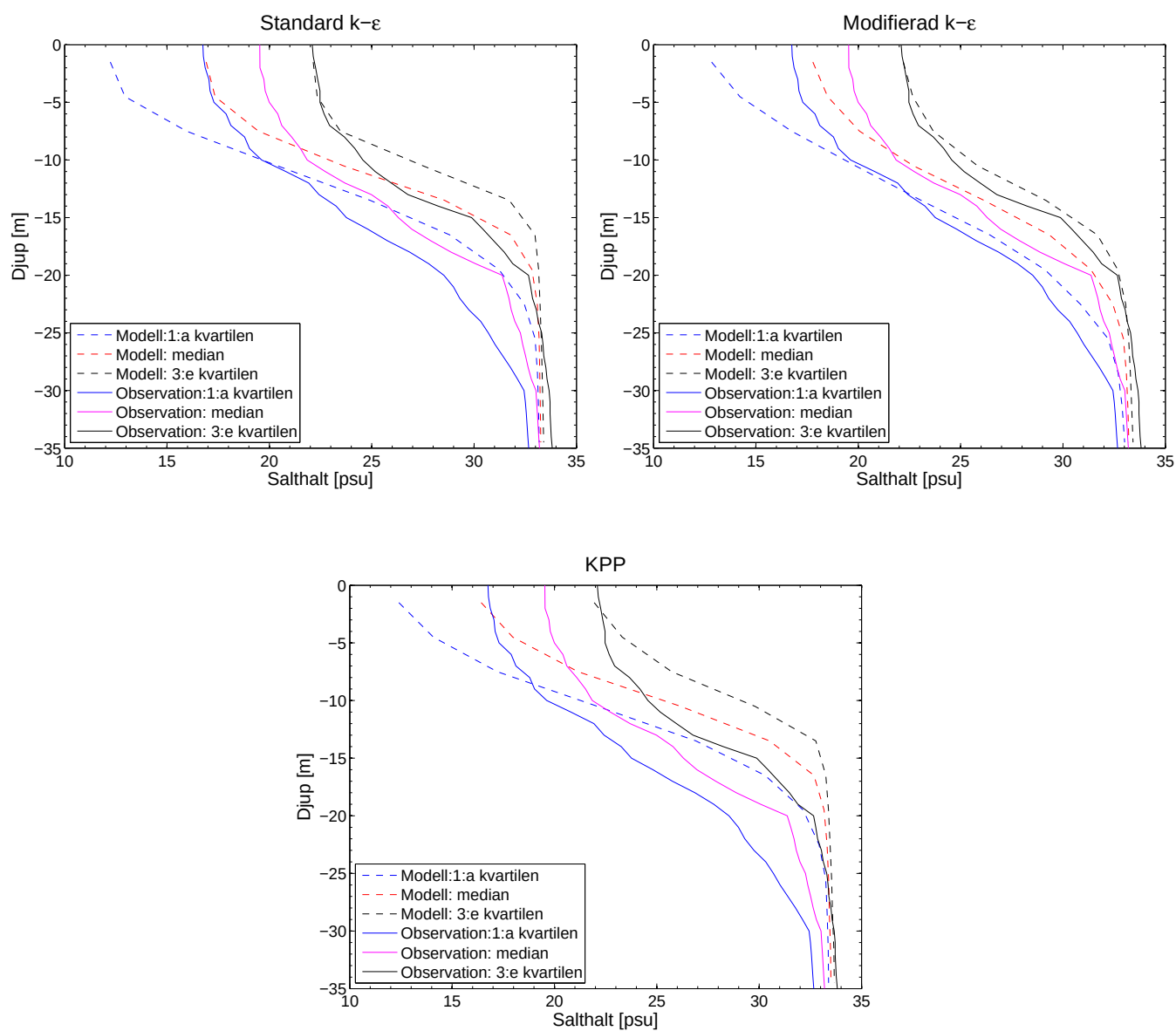
Figur 3: Saltprofiler från Gotlandsdjupet (BY15). Observerad profil är heldragen och den simulerade är streckad. Median, första och tredje kvartil för salthalten visas för de olika körningarna. Tidsperioden är mellan december 1968 till december 1998.



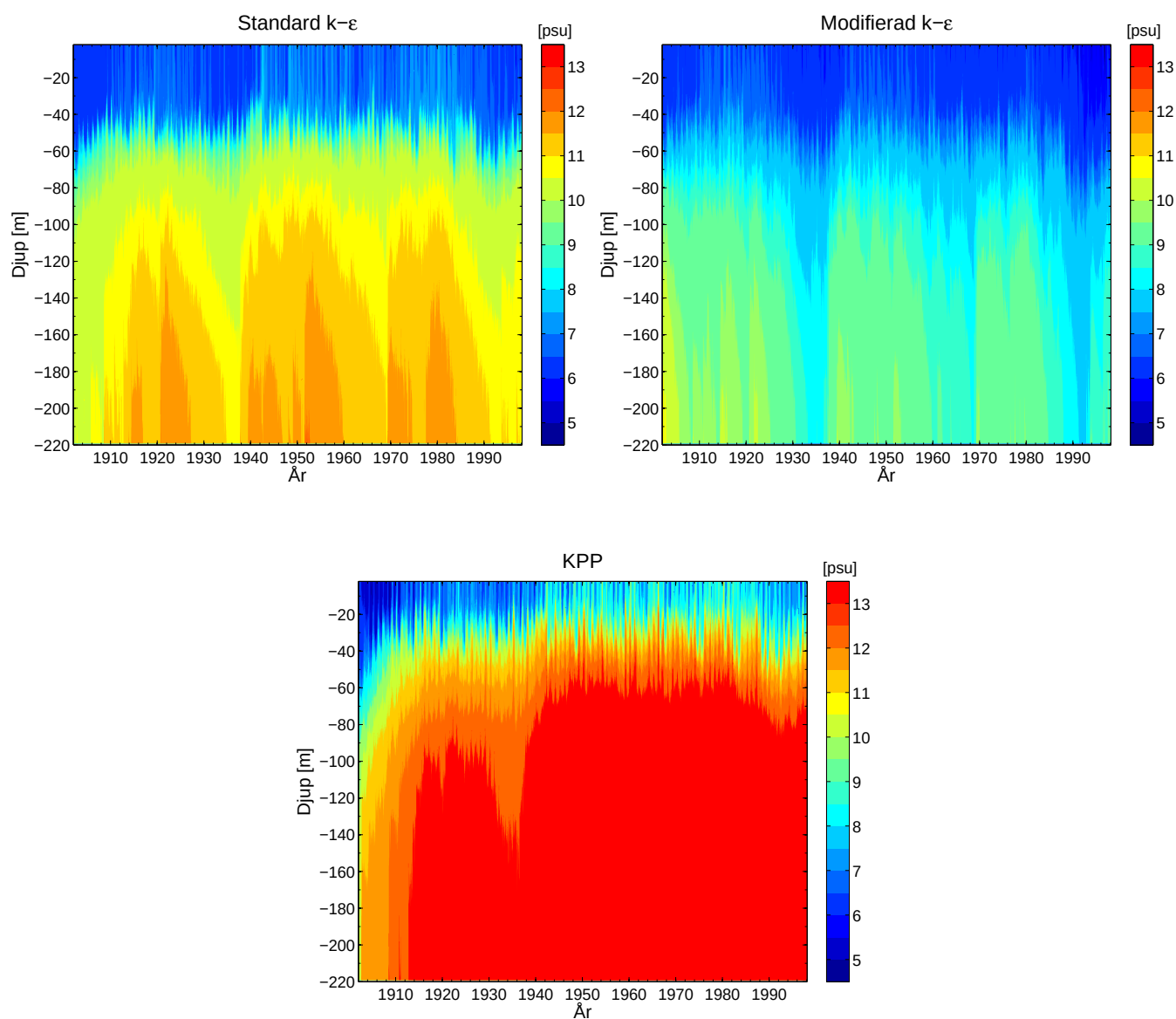
Figur 4: Saltprofiler från Bornholmsdjupet (BY5). Observerad profil är heldragen och den simulerade är streckad. Median, första och tredje kvartil för salthalten visas för de olika körningarna. Tidsperioden är mellan december 1968 till december 1998.



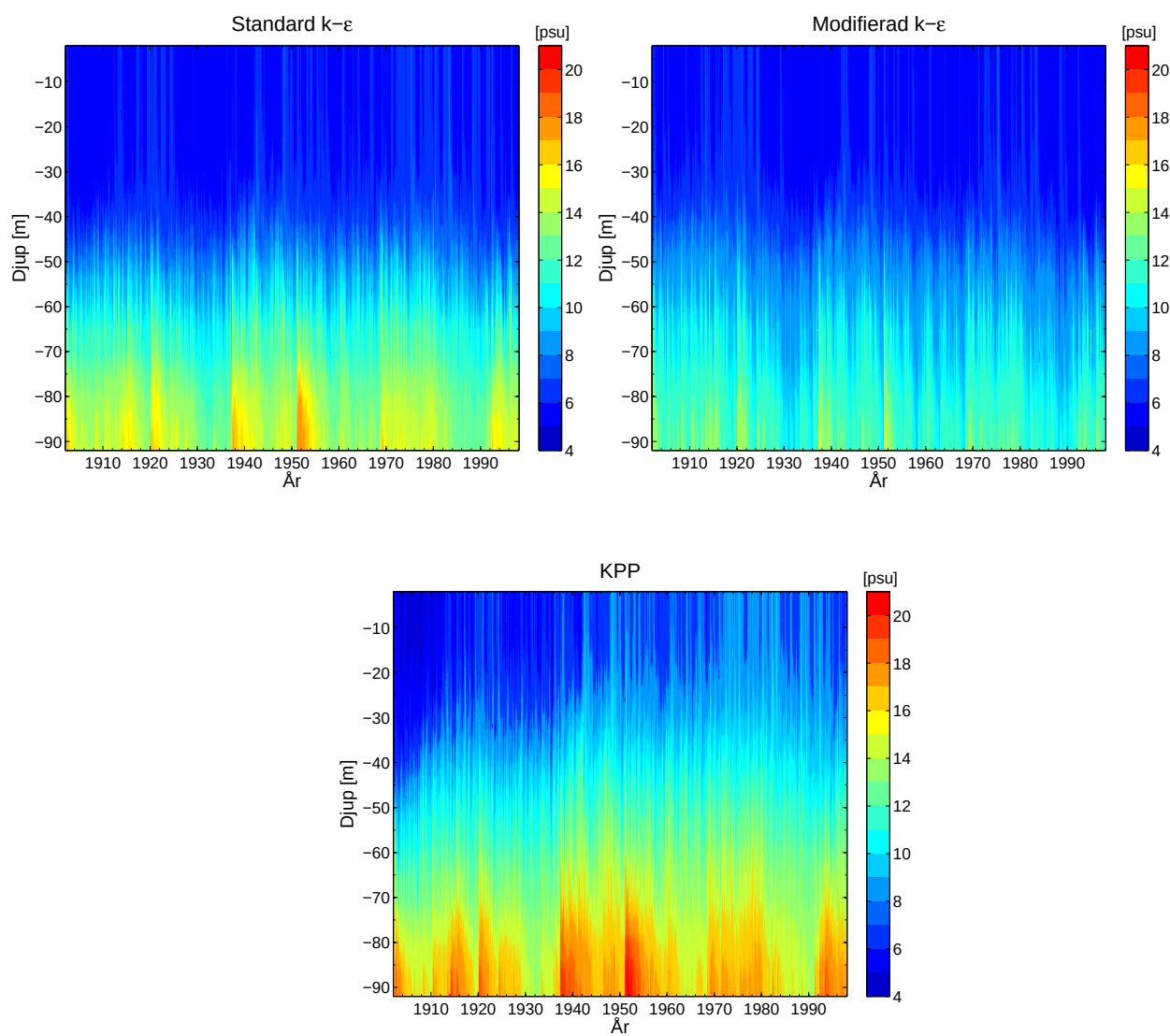
Figur 5: Saltprofiler från Arkonadjupet (BY2). Observerad profil är heldragen och den simulerade är streckad. Median, första och tredje kvartil för salthalten visas för de olika körningarna. Tidsperioden är mellan december 1968 till december 1998.



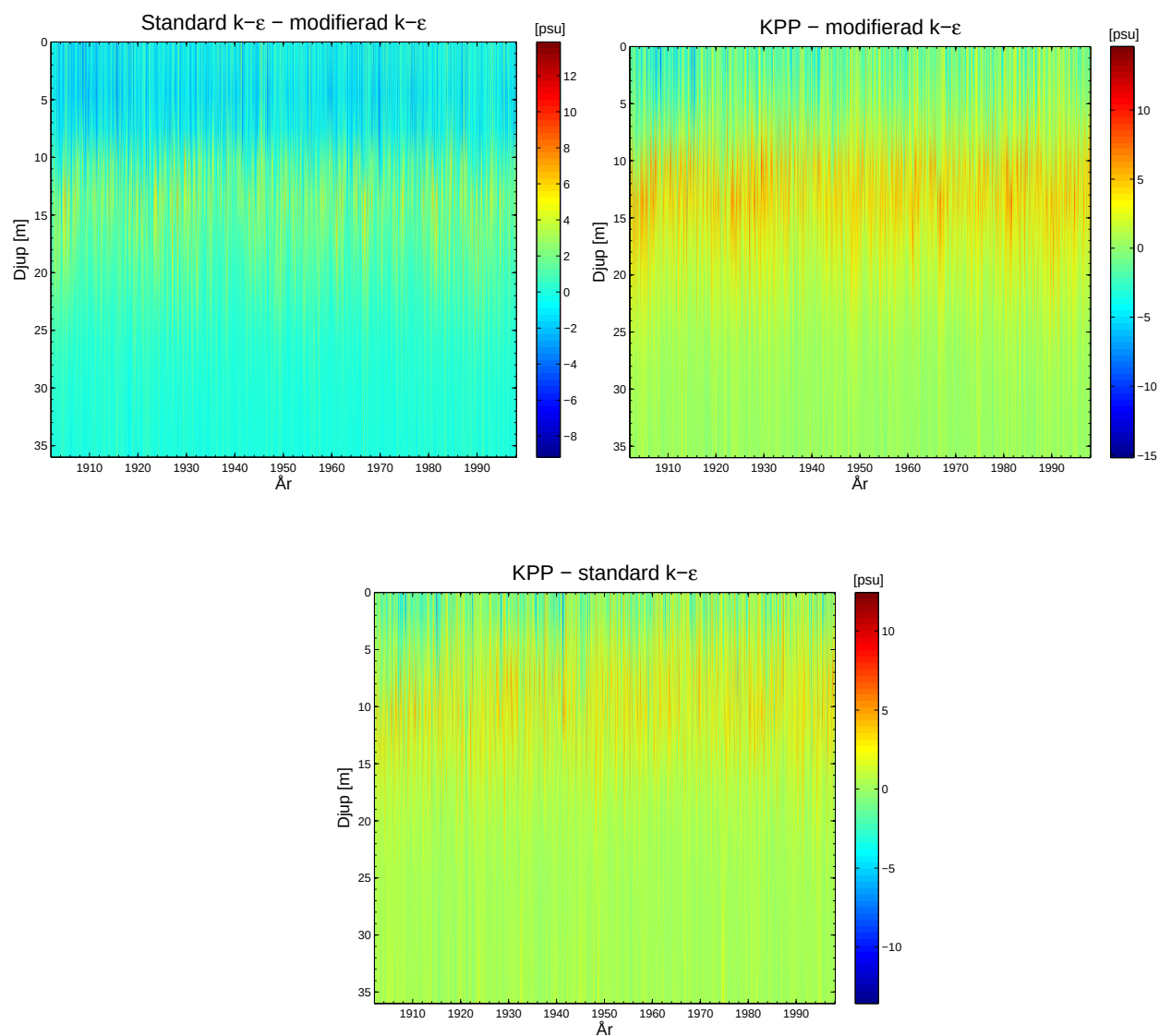
Figur 6: Saltprofiler från Anholt östra. Observerad profil är heldragen och den simulerade är streckad. Median, första och tredje kvartil för salthalten visas för de olika körningarna. Tidsperioden är mellan januari 1972 till december 1998.



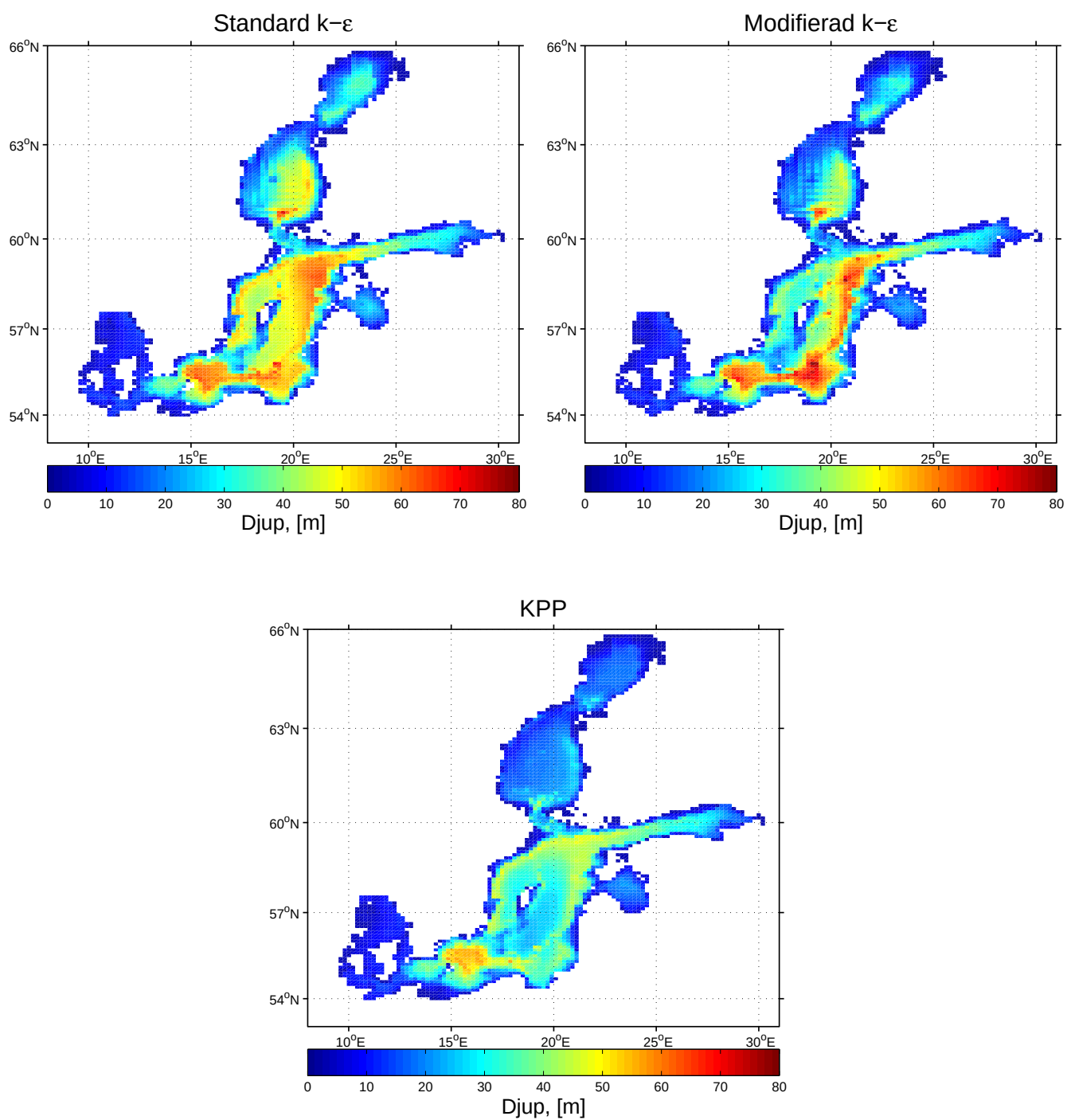
Figur 7: Saltprofiler från Gotlandsdjupet (BY15) under tidsperioden november 1902 till december 1998 för de tre olika modellerna.



Figur 8: Saltprofiler i Bornholmsdjupet (BY5) under tidsperioden november 1902 till december 1998 för de tre olika modellerna.



Figur 9: Skillnader i salthalt mellan modellerna vid Anholt östra. Uppe till vänster visas standard $k-\epsilon$ minus modifierad $k-\epsilon$. Uppe till höger visas KPP minus modifierad $k-\epsilon$ och den understa visar KPP minus standard $k-\epsilon$. Observera att det är olika färgskalor.



Figur 10: Haloklindjup i Östersjön för de tre olika modellsimuleringarna och tidsperioden 1969-1998.

observationerna i grunda nivåer. För KPP modellen varierar temperaturen väldigt mycket med djupet för medianen och tredje kvartilen.

4.2.2 Medelårscykler för temperaturen

Figureerna 14, 15 och 16 visar medelåret för temperaturen. Medelvärde är taget för perioden 1969 till 1998 i de olika bassängerna. X-axeln börjar första januari och slutar sista december. Y-axeln har klippts av och visar inte totala djupet. Maximumet, som ungefär är 19°C , inträffar kring dag 220 (början av augusti) för alla modeller. I delfiguren längst ner till höger visas observationer. På grund av sparsamt förekommande observationer har dessa data interpolerats i djup och tid. Under maj/juni (dag 150) börjar temperaturen öka i ytskiktet. Dag 220 når temperaturen sitt maximum för alla modeller samt observationerna.

Generellt har standard k - ϵ modellen och den modifierade k - ϵ modellen samma struktur som observationerna har. Med struktur menas lutningen på isotermerna från vår till höst. Detta fångar inte KPP modellen.

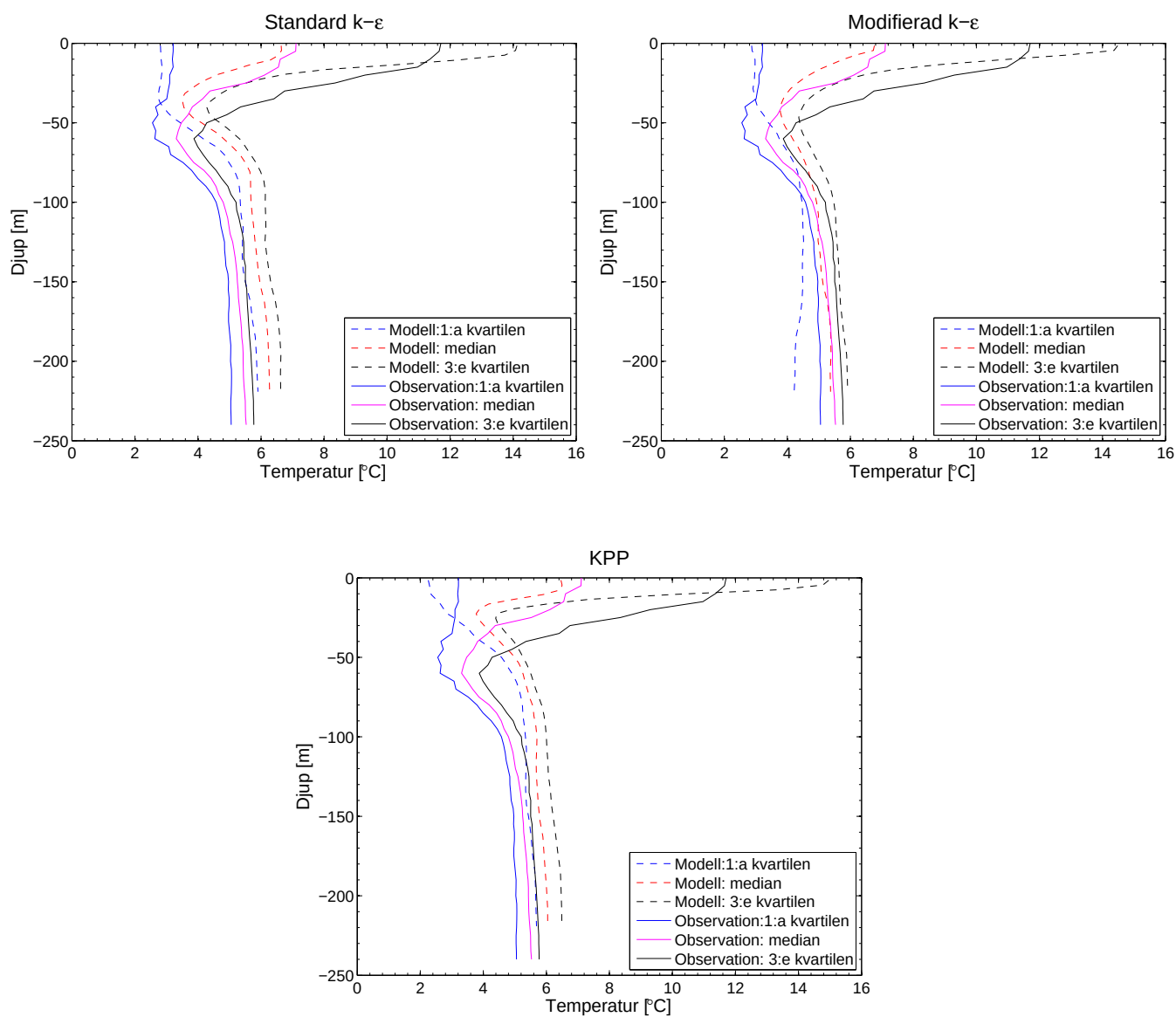
Termoklinen sätter gränsen för det väl omblandade ytskiktet under sommaren. I KPP modellen ligger termoklinen på den lägsta nivån. Djupast av modellerna ligger termoklinen för standard k - ϵ men observationernas termoklin når det största djupet.

I figur 17 visas differenser mellan olika modeller för BY15. I delfiguren uppe till vänster ses tydligt hur standard k - ϵ har högre temperatur än vad modifierade k - ϵ modellen har mellan 10 till 20 meters djup på sommaren. Dagarna 180 till 270 motsvarar juli till september. I de andra delfigurerna då KPP-modellen jämförs med de två varianterna av k - ϵ modellen så kan den största differensen ses i nedersta bilden. Där skiljer det uppemot 6°C vid dag 250. Det ses att på hösten är det den största skillnaden på 15 meters djup. Det är 6°C varmare i standard k - ϵ modellen. Under vinter/vår och på djup större än 40 meter är det däremot kallast för KPP modellen.

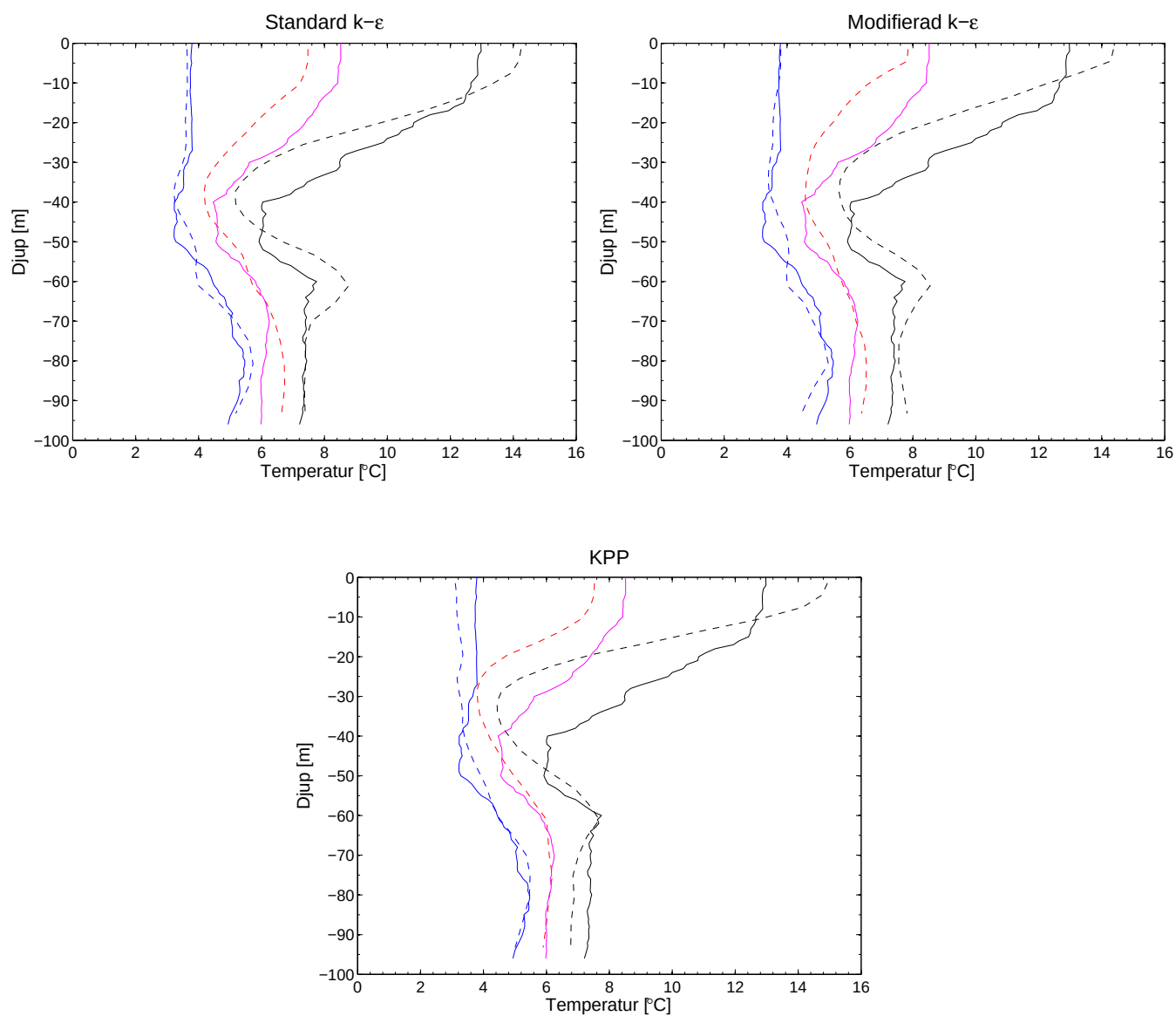
4.3 Syre

4.3.1 Profiler för syre

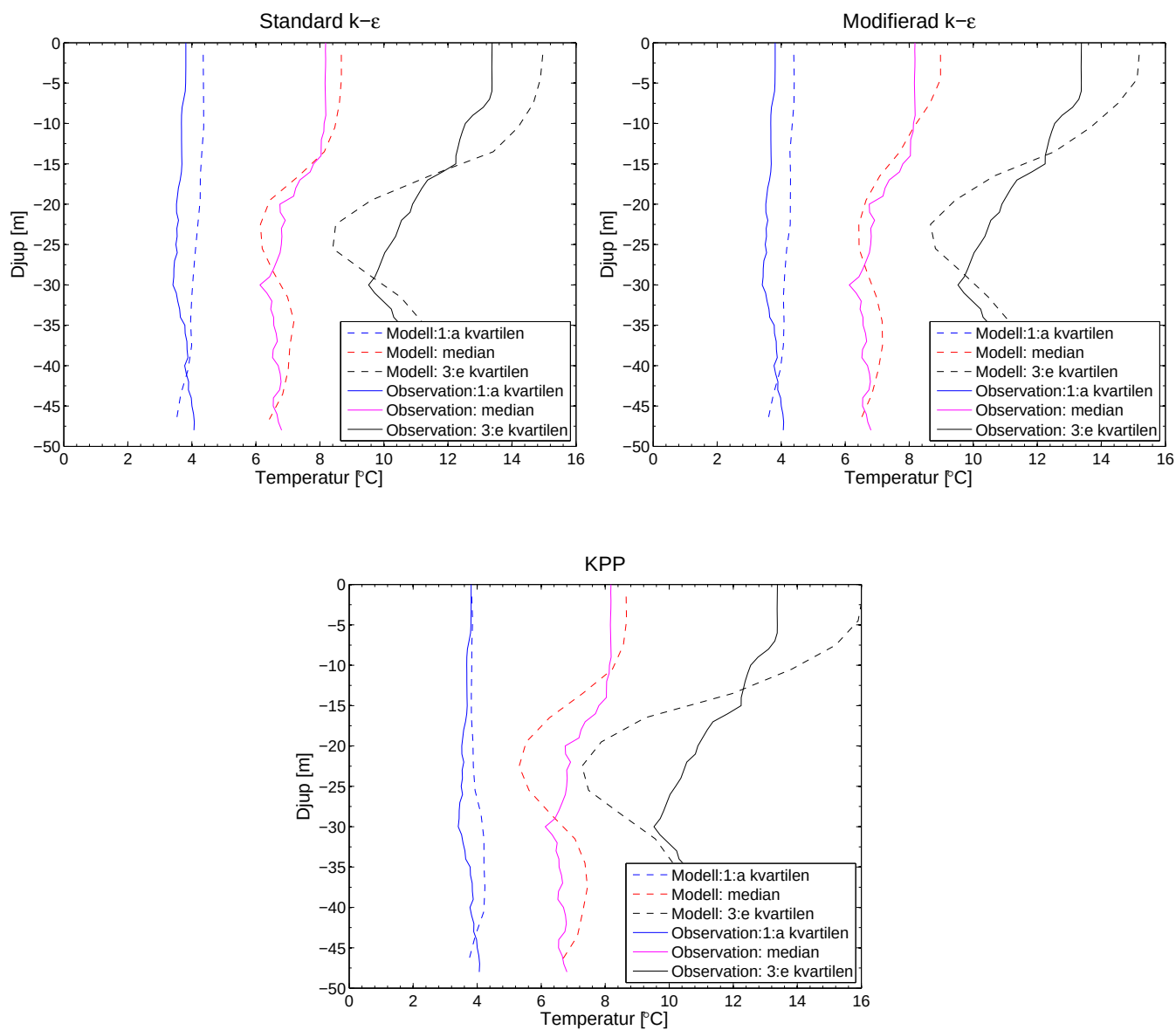
Profiler av syre för Gotlandsdjupet visas i figur 18. Ingen av figurerna erhåller syrebrist vid botten som observationerna visar. För KPP modellen ligger språngskiktet för högt upp vilket ger en alldeles för låg syrehalt för ett visst djup. Standard k - ϵ har ett djupare ytskikt där modellresultatet följer observationens kurva men syreförlusten ned till 100 meters djup är inte lika stor som för observationerna och då blir profilen förskjuten åt höger mot högre syrehalt. För den modifierade k - ϵ modellen följer profilen observationens kurva de 50 första metrarna. Det sker sedan ingen utarmning av syret utan syrehalten är nästan konstant ned mot botten.



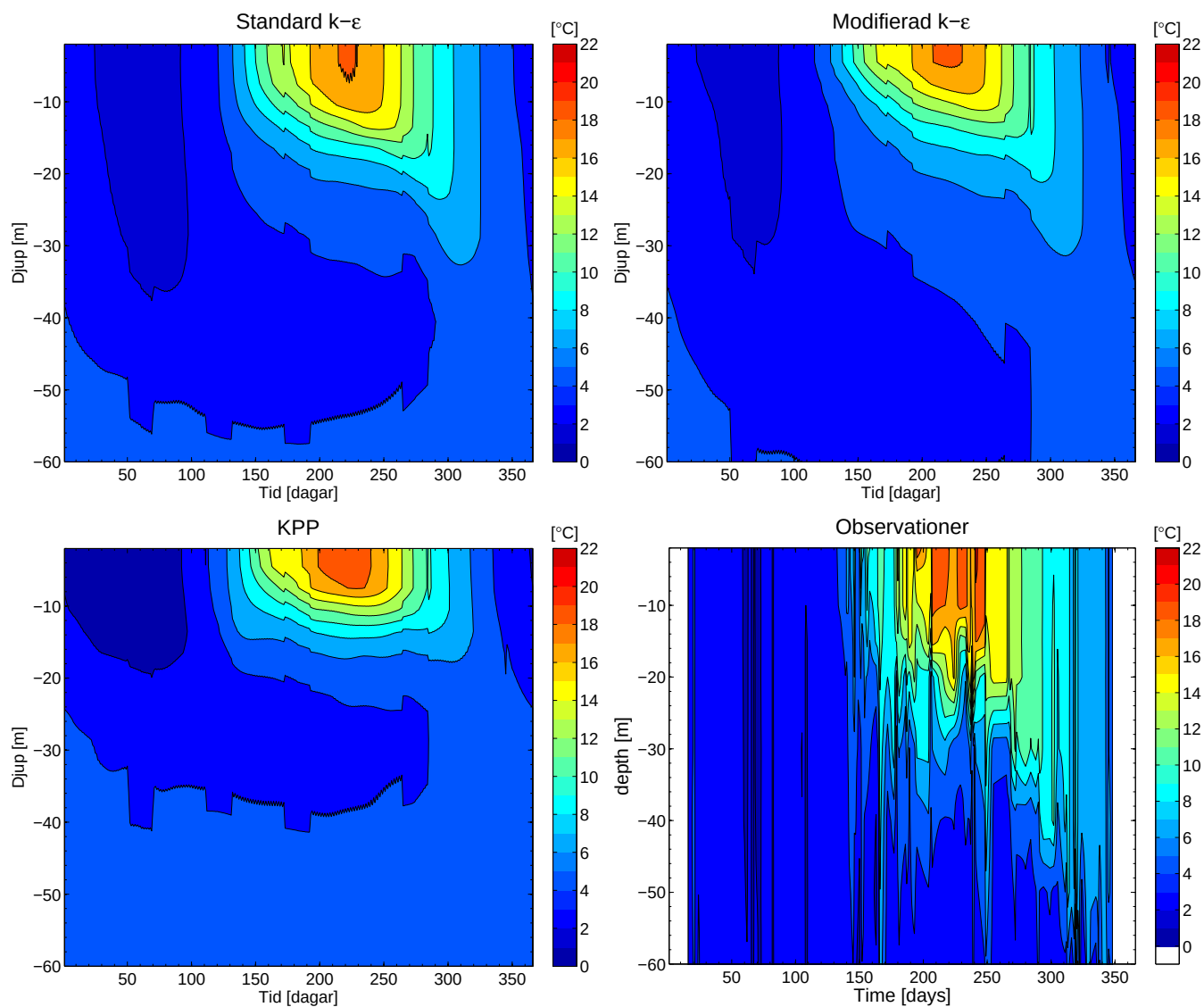
Figur 11: Temperaturprofiler från Gotlandsdjupet (BY15). Observerad profil är hel-
dragen och den simulerade är streckad. Median, första och tredje kvartil för tem-
peraturen visas för de olika körningarna. Tidsperioden är mellan december 1968
till december 1998.



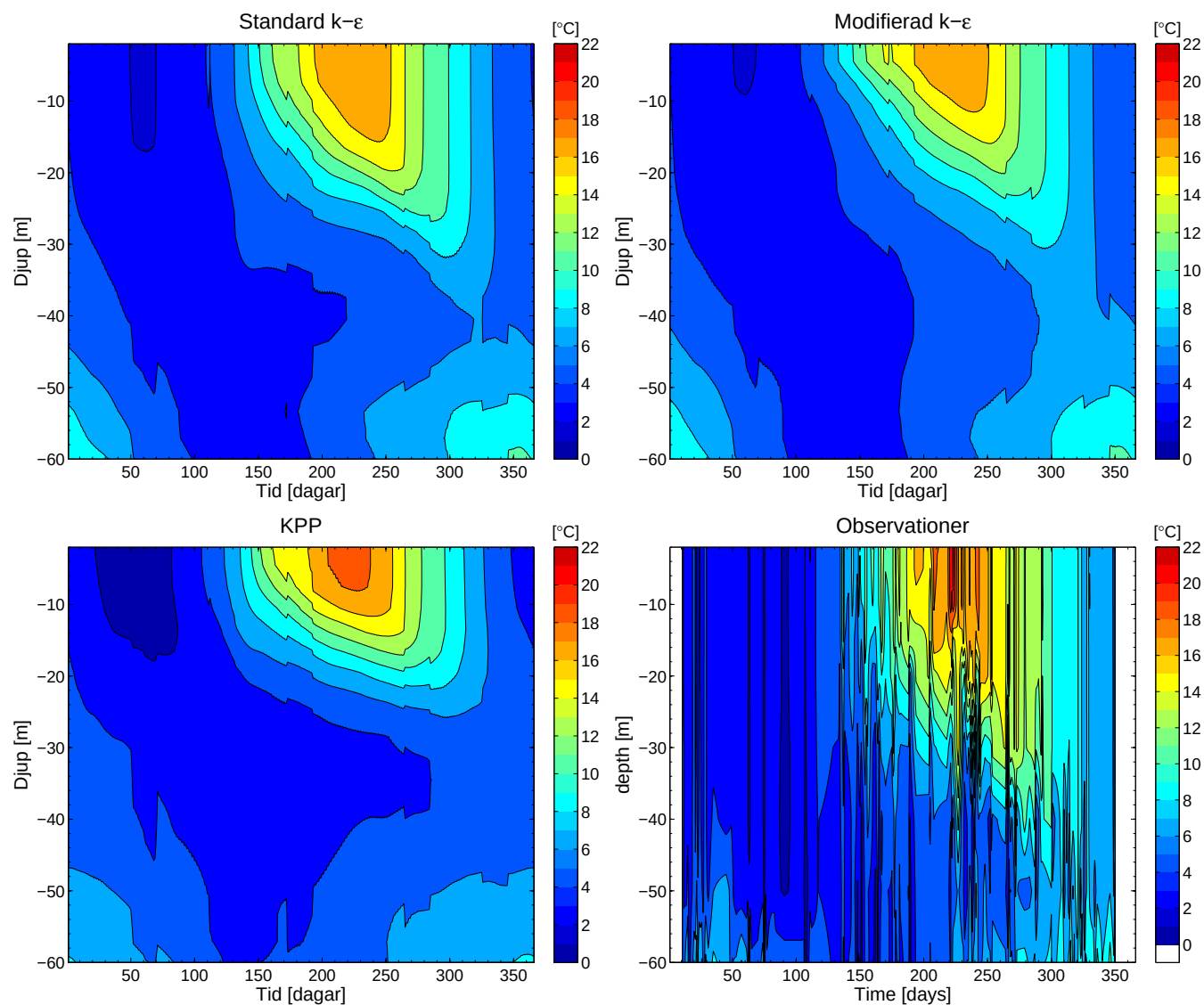
Figur 12: Temperaturprofiler från Bornholmsdjupet (BY5). Observerad profil är heldragen och den simulerade är streckad. Median, första och tredje kvartil för temperaturen visas för de olika körningarna. Tidsperioden är mellan december 1968 till december 1998.



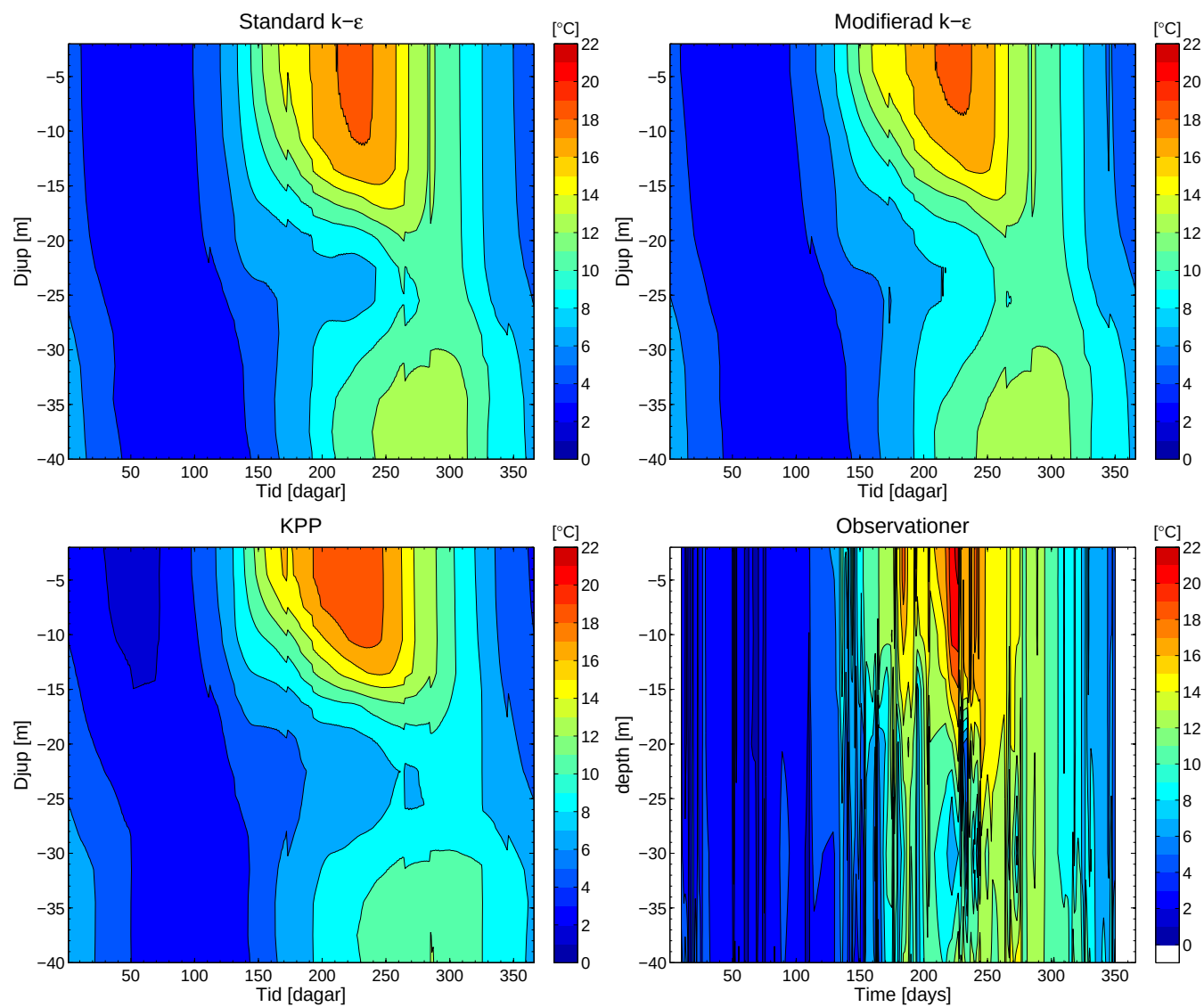
Figur 13: Temperaturprofiler från Arkonadjupet (BY2). Observerad profil är hel-dragen och den simulerade är streckad. Median, första och tredje kvartil för temperaturen visas för de olika körningarna. Tidsperioden är mellan december 1968 till december 1998.



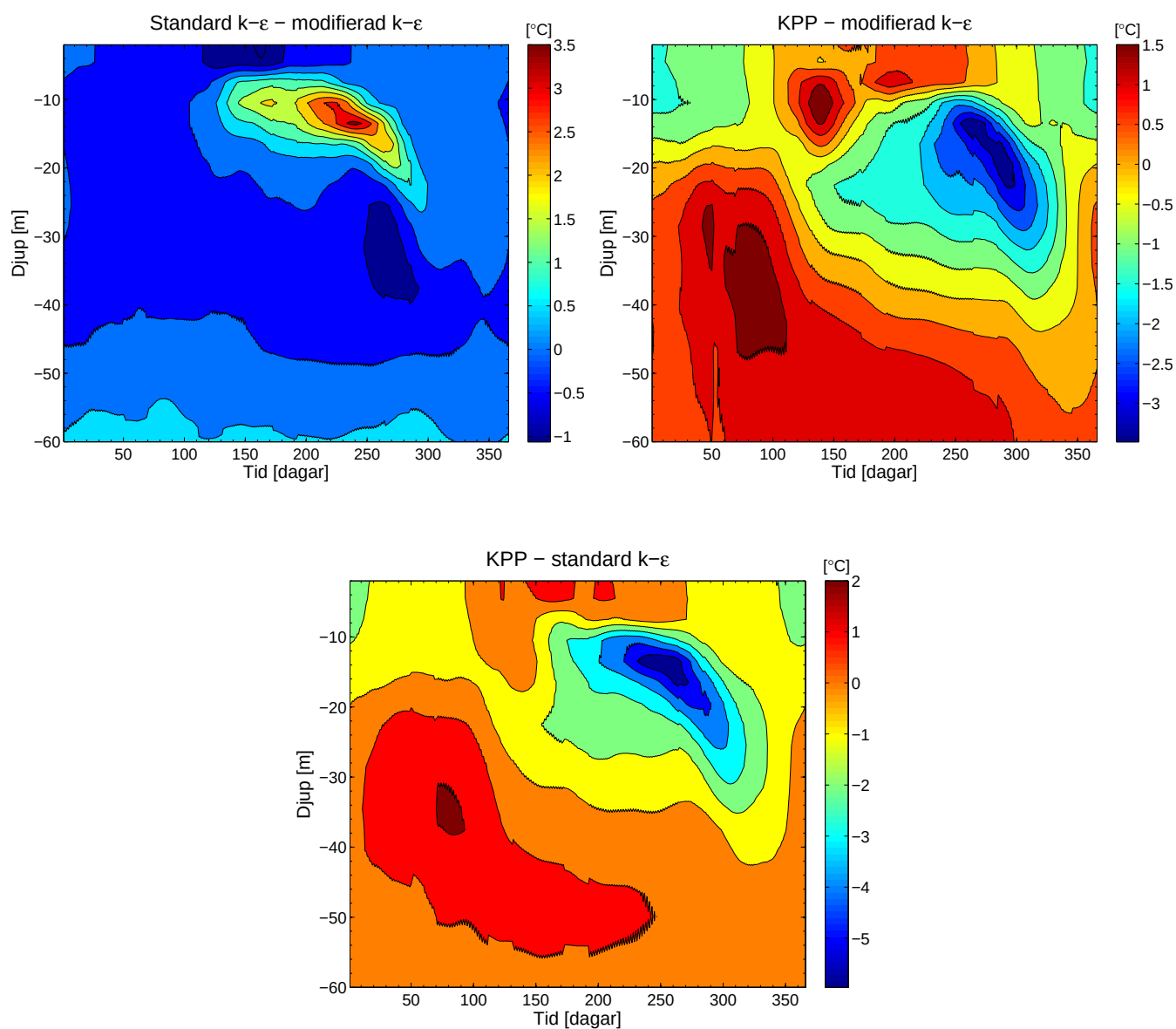
Figur 14: Medelårscykel från åren 1969 till 1998 av temperatur från Gotlandsdjupet (BY15). De olika modellsimuleringarna samt observationer som är delfiguren nere till höger.



Figur 15: Medelårscykel från åren 1969 till 1998 av temperatur från Bornholmsdjupet (BY5). De olika modellsimuleringarna samt observationer som är delfiguren nere till höger.



Figur 16: Medelårscykel från åren 1969 till 1998 av temperatur från Arkonadjupet (BY2). De olika modellsimuleringarna samt observationer som är delfiguren nere till höger.



Figur 17: Skillnader i medelårscykler av temperaturen från BY15 mellan modellerna. Uppe till vänster visas standard $k-\epsilon$ minus modifierad $k-\epsilon$. Uppe till höger ses KPP minus modifierad $k-\epsilon$ och den understa visar KPP minus standard $k-\epsilon$. Observera att temperaturskalan är olika i de olika fallen.

Uppe vid ytan ligger alla modeller nära observationernas värde. Standard k - ϵ simulerar språngskiktet ganska bra men vid 60 meters djup minskar inte syrehalten med vertikalkoordinaten som den gör för observationerna. Från hundra meter och nedåt så är strukturen densamma men syrehalten är cirka 4 ml/l högre i standard k - ϵ mot observationernas värde.

Profilen för den modifierade k - ϵ modellen startar vid ytan på samma sätt som standard k - ϵ . Men vid 50 meters djup och nedåt är syrehalten nästan konstant, se delfigur uppe till höger i figur 18. Alla modellerna är lika vid ytan men i de djupare skikten skiljer de sig åt väldigt mycket. Det är en differens på 4 ml/l mellan de olika k - ϵ -modellerna och mellan KPP och den modifierade k - ϵ -modellen skiljer det 8 ml/l.

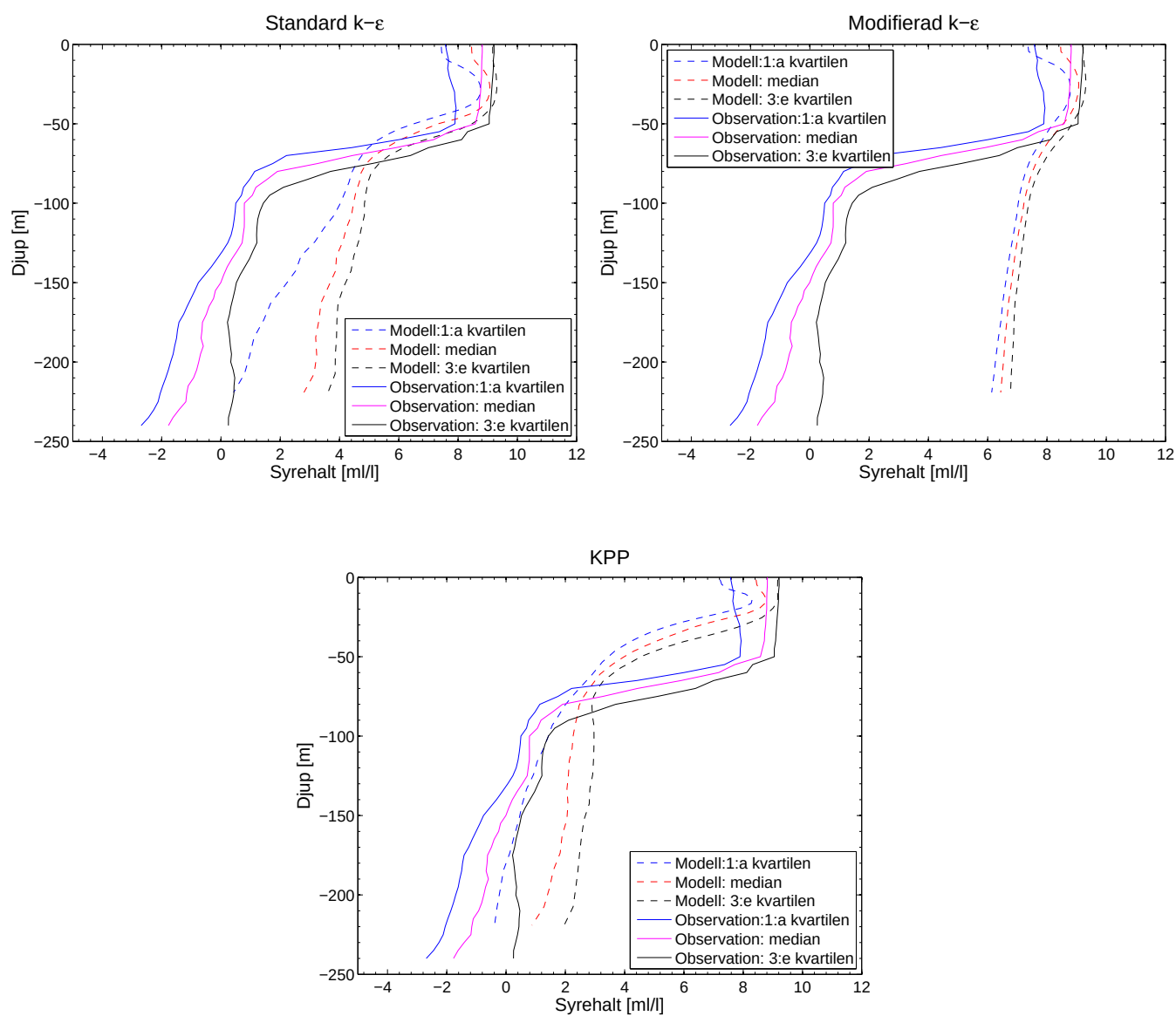
Även i Bornholmsdjupet, figur 19, fångar inte den modifierade k - ϵ modellen reduktionen av syre som börjar på 60 meters djup för observationerna. För standard k - ϵ fås också för höga bottenvärden. Det beror på att dess profil är förskjuten nedåt eftersom det väl omblandade skiktet är djupare än observationernas. KPP modellens bottenvärden är inte anoxiska men de ligger närmast observationernas.

I BY2, figur 20 uppvisar simuleringarna relativt god överensstämmelse med observationerna. Det sker en ökning av syrehalten vid 15 till 20 meters djup för samtliga modeller. Detta ger en för hög bottennivå för modellerna.

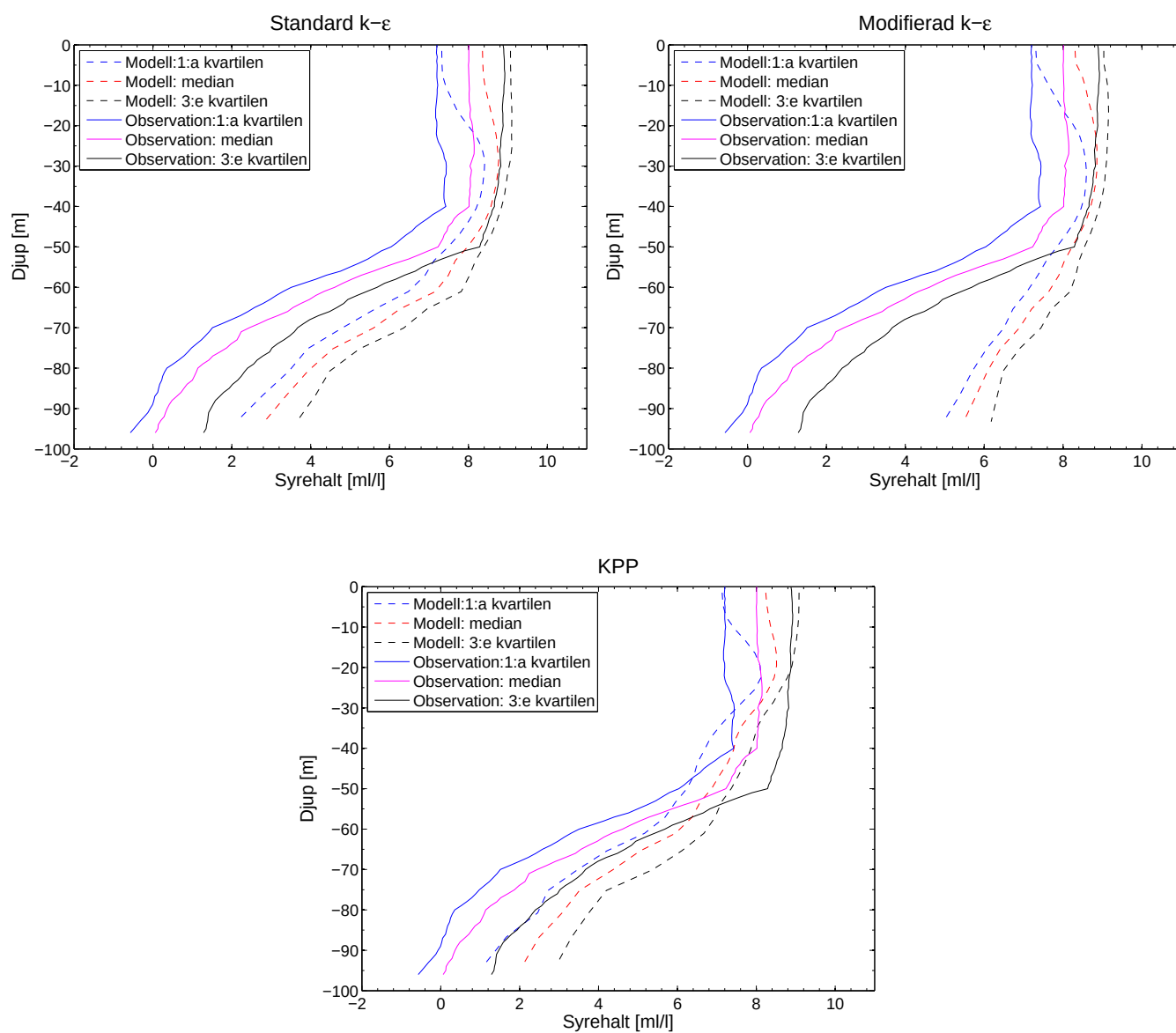
4.4 Djupvattentransport i östra Gotlandsbassängen

Figur 21 visar ett medelvärde från 1902 till 1998 av volymstransporten över östra Gotlandsbassängen. Positiv transport är flöde från Bornholmsbassängen till östra Gotlandsbassängen. Snittet är markerat som S1 i figur 1.

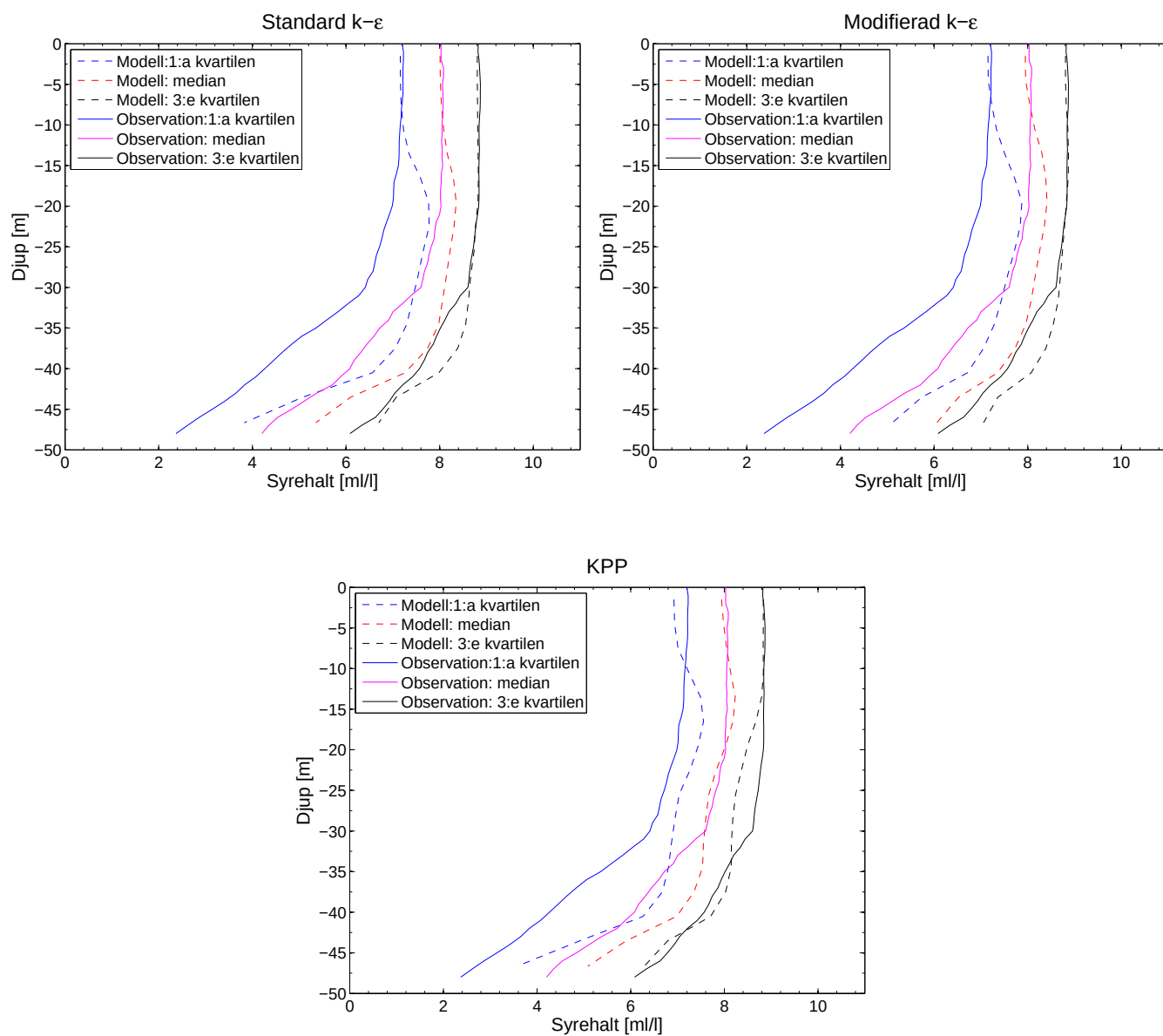
Den modifierade k - ϵ modellen har det högsta maximumet. Det är ungefär 2900 m^3/s och ligger på 110 meters djup. Maximumet för de två övriga ligger 1000 m^3/s respektive 1200 m^3/s lägre och på 100 meters djup. Det totala flödet är även det störst för den modifierade k - ϵ modellen. Alla tre modeller simulerar ett för högt värde jämfört med observationer. Jämförelse har gjorts av resultat från Elken (1996), där användes en diagnostisk modell tillsammans med observationer. Maximumet på cirka 100 meters djup hade ett värde av cirka 135 m^2/s för observationerna. Motsvarande värde för standard k - ϵ , modifierade k - ϵ och KPP modellen var 266 m^2/s , 355 m^2/s och 225 m^2/s . Dessa enheter är oberoende av cellernas upplösning. Ventilation av haloklin och övre djupvattenskiikt kan vara förklaringen till den stora skillnaden för syreprofilerna i BY15.



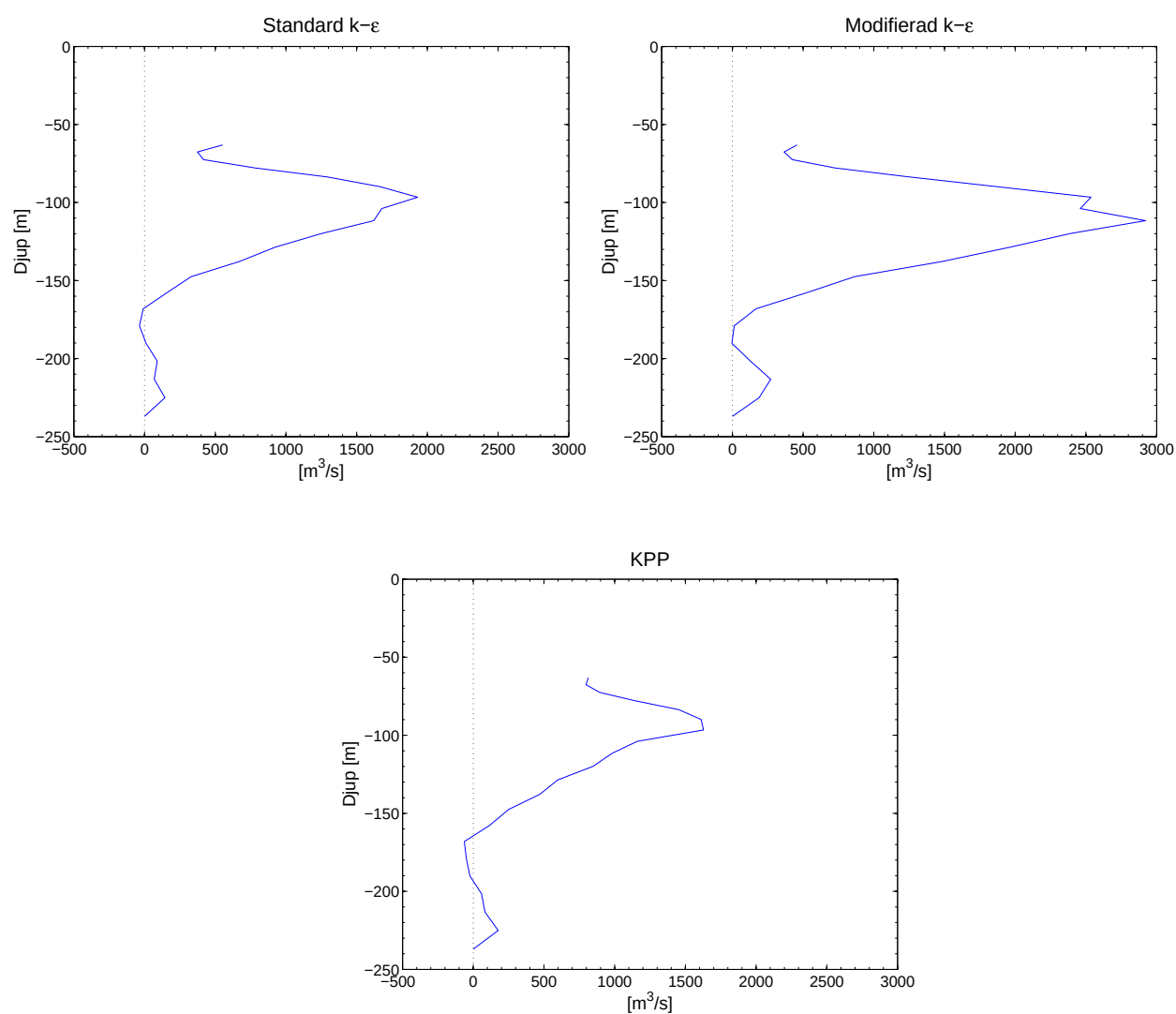
Figur 18: Syreprofiler från Gotlandsdjupet (BY15). Observerad profil är heldragen och den simulerade är streckad. Median, första och tredje kvartil för syrehalten visas för de olika körningarna. Tidsperioden är mellan december 1968 till december 1998.



Figur 19: Syreprofiler från Bornholmssdjupet (BY5). Observerad profil är heldragen och den simulerade är streckad. Median, första och tredje kvartil för syrehalten visas för de olika körningarna. Tidsperioden är mellan december 1968 till december 1998.



Figur 20: Syreprofiler från Arkonadjupet (BY2). Observerad profil är heldragen och den simulerade är streckad. Median, första och tredje kvartil för syrehalten visas för de olika körningarna. Tidsperioden är mellan december 1968 till december 1998.



Figur 21: Modellerade medelvärden för den horisontella volymstransporten. Snittet är taget över Gotlandsdjupet, från Gotland till Lettland. Tidsperioden är 1969 till 1998.

5 Diskussion

Tre olika blandningsscheman implementerade i en 3D modell har jämförts. Den första är den så kallade standard k - ϵ modellen, se 2.1. Sedan studerades samma tvåekvationsmodell men med stabilitetsfunktioner enligt Axell och Liungman (2001). Den tredje är en empirisk modell av typen KPP, se Large et al. (1994).

Hur stark blandningen är i det väl omblandade ytskiktet för de olika modellerna kan man tydligt se på en medelårscykel av temperatur. En högre ytemperatur på sommaren är förknippad med en grundare termoklin och således en lägre blandning. Resultat är att KPP har den minsta blandningen och standard k - ϵ blandar mest.

I Anholt östra kunde vi se att den modifierade k - ϵ modellen låg närmast observationerna vad gäller salthalt. Dessa jämförelser gäller för standardinställningar för k - ϵ modellen. Genom att ändra en parameter som bottenfriktionen kan profilerna förskjutas horisontellt olika mycket för KPP och k - ϵ modellen. I skiktet mellan 10 och 15 meter skiljer det som mest i salthalt där KPP har den högsta salthalten. I det väl omblandade ytskiktet visar alla tre modeller en lägre salthalt än vad observationerna visar vilket tyder på att blandningen är för låg.

Haloklinens läge påverkas av den horisontella advektionen av djupvatten samt av den vertikala diffusionen. Alla tre simuleringar verkar ha nått en balans men resultaten är olika. I BY15 kan man se att haloklinen förskjutits mot mindre djup jämfört med observationer. Detta kan bero på att den horisontella advektionen mellan BY5 och BY15 är stor jämfört med observationer. Den horisontella djupvattenadvektionen från Bornholmsbassängen till östra Gotlandsbassängen drivs av densitetsvariationer som till stor del är saltskillnaderna mellan bassängerna. Jämförs salthalten på 100 meters djup i BY5 och BY15 visar figurerna att den modifierade k - ϵ modellen hade störst saltgradient vilket kan förklara att den horisontella advektionen var störst i det fallet. Det skulle också kunna bero på att omblandningen i djupvattnet är större för modifierade k - ϵ modellen. Det skulle innebära att en större volym vatten tränger in i BY15 på 100 meters djup. Det inströmmade tunga vattnet är utspädd med ytvatten och ökar i volym för ett tjugoförårigt medelvärde med en faktor fyra från Kattegatt till Landsortsdjupet (Köuts och Omstedt, 1993).

För den modifierade k - ϵ modellen kommer det in för lite saltrikt vatten i bassängerna medan det är för mycket i KPP modellen. Att mängden salt är liten i modifierade k - ϵ modellen jämfört med de andra men samtidigt har den största horisontella transporten in till östra Gotlandsdjupet kan förklaras av djupvattenomblandningen som beskrevs ovan och "selective withdrawal". Strömningar kring ett utlopp i en reservoar med skiktat vätska kan ge upphov till ett utflöde med ett väldefinierat lager kring utloppet, "selective withdrawal" (Imberger, 1980; Meier et al., 2004). I Östersjön kan fenomenet orsaka att vatten från en djupare nivå med högre salthalt än vatten vid nivån av tröskelns djup rinner över till nästa bassäng.

Temperaturen simulerades relativt väl av alla modellerna. Det väl omblandade ytskiktets djup var dock underskattat. För KPP så var det tunnast. Första kvartilen betyder att 25% av värdena ligger under den. Tredje kvartilen betyder således att 75% av värdena ligger under den gränsen. KPP schemat simulerar i medeltal ett alltför högt värde på den tredje kvartilen vid ytan vilket betyder för höga temperaturer där på sommaren. I BY15 hade den inte heller fångat skillnaden mellan vår och höst där det väl omblandade ytskiktet är djupare på hösten. Detta är ett resultat av att turbulensen orsakad av vinddrivningen är underskattad. Temperaturen verkar inte vara beroende av den totala horisontella transporten av djupvatten i någon hög grad.

Syremängden visar tydligt beroende av den horisontella transporten av djupvattnet. Ventilationen av haloklinen ger högre syrehalt vilket är tydligast i fallet med den modifierade k - ϵ modellen.

Det skulle vara intressant att djupare undersöka varför det skiljer sig så pass mycket i saltinflödet mellan de olika modellerna. Genom att ta ut fler profiler före och efter trösklar skulle man kunna se trösklarnas påverkan. Det skulle även vara intressant att undersöka hur det kommer sig att den horisontella djupvattenadvektionen är för hög och att det skiljer sig så mycket mellan modellerna. Skulle man förstå dessa två punkter och kunna åtgärda det tror jag att de andra variablerna skulle bli mer lik observationerna.

6 Slutsats

Huvudslutsatserna är:

- KPP har lägsta blandningen vilket ger ett för grunt omblandat ytskikt.
- Modifierade k - ϵ modellen får in den minsta mängden saltrikt vatten i de olika bassängerna och KPP får in mest salt med standardinställningar av parametrar.
- Den horisontella advektionen av djupvatten in till östra Gotlandsbassängen är högst i den modifierade k - ϵ modellen vilket har störst påverkan för syre.

7 Tack till

Tack till Markus Meier, Lars Axell och Anders Höglund på SMHI för stöd och vägledning under arbetets gång. Tack även till SMHI som har tillhandahållit resurser och lokal.

Referenser

- [1] Axell, L. B., 2001. Turbulent mixing in the ocean with application to Baltic Sea modeling, Avhandling i oceanografi, A66/2001, ISSN 1400-3813.
- [2] Axell, L. B. och Liungman, O., 2001. A one-equation turbulence model for geophysical applications: Comparison with data and the k - ϵ model, *Env. Fluid Mech.*, 1, s 71-106.
- [3] Beckmann, A., Döscher, R., 1997. A method for improved representation of dense water spreading over topography in geopotential-coordinate models, *J. Phys. Oceanogr.*, 27, s 581-591.
- [4] Blanke, B., och Delecluse, P., 1993. Variability of the Tropical Atlantic Ocean simulated by a general circulation model with two different mixed layer physics, *J. Phys. Oceanogr.*, 23, s 1363-1388.
- [5] Burchard, H., Baumert, H., 1995. On the performance of a mixed-layer model based on the $k\epsilon$ turbulence closure. *J. Geophys. Res.*, 100(C5), s 8523-8540.
- [6] Burchard, H., Petersen, O., Rippeth, T. P., 1998. Comparing the performance of the Mellor-Yamada and the $k - \epsilon$ two-equation turbulence models, *J. Phys. Res.*, 103, s 10543-10554.
- [7] Burchard, H., Petersen, O., 1999. Models of turbulence in the marine environment. A comparative study of two-equation turbulence models, *J. Mar. Sys.*, 21, s 29-53.
- [8] Burchard, H. et al., 2007. Observational and numerical modeling methods for quantifying coastal ocean turbulence and mixing, *Progress in Oceanography*, 76(4), s 399-442.
- [9] Elken, J., 1996. Deep water overflow, circulation and vertical exchange in the Baltic Proper, Report series, No 6, Estonian Marine Institute.
- [10] Gargett, A. E., 1984. Vertical eddy diffusivity in the ocean interior, *J. Mar. Res.*, 42, s 359-393.
- [11] Imberger, J., 1980. Selective withdrawal: a review [in:] Second international symposium on stratified flows, s 381-400.
- [12] Killworth, P., Stainforth, D., Webb, D., Paterson, S., 1991. The development of a free-surface Bryan-Cox-Semtner ocean model, *J. Phys. Oceanogr.*, 21, s 1333-1348.
- [13] Kundu, P. K., 1990. Fluid mechanics. Academic Press, Inc., s 519-521.
- [14] Kõuts, T., Omstedt, A., 1993. Deep water exchange in the Baltic Proper. *Tellus A*, 45(4), s 311-324, Inc., s 519-521.

-
- [15] Large, W. G., McWilliams, J. C., Doney, S. C., 1994. Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization, *Rev. Geophys.*, 32(4), 363–403.
- [16] Launder, B. E., 1975. On the effects of a gravitational field on the turbulent transport of heat and momentum, *J. Phys. Res.*, 67 s 569-581.
- [17] Marmefelt, E., Arheimer, B., Langner, J., 1999. An integrated biogeochemical model system for the Baltic Sea. *Hydrobiologia*, 393, s 45-56
- [18] Meier, H. E. M., Döscher, R., Coward, A. C., Nycander, J., Döös, K., 1999. RCO - Rossby Centre regional Ocean climate model: model description (version 1.0) and first results from the hindcast period 1992/93. Teknisk rapport, No 26, Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut, SE-60176 Norrköping, Sverige.
- [19] Meier, H. E. M., 2000. The use of the k - ϵ turbulence model within the Rossby Centre regional ocean climate model: parameterization development and results. Teknisk rapport, No 28, Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut, SE-60176 Norrköping, Sverige.
- [20] Meier, H. E., 2001. On the parameterization of mixing in three-dimensional Baltic Sea models. *J. Geophys. Res.*, 106(C12), s 30997-31016
- [21] Meier, H. E., Kauker, F., 2002. Simulating Baltic Sea climate for the period 1902-1998 with the Rossby Centre coupled ice-ocean model. Teknisk rapport, No 30, Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut, SE-60176 Norrköping, Sverige.
- [22] Meier, H. E., Kauker, F., 2003. Modeling decadal variability of the Baltic Sea: 2. Role of freshwater inflow and large-scale atmospheric circulation for salinity. *J. Geophys. Res.*, 108(C11), s 3368
- [23] Meier, H. E., Döscher, R., Faxén, T., 2003. A multiprocessor coupled ice-ocean model for the Baltic Sea: Application to salt inflow *J. Geophys. Res.*, 108(C8)
- [24] Meier, H. E. M., Döscher, R., Broman, B., Piechura, J., 2004. The major Baltic inflow in January 2003 and preconditioning by smaller inflows in summer/autumn 2002: a model study, *Oceanologia*, 46(4), s 557-579
- [25] Meier, H. E. M., 2007. Modeling the pathways and ages of inflowing salt- and freshwater in the Baltic Sea, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 74(4), s 610-627.
- [26] Rodi, W., 1980. Turbulence models and their application in hydraulics - a state of the art review, *Int. Assoc. for Hydraul. Res.*.
- [27] Stigebrandt, A., 1987. A model of the vertical circulation of the Baltic deep water, *J. Phys. Oceanogr.*, 17, s 1772-1785.

- [28] Tjärnström, M., 2006. Atmosfärens gränsskikt, Kurs ME1170 vid Stockholms Universitet, Fö 3 2006-12-14.
- [29] Umlauf, L. Burchard, H. Bolding, K., 2007. GOTM Sourcecode and Test Case Documentation, Version 4.0.

SMHIs publiceringar

SMHI ger ut sex rapportserier. Tre av dessa, R-serierna är avsedda för internationell publik och skrivs därför oftast på engelska. I de övriga serierna används det svenska språket.

Seriernas namn	Publiceras sedan
RMK (Rapport Meteorologi och Klimatologi)	1974
RH (Rapport Hydrologi)	1990
RO (Rapport Oceanografi)	1986
METEOROLOGI	1985
HYDROLOGI	1985
OCEANOGRAFI	1985

I serien OCEANOGRAFI har tidigare utgivits:

- | | |
|--|--|
| 1 Lennart Funkquist (1985)
En hydrodynamisk modell för spridnings-
och cirkulationsberäkningar i Östersjön
Slutrapport. | 11 Cecilia Ambjörn (1987)
Spridning av kylvatten från Öresundsverket |
| 2 Barry Broman och Carsten Pettersson.
(1985)
Spridningsundersökningar i yttre fjärden
Piteå. | 12 Bo Juhlin (1987)
Oceanografiska observationer utmed sven-
ska kusten med kustbevakningens fartyg
1986. |
| 3 Cecilia Ambjörn (1986).
Utbyggnad vid Malmö hamn; effekter för
Lommabuktens vattenutbyte. | 13 Jan Andersson och Robert Hillgren (1987)
SMHIs undersökningar i Öregrundsgrepen
1986. |
| 4 Jan Andersson och Robert Hillgren (1986).
SMHIs undersökningar i Öregrundsgrepen
perioden 84/85. | 14 Jan-Erik Lundqvist (1987)
Impact of ice on Swedish offshore ligh-
touses. Ice drift conditions in the area at
Sydostbrotten - ice season 1986/87. |
| 5 Bo Juhlin (1986)
Oceanografiska observationer utmed sven-
ska kusten med kustbevakningens fartyg
1985. | 15 SMHI/SNV (1987)
Fasta förbindelser över Öresund - utredning
av effekter på vattenmiljön i Östersjön. |
| 6 Barry Broman (1986)
Uppföljning av sjövärmepump i Lilla Vär-
tan. | 16 Cecilia Ambjörn och Kjell Wickström
(1987)
Undersökning av vattenmiljön vid utfyllna-
den av Kockums varvsbassäng.
Slutrapport för perioden
18 juni - 21 augusti 1987. |
| 7 Bo Juhlin (1986)
15 års mätningar längs svenska kusten med
kustbevakningen (1970 - 1985). | 17 Erland Bergstrand (1987)
Östergötlands skärgård - Vattenmiljön. |
| 8 Jonny Svensson (1986)
Vågdata från svenska kustvatten 1985. | 18 Stig H. Fonselius (1987)
Kattegatt - havet i väster. |
| 9 Barry Broman (1986)
Oceanografiska stationsnät - Svenskt Vat-
tenarkiv. | 19 Erland Bergstrand (1987)
Recipientkontroll vid Breviksnäs fiskodling
1986. |

- 20 Kjell Wickström (1987)
Bedömning av kylvattenrecipienten för ett
kolkraftverk vid Oskarshamnsverket.
- 21 Cecilia Ambjörn (1987)
Förstudie av ett nordiskt modellsystem för
kemikaliespridning i vatten.
- 22 Kjell Wickström (1988)
Vågdata från svenska kustvatten 1986.
- 23 Jonny Svensson, SMHI/National Swedish
Environmental Protection Board (SNV)
(1988)
A permanent traffic link across the
Öresund channel - A study of the hydro-en-
vironmental effects in the Baltic Sea.
- 24 Jan Andersson och Robert Hillgren (1988)
SMHIs undersökningar utanför Forsmark
1987.
- 25 Carsten Peterson och Per-Olof Skoglund
(1988)
Kylvattnet från Ringhals 1974-86.
- 26 Bo Juhlin (1988)
Oceanografiska observationer runt svenska
kusten med kustbevakningens fartyg 1987.
- 27 Bo Juhlin och Stefan Tobiasson (1988)
Recipientkontroll vid Breviksnäs fiskodling
1987.
- 28 Cecilia Ambjörn (1989)
Spridning och sedimentation av tippat ler-
material utanför Helsingborgs hamnområde.
- 29 Robert Hillgren (1989)
SMHIs undersökningar utanför Forsmark
1988.
- 30 Bo Juhlin (1989)
Oceanografiska observationer runt svenska
kusten med kustbevakningens fartyg 1988.
- 31 Erland Bergstrand och Stefan Tobiasson
(1989)
Samordnade kustvattenkontrollen i Öster-
götland 1988.
- 32 Cecilia Ambjörn (1989)
Oceanografiska förhållanden i Brofjorden i
samband med kylvattenutsläpp i Tromme-
kilen.
- 33a Cecilia Ambjörn (1990)
Oceanografiska förhållanden utanför Ven-
delsöfjorden i samband med kylvatten-ut-
släpp.
- 33b Eleonor Marmefelt och Jonny Svensson
(1990)
Numerical circulation models for the
Skagerrak - Kattegat. Preparatory study.
- 34 Kjell Wickström (1990)
Oskarshamnsverket - kylvattenutsläpp i
havet - slutrapport.
- 35 Bo Juhlin (1990)
Oceanografiska observationer runt svenska
kusten med kustbevakningens fartyg 1989.
- 36 Bertil Håkansson och Mats Moberg (1990)
Glommaälvens spridningsområde i nord-
östra Skagerrak
- 37 Robert Hillgren (1990)
SMHIs undersökningar utanför Forsmark
1989.
- 38 Stig Fonselius (1990)
Skagerrak - the gateway to the North Sea.
- 39 Stig Fonselius (1990)
Skagerrak - porten mot Nordsjön.
- 40 Cecilia Ambjörn och Kjell Wickström
(1990)
Spridningsundersökningar i norra Kalmar-
sund för Mönsterås bruk.
- 41 Cecilia Ambjörn (1990)
Strömningsteknisk utredning avseende ut-
byggnad av gipsdeponi i Landskrona.
- 42 Cecilia Ambjörn, Torbjörn Grafström och
Jan Andersson (1990)
Spridningsberäkningar - Klints Bank.
- 43 Kjell Wickström och Robert Hillgren
(1990)
Spridningsberäkningar för EKA-NOBELS
fabrik i Stockviksverken.
- 44 Jan Andersson (1990)
Brofjordens kraftstation - Kylvattensprid-
ning i Hanneviken.
- 45 Gustaf Westring och Kjell Wickström
(1990)
Spridningsberäkningar för Höganäs kom-
mun.

- 46 Robert Hillgren och Jan Andersson (1991)
SMHIs undersökningar utanför Forsmark 1990.
- 47 Gustaf Westring (1991)
Brofjordens kraftstation - Kompletterande simulering och analys av kylvattensspridning i Trommekilen.
- 48 Gustaf Westring (1991)
Vågmätningar utanför Kristianopel - Slutrapport.
- 49 Bo Juhlin (1991)
Oceanografiska observationer runt svenska kusten med kustbevakningens fartyg 1990.
- 50A Robert Hillgren och Jan Andersson (1992)
SMHIs undersökningar utanför Forsmark 1991.
- 50B Thomas Thompson, Lars Ulander, Bertil Håkansson, Bertil Brusmark, Anders Carlström, Anders Gustavsson, Eva Cronström och Olov Fäst (1992).
BEERS -92. Final edition.
- 51 Bo Juhlin (1992)
Oceanografiska observationer runt svenska kusten med kustbevakningens fartyg 1991.
- 52 Jonny Svensson och Sture Lindahl (1992)
Numerical circulation model for the Skagerrak - Kattegat.
- 53 Cecilia Ambjörn (1992)
Isproppsförebyggande muddring och dess inverkan på strömmarna i Torneälven.
- 54 Bo Juhlin (1992)
20 års mätningar längs svenska kusten med kustbevakningens fartyg (1970 - 1990).
- 55 Jan Andersson, Robert Hillgren och Gustaf Westring (1992)
Förstudie av strömmar, tidvatten och vattenstånd mellan Cebu och Leyte, Filippinerna.
- 56 Gustaf Westring, Jan Andersson, Henrik Lindh och Robert Axelsson (1993)
Forsmark - en temperaturstudie. Slutrapport.
- 57 Robert Hillgren och Jan Andersson (1993)
SMHIs undersökningar utanför Forsmark 1992.
- 58 Bo Juhlin (1993)
Oceanografiska observationer runt svenska kusten med kustbevakningens fartyg 1992.
- 59 Gustaf Westring (1993)
Isförhållandena i svenska farvatten under normalperioden 1961-90.
- 60 Torbjörn Lindkvist (1994)
Havsområdesregister 1993.
- 61 Jan Andersson och Robert Hillgren (1994)
SMHIs undersökningar utanför Forsmark 1993.
- 62 Bo Juhlin (1994)
Oceanografiska observationer runt svenska kusten med kustbevakningens fartyg 1993.
- 63 Gustaf Westring (1995)
Isförhållanden utmed Sveriges kust - isstatistik från svenska farleder och farvatten under normalperioderna 1931-60 och 1961-90.
- 64 Jan Andersson och Robert Hillgren (1995)
SMHIs undersökningar utanför Forsmark 1994.
- 65 Bo Juhlin (1995)
Oceanografiska observationer runt svenska kusten med kustbevakningens fartyg 1994.
- 66 Jan Andersson och Robert Hillgren (1996)
SMHIs undersökningar utanför Forsmark 1995.
- 67 Lennart Funkquist och Patrik Ljungemyr (1997)
Validation of HIROMB during 1995-96.
- 68 Maja Brandt, Lars Edler och Lars Andersson (1998)
Översvämningar längs Oder och Wisla sommaren 1997 samt effekterna i Östersjön.
- 69 Jörgen Sahlberg SMHI och Håkan Olsson, Länsstyrelsen, Östergötland (2000).
Kustzonsmodell för norra Östergötlands skärgård.
- 70 Barry Broman (2001)
En vågatlas för svenska farvatten.
- 71 **Vakant – kommer ej att utnyttjas!**
- 72 Fourth Workshop on Baltic Sea Ice Climate Norrköping, Sweden 22-24 May, 2002 Conference Proceedings
Editors: Anders Omstedt and Lars Axell
- 73 Torbjörn Lindkvist, Daniel Björkert, Jenny Andersson, Anders Gyllander (2003)
Djupdata för havsområden 2003

- 74 Håkan Olsson, SMHI (2003)
Erik Årnfelt, Länsstyrelsen Östergötland
Kustzonssystemet i regional miljöanalys
- 75 Jonny Svensson och Eleonor Marmefelt (2003)
Utvärdering av kustzonsmodellen för norra Östergötlands och norra Bohusläns skärgårdar
- 76 Eleonor Marmefelt, Håkan Olsson, Helma Lindow och Jonny Svensson, Thalassos Computations (2004)
Integrerat kustzonssystem för Bohusläns skärgård
- 77 Philip Axe, Martin Hansson och Bertil Håkansson (2004)
The national monitoring programme in the Kattegat and Skagerrak
- 78 Lars Andersson, Nils Kajrup och Björn Sjöberg (2004)
Dimensionering av det nationella marina pelagialprogrammet
- 79 Jörgen Sahlberg (2005)
Randdata från öppet hav till kustzonsmodellerna (Exemplet södra Östergötland)
- 80 Eleonor Marmefelt, Håkan Olsson (2005)
Integrerat Kustzonssystem för Hallandskusten
- 81 Tobias Strömberg (2005)
Implementation of a Flux Corrected Transport scheme in the Rossby Centre Ocean model
- 82 Martin Hansson (2006)
Cyanobakterieblomningar i Östersjön, resultat från satellitövervakning 1997-2005
- 83 Kari Eilola, Jörgen Sahlberg (2006)
Model assessment of the predicted environmental consequences for OSPAR problem areas following nutrient reductions
- 84 Torbjörn Lindkvist, Helma Lindow (2006)
Fyskeppsdata. Resultat och bearbetningsmetoder med exempel från Svenska Björn 1883 – 1892
- 85 Pia Andersson (2007)
Ballast Water Exchange areas – Prospect of designating BWE areas in the Baltic Proper
- 86 Elin Almroth, Kari Eilola, M. Skogen, H. Søiland and Ian Sehested Hansen (2007)
The year 2005. An environmental status report of the Skagerrak, Kattegat and North Sea
- 87 Eleonor Marmefelt, Jörgen Sahlberg och Marie Bergstrand (2007)
HOME Vatten i södra Östersjöns vattendistrikt. Integrerat modellsystem för vattenkvalitetsberäkningar
- 88 Pia Andersson (2007)
Ballast Water Exchange areas – Prospect of designating BWE areas in the Skagerrak and the Norwegian Trench
- 89 Anna Edman, Jörgen Sahlberg, Niclas Hjerdt, Eleonor Marmefelt och Karen Lundholm (2007)
HOME Vatten i Bottenvikens vattendistrikt. Integrerat modellsystem för vattenkvalitetsberäkningar
- 90 Niclas Hjerdt, Jörgen Sahlberg, Eleonor Marmefelt och Karen Lundholm (2007)
HOME Vatten i Bottenhavets vattendistrikt. Integrerat modellsystem för vattenkvalitetsberäkningar
- 91 Elin Almroth, Morten Skogen, Ian Sehested Hansen, Tapani Stipa, Susa Niiranen (2008)
The year 2006
An Eutrophication Status Report of the North Sea, Skagerrak, Kattegat and the Baltic Sea
A demonstration Project
- 92 Pia Andersson, editor and co-authors Bertil Håkansson*, Johan Håkansson*, Elisabeth Sahlsten*, Jonathan Havenhand**, Mike Thorndyke**, Sam Dupont** * Swedish Meteorological and Hydrological Institute ** Sven Lovén, Centre of Marine Sciences (2008)
Marine Acidification – On effects and monitoring of marine acidification in the seas surrounding Sweden
- 93 Jörgen Sahlberg, Eleonor Marmefelt, Maja Brandt, Niclas Hjerdt och Karen Lundholm (2008)
HOME Vatten i norra Östersjöns vattendistrikt. Integrerat modellsystem för vattenkvalitetsberäkningar.



Sveriges meteorologiska och hydrologiska institut
601 76 Norrköping
Tel 011 -495 80 00 · Fax 011-495 80 01