

NILU: OR 38/2001
REFERANSE: O-100135
DATO: JUNI 2001
ISBN: 82-425-1283-3

Anvendelse av modell- genererte bakgrunns- konsentrasjoner i byskalamodellen EPISODE

**Leiv Håvard Slørdal, Sverre Solberg og
Sam-Erik Walker**

Innhold

	Side
Sammendrag	2
1 Innledning	4
2 Adveksjon.....	5
2.1 Horisontal adveksjon.....	5
2.2 Vertikal adveksjon	7
3 Diffusjon.....	8
3.1 Horisontal diffusjon	9
3.2 Vertikal diffusjon	9
4 Bruk av regionale modelldata som randverdier i byskalamodellen.....	11
4.1 Tidsoppløsning.....	11
4.2 Horisontal tilpasning.....	12
4.3 Vertikal tilpasning.....	13
4.4 Eksempel på nesting med en regional modell.....	13
5 Referanser	15

Sammendrag

Bakgrunnskonsentrasjonen inngår i dagens EPISODE modell som en konstant verdi som angis overalt på modellens render for hvert tidsskritt. Vi har til nå vanligvis anvendt bakgrunnsmålinger for å definere denne randverdien. Dette innebærer at den nåværende EPISODE-modellen ikke regner med noen romlig variasjon av bakgrunnsfeltet. Bakgrunnskonsentrasjoner benyttes utelukkende på modellområdet "åpne" render, dvs. modellområdets øvre begrensingsflate samt endeflatene mot nord, syd, øst og vest. Bakken (modellens nedre rand) er ingen "åpen" rand. For denne begrensingsflaten benyttes egne randkrav som er knyttet til fysiske og/eller kjemiske betingelser som er avhengig av bakkens fysiske beskaffenhet og eventuelle kilder og sluk (avsetning).

Gjennom de åpne rendene skal forurensningskomponentene fritt kunne transporteres inn og ut. Den modellmessige utfordringen består i å sørge for at de konsentrasjonsnivåene som bringes inn utenfra er mest mulig realistiske, samt at bakgrunnsverdien ikke fører til utilsiktede modifikasjoner av de beregnede verdiene nær rendene der luften transporteres ut av modellområdet (utstrømningsrendene).

Bakgrunnskonsentrasjonen inngår kun i de deler av modellen som beskriver forurensningskomponentens passive forflytting med vinden, dvs. *adveksjonen*, og forurensningskomponentens spredning som følge av turbulent (mekanisk og termisk) utveksling, dvs. *turbulent diffusjon*. I denne rapporten blir disse delene av modellen beskrevet og det blir vist hvorledes en tidsmessig og romlig varierende bakgrunnskonsentrasjon kan inkorporeres som randverdier i denne modellformuleringen.

Dersom bakgrunnsverdiene hentes fra en regional spredningsmodell, vil disse feltverdiene typisk foreligge med en grovere romlig og tidsmessig oppløsning enn den som benyttes i byskalamodellen.

Tidsskrittet som brukes i spredningsberegningene er vanligvis bestemt av gitteroppløsningen slik at en finere oppløsning også krever et kortere tidsskritt. Forskjeller knyttet til ulik tidsoppløsning i de ulike modellene er et problem som relativt enkelt kan løses ved enten å benytte timeverdier direkte fra regionalmodellen som randverdier eller ved å benytte tidsskritt som utgjør et multiplum av hverandre (f.eks. 5 min i byskalamodellen, 15 min i regionalmodellen osv). Tidsoppløsningen av randverdiene bør også stå i forhold til den naturlige tidsvariasjonen av bakgrunnskonsentrasjonene.

Med ulik romlig oppløsning mellom regionalmodellen som leverer randverdiene og byskalamodellen må det lages en prosedyre for å flette sammen disse verdiene. Overgangen fra en modell til en annen kan i prinsippet bli komplisert geometrisk hvis man tillater to modeller med uavhengige og vilkårlige gitteroppløsninger både horisontalt og vertikalt. I tillegg til de rent geometriske problemene må prosedyren også ta hensyn til massebevarelse og minimalisere refleksjoner og

andre kunstige randeffekter, samt gi realistiske vertikalprofiler. Det gis eksempler på prosedyrer som kan anvendes til en slik *nesting* av modeller.

Vertikalt kan også oppløsningen i finskalaområdet tilpasses grovskalaområdet enten ved interpolasjon eller ved at vertikaloppløsningen er overensstemmende, tilsvarende som i horisontal retning. For komponenter som er påvirket av bakkeprosesser, dvs avsetning eller utslipp, kan det være viktig å ta særlig hensyn til vertikalfordelingen nær bakken. Det er gitt eksempler på hvordan dette teknisk kan gjøres.

Anvendelse av modellgenererte bakgrunnskonsentrasjoner i byskalamodellen EPISODE

1 Innledning

Bakgrunnskonsentrasjonen inngår i dagens EPISODE-modell som et array $C_B(NC)$, der C_B står for "Background Concentration" og NC er antall samtidige forurensningskomponenter det regnes på i EPISODE ("Number of Components"). Dette arrayet blir typisk oppdatert hver hele time med nye verdier. Vi har til nå vanligvis anvendt bakgrunnsmålinger for å definere disse verdiene. I den nåværende versjonen av modellen inngår ikke posisjonsinformasjon i dette arrayet. Dette innebærer at vi i dagens modell ikke regner med noen romlig variasjon av bakgrunnen i forhold til rutenettet, m.a.o. vi regner med en romlig konstant bakgrunn uavhengig av hvor vi befinner oss på randen av modellområdet. Bakgrunnskonsentrasjoner benyttes utelukkende på modellområdets "åpne" render, dvs. modellområdets øvre begrensingsflate samt endeflatene mot nord, syd, øst og vest. Bakken (modellens nedre rand) er ingen "åpen" rand. For denne begrensingsflaten benyttes egne randkrav som er knyttet til fysiske og/eller kjemiske betingelser som er avhengig av bakkens fysiske beskaffenhet og eventuelle kilder og sluk (avsetning).

Gjennom de åpne rendene skal forurensningskomponentene fritt kunne transporteres inn og ut. Den modellmessige utfordringen består i å sørge for at de konsentrasjonsnivåene som bringes inn utenfra er mest mulig realistiske, samt at bakgrunnsverdien ikke fører til utilsiktede modifikasjoner av de beregnede verdiene nær rendene der luften transporteres ut av modellområdet (utstrømningsrendene).

Bakgrunnskonsentrasjonen inngår kun i de deler av modellen som beskriver:

- Forurensningskomponentens passive forflytting med vinden, dvs. *adveksjonen*.
- Forurensningskomponentens spredning som følge av turbulent (mekanisk og termisk) utveksling, dvs. *turbulent diffusjon*.

I kapittel 2 og 3 vil disse delene av modellen beskrives og det vil særlig legges vekt på hvorledes en tidsmessig og romlig varierende bakgrunnskonsentrasjon kan inkorporeres som randverdier i modellformuleringen. Dersom bakgrunnsverdiene hentes fra en regional spredningsmodell, vil disse feltverdiene typisk foreligge med en grovere romlig og tidsmessig oppløsning enn den som benyttes i byskalamodellen. I kapittel 4 angis en metode for hvorledes verdiene fra regionalmodellen kan modifiseres før anvendelse som randverdier i byskalamodellen.

2 Adveksjon

Forskjellige numeriske metoder er benyttet i spredningsmodellen for å beregne den horisontale og den vertikale adveksjonen (dvs. transporten av luftkvalitetskomponenten som følge av luftmassens forflytting, forårsaket av vinden). Horisontalt beregnes adveksjonen ved hjelp av Bott's fjerde ordens metode; positiv definit eller monoton versjon (Bott, 1989, 1992, 1993). Det benyttes "time-splitting" slik at adveksjonen i x-retning (retningen fra vest mot øst) og y-retning (retningen fra syd mot nord) løses hver for seg. Vertikalt benyttes den såkalte oppstrømsmetoden der vertikal-komponenten av vinden inngår. Oppstrømsmetoden benytter for øvrig en lokal representasjon av konsentrasjonsfeltet i form av konstante verdier, og dette tilsvarer bruk av Bott's metode med bruk av nullte grads polynomer. En detaljert teknisk beskrivelse av disse to numeriske metodene er gitt i avsnittene 2.1 og 2.2 nedenfor. I begge metodene blir bakgrunnskonsentrasjonen benyttet som en fastholdt randverdi betingelse for adveksjonsoperatoren på de rendene der vinden transporterer luftmasser inn i modellområdet (innstrømningsrender). På rendene der vinden transporterer luften ut av modellområdet (utstrømningsrender) bør adveksjonsoperatorene i minst mulig grad påvirkes av bakgrunnsverdien. Som tidligere nevnt er bakgrunnskonsentrasjonen i den nåværende versjonen av modellen definert som en timevis varierende, men romlig konstant verdi for hver enkelt forurensningskomponent. Dette innebærer f.eks. at samme bakgrunnsverdi anvendes på toppen av modellområdet dersom vertikalkomponenten av vinden (w) er negativ, og på sidene av modellområdet, dersom øst/vest-komponenten (u) eller nord/syd-komponenten (v) av vinden peker innover i modellområdet.

2.1 Horisontal adveksjon

I Bott-metoden defineres et entydig polynom for hver gridrute i området. Hensikten med polynomet er å prøve å beskrive konsentrasjonsvariasjonene lokalt på en bedre og mer nøyaktig måte enn ved kun å bruke en flat og konstant rutemiddelverdi for ruten.

I det nåværende skjema anvendes Bott-metoden med fjerdegrads polynomer i de indre gridpunktene i området (alle ruter som er minst en rute innenfor randen til området). I rutene som ligger langs randen anvendes andregrads polynomer. I begge tilfeller er polynomene definert som såkalt arealbevarende polynomer. Dette innebærer at polynomkoeffisientene velges slik at integralet av polynomet over ruten samt over de nærmest omkringliggende rutene blir lik integralet av de enkelte konsentrasjonsverdiene i de samme rutene. Dette svarer til en betingelse om lokal massebevaring.

Dersom et andregradspolynom brukes er det integralet over de to naborutene på hver side i tillegg til ruten selv som anvendes. Dette gir tre ligninger med tre ukjente (polynomkoeffisientene a_0 , a_1 og a_2) til bestemmelse av andregradspolynomet,

$$p_2(\xi) = a_0 + a_1 \cdot \xi + a_2 \cdot \xi^2 \quad (1)$$

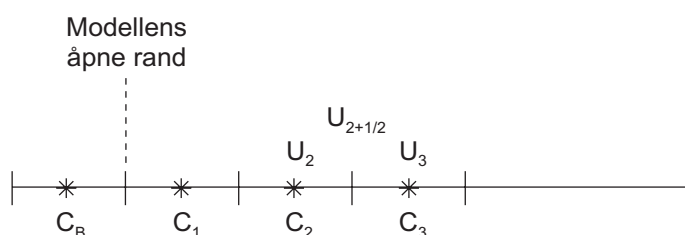
der $\xi = (x - x_i)/\Delta x$. Her betegner x_i midtpunktet av første rute innenfor den åpne randen, Δx rutestørrelsen horisontalt langs x-aksen og $\xi \in [-1/2, 1/2]$, se Figur 1.

For alle de andre indre gridrutene er det et fjerdegradspolynom

$$p_4(\xi) = a_0 + a_1 \cdot \xi + a_2 \cdot \xi^2 + a_3 \cdot \xi^3 + a_4 \cdot \xi^4 \quad (2)$$

som skal bestemmes. Da brukes integralet over to naboruter på hver side av ruten i tillegg til ruten selv til å bestemme polynomkoeffisientene. Dette løses da som fem ligninger med fem ukjente.

Uansett brukes bakgrunnsverdier (utenfor randen til området) i disse ligningene på nøyaktig samme måte som om de var rutemiddelkonsentrasjoner i et ekstra sett med gitterruter på utsiden av det ordinære modelområdet (se Figur 1). Dette svarer altså til en såkalt fastholdt betingelse for randverdien.



Figur 1: Skjematisk skisse av vestre rand, $x = 0$, og de fire første gitter-rutene innenfor modelområdet. For enkelhets skyld er skissen laget en-dimensjonal.

Dersom C_1 og C_2 er ruteverdiene ytterst og nest ytterst i gridet og C_B er bakgrunnen (se Figur 1) så kan koeffisientene til andregradspolynomet for rute 1 uttrykkes som (Bott, 1989):

$$\begin{aligned} a_0 &= -\frac{1}{2}(C_2 - 26C_1 + C_B) \\ a_1 &= \frac{1}{2}(C_2 - C_B) \\ a_2 &= \frac{1}{2}(C_2 - 2C_1 + C_B) \end{aligned} \quad (3)$$

Tilsvarende kan koeffisientene til fjerdegradspolynomet for rute 2 uttrykkes som:

$$\begin{aligned} a_0 &= \frac{1}{1920}(9C_4 - 116C_3 + 2134C_2 - 116C_1 + 9C_B) \\ a_1 &= \frac{1}{48}(-5C_4 + 34C_3 - 34C_2 + 5C_B) \\ a_2 &= \frac{1}{48}(-3C_4 + 36C_3 - 66C_2 + 36C_1 - 3C_B) \\ a_3 &= \frac{1}{12}(C_4 - 2C_3 + 2C_1 - C_B) \\ a_4 &= \frac{1}{24}(C_4 - 4C_3 + 6C_2 - 4C_1 + C_B) \end{aligned} \quad (4)$$

Tilsvarende uttrykk har vi for rutene N-2 og N-1 på motsatt side av gridet. Legg merke til at bakgrunnen C_B inngår lineært i disse polynomenes koeffisienter.

Horisontale adveksjonsflukser regnes nå på grunnlag av integralet av disse polynomene over en strekning langs ξ -aksen på $\delta_{i+1/2} = u_{i+1/2} \cdot \Delta t / \Delta x$ der $u_{i+1/2}$ er vindkomponenten langs x-aksen lineært interpolert fra gridruteverdier u_i for $i = 1, 2, \dots, n$ definert i midtpunktet av rutene horisontalt:

$$u_{i+1/2} = (u_i + u_{i+1})/2 \quad (5)$$

og Δt betegner tidsskrittet (typisk mellom 30 og 120 sekunder). Størrelsene $\delta_{i+1/2}$ kalles også for Courant-tallene. Tidsskrittet avpasses slik at Courant-tallene alltid ligger mellom 0 og 1.

Dersom fluksene bestemt på denne måten betegnes med $F_{i+1/2}$ kan endringen i konsentrasjonen i rute i over et tidsskritt på Δt sekunder beskrives ved:

$$c_i^* = c_i + (F_{i-1/2} - F_{i+1/2}) \cdot \Delta t / \Delta x \quad (6)$$

Alle vindhastigheter og dermed også Courant-tall er entydig definert på kantene mellom rutene. I tillegg er det i Bott-metoden innført såkalte fluksbegrensere for at konsentrasjonene i rutene ikke skal bli negative (positiv definit versjon), eller for at nye kunstige numeriske maksima og minima ikke skal bli innført (monoton versjon). Det vil føre for langt å beskrive dette i detalj her, og det henvises til Bott (1989, 1992, 1993) for en nærmere beskrivelse. Fluksen på randen er altså entydig bestemt ved en fastholdt betingelse om at konsentrasjonen utenfor gridet skal være lik bakgrunnskonsentrasjonen C_B .

Fra uttrykket for polynomkoeffisientene for p_2 ser vi at fluksen ut eller inn i området er lineært avhengig av bakgrunnen C_B . I tillegg ser vi at fluksen også avhenger av rutemiddelverdien i en rute innenfor randen (verdien C_2). Fluksen ut eller inn av området er altså ikke bare avhengig av ytterste ruteverdi C_1 og bakgrunnen C_B .

Andre randbetingelser avledet f.eks. av at fluksen over randen skal ha andre (bestemte) verdier er også fullt mulig å implementere som del av Bott-skjema da fluksbegrensere i Bott-skjema innføres kun for å gjøre metoden positiv definit eller monoton. Metodikken er uavhengig av hvordan fluksene bestemmes. Det eneste kravet er naturlig nok at alle flukser skal være entydig bestemt slik at metoden er massekonsistent (bortsett selvfølgelig fra netto-fluks inn eller ut over randen til området).

2.2 Vertikal adveksjon

Som nevnt innledningsvis benyttes oppstrømsmetoden for å beregne den advective transporten i vertikalretningen. Dette er en langt enklere beregningsmetode enn Bott's fjerde ordens metode som benyttes for den horisontale adveksjonen. Metodene er imidlertid beslektet i og med at oppstrømsmetoden kan oppfattes som Bott's null'te ordens metode.

Oppstrømsmetoden er eksplisitt, forlengs i tid, og derved meget rask rent numerisk. Videre er metoden positivt definit. Imidlertid er nøyaktigheten bare av første orden i rom og tid, (hvilket betyr at feilen er proporsjonal med Δz og Δt). Som en effekt av dette introduserer oppstrømsmetoden i betydelig grad kunstig utglatting av konsentrasjonsgradienter, dvs. metoden er numerisk diffusiv.

Dersom vi referere til notasjonen angitt i avsnitt 2.1 kan oppstrømsmetoden beskrives på følgende måte.

$$C_{NZ}^{n+1} = C_{NZ}^n - \frac{\Delta t}{\Delta z_{NZ}} [w_{NZ+1/2} \cdot C^{**} - w_{NZ-1/2} \cdot C^*] \quad (7.a)$$

der

$$C^{**} = \begin{cases} C_{NZ}^n, & \text{dersom } w_{NZ+1/2} > 0 \\ C_B^n, & \text{dersom } w_{NZ+1/2} < 0 \end{cases} \quad (7.b)$$

og

$$C^* = \begin{cases} C_{NZ-1}^n, & \text{dersom } w_{NZ-1/2} > 0 \\ C_{NZ}^n, & \text{dersom } w_{NZ-1/2} < 0 \end{cases} \quad (7.c)$$

Uttrykkene over er angitt for det øverste laget i modellens rutenett; $k = NZ$. For lavere nivåer i modellen byttes indeksen NZ ut med k , og randverdien C_B^n med C_{k+1}^n .

Fra uttrykkene ovenfor ser en at bakgrunnskonsentrasjonen kun benyttes når vertikalhastigheten i modellens øverste nivå ($w_{NZ+1/2}$) er negativ, dvs. i situasjoner når luften over modellområdet synker ned gjennom modellens øvre rand. Når vertikalhastigheten på øvre rand er positiv påvirkes imidlertid ikke løsningen av randverdien, C_B^n .

Denne enkle metoden kan lett benyttes med variabel gitteravstand i vertikalen.

I likning 7.a er den advektive fluksen (transporten) gjennom den åpne randen gitt ved

$$F_{NZ+1/2} = w_{NZ+1/2} \cdot C^{**} \quad (8)$$

Benyttes $C_B^n = 0$ som randbetingelse ser vi fra likning 8 at dette er ensbetydende med å kreve null advektiv transport gjennom modellområdets øvre rand når vertikalhastigheten på denne randen er negativ.

3 Diffusjon

Ulike numeriske metoder benyttes også i spredningsmodellen for å beregne den horisontale og den vertikale diffusjonen (dvs. spredningen av den betraktede luftkvalitetskomponenten som følge av den mekaniske og termiske turbulensen i luftmassen). De to metodene er beskrevet nedenfor.

3.1 Horisontal diffusjon

Diffusjonen horisontalt løses i modellen ved hjelp av en enkel to-dimensjonal eksplisitt metode. På tilsvarende vis som for adveksjonen inngår bakgrunns-konsentrasjonen som en fastholdt randverdi i det numeriske skjemaet.

Med henvisning til den numeriske notasjonen som ble benyttet i avsnitt 2, kan endringen i konsentrasjonen i rute i_j som skyldes diffusjonen horisontalt uttrykkes på følgende måte:

$$C_{i,j}^* = K_H((C_{i+1,j} - 2C_{ij} + C_{i-1,j})/\Delta x^2 + (C_{i,j+1} - 2C_{ij} + C_{i,j-1})/\Delta y^2) \quad (9.a)$$

der

$$K_H = \sigma_{vmax}(k) \cdot 0.1 \cdot \min(\Delta x, \Delta y). \quad (9.b)$$

K_H betegner den horisontale diffusjonskoeffisienten der $\sigma_{vmax}(k)$ er maksimal verdi av den horisontale turbulensintensiteten σ_v i horisontalt lag k (der den horisontale diffusjonen beregnes), og Δx og Δy betegner horisontal rutestørrelse i gridet (typisk 1000 m). Siden benevnningen til $\sigma_{vmax}(k)$ er m/s blir benevnningen til diffusjonskoeffisienten m^2/s .

I de indre rutene i gridet som befinner seg minst en rute innenfor randen, brukes altså ikke bakgrunnskonsentrasjonen C_B direkte i uttrykket for den horisontale diffusjonen. I hjørnerutene, f.eks. i rute: $i = 1, j = JMAX$, kan influensen av bakgrunnen C_B uttrykkes ved å sette inn de aktuelle verdier:

$$C_{1,JMAX}^* = K_H((C_{2,JMAX} - 2C_{1,JMAX} + C_{B,JMAX})/\Delta x^2 + (C_{1,B} - 2C_{1,JMAX} + C_{1,JMAX-1})/\Delta y^2) \quad (10)$$

Bakgrunnen C_B inngår altså lineært i uttrykket for endring av konsentrasjonen i rutene langs randen av gridet. Resultatet av diffusjonsoperatoren i disse rutene vil også bli den samme som om bakgrunnsverdien var en rutemiddelkonsentrasjon og vi befant oss i det indre av området. Dette betyr m.a.o. at vi igjen opererer med en fastholdt betingelse som randverdi for diffusjonen.

Diffusjonen kan også uttrykkes på fluksform:

$$C_{i,j}^* = (F_{i+1/2,j} - F_{i-1/2,j})/\Delta x + (F_{i,j+1/2} - F_{i,j-1/2})/\Delta y \quad (11.a)$$

der

$$F_{i+1/2,j} = K_H(C_{i+1,j} - C_{i,j})/\Delta x \quad (11.b)$$

og

$$F_{i,j+1/2} = K_H(C_{i,j+1} - C_{i,j})/\Delta y \quad (11.c)$$

betegner fluksene over sideflatene av rutene i gittersystemet. Dersom alternative krav ønskes angitt på randen, f.eks. i form av en spesifisert transport, kan dette lett innarbeides ved å benytte fluks formuleringen ovenfor.

3.2 Vertikal diffusjon

I vertikalretningen benyttes også en gradient beskrivelse av den diffusive transporten. Siden modellen benytter variabel gitteravstand vertikalt blir

imidlertid formuleringen av metoden noe forskjellig fra den som er benyttet i behandlingen av den horisontale diffusjonen.

Den vertikale turbulente utvekslingen (el. transporten) mellom de ulike vertikale nivåene i modellen, $F_{k+1/2}^n$, er gitt ved,

$$F_{k+1/2}^n = K_{k+1/2}^n \frac{C_{k+1}^n - C_k^n}{\Delta z_{k+1/2}} \quad (12)$$

der $\Delta z_{k+1/2} = \Delta z_k + \Delta z_{k+1}$ er avstanden mellom midtpunktet i lag k og lag $k+1$.

Bakgrunnskonsentrasjonen benyttes i formuleringen for utvekslingen over modellområdet øvre rand. Transporten over denne randen, $F_{NZ+1/2}^n$, er gitt ved,

$$F_{NZ+1/2}^n = K_{NZ+1/2}^n \frac{C_B^n - C_{NZ}^n}{\Delta z_{NZ}} \quad (13)$$

Det at tykkelsen av øvre lag, Δz_{NZ} , benyttes i nevneren i likning 13 betyr at vi antar at C_B^n er representativ for konsentrasjonsverdien i en avstand $\Delta z_{NZ}/2$, over modellområdet øvre rand. Merk at denne antakelsen om posisjonen til C_B^n er av direkte betydning for hvilken transport som spesifiseres på randen. Vi ser også at transporten ut over modellens øvre rand oppnår sin maksimalverdi dersom bakgrunnsverdien settes til null. Tilsvarende vil man ved å benytte randbetingelsen $C_B^n = C_{NZ}^n$, forhindre all turbulent utveksling over toppranden. Dette er en randbetingelse som kan benyttes dersom f.eks. den totale modellhøyden er sammenfallende med blandingshøyden.

Endringen av konsentrasjonen i øverste lag som følge av denne utvekslingen finnes deretter ved,

$$C_{NZ}^{n+1} = C_{NZ}^n - \frac{\Delta t}{\Delta z_{NZ}} (F_{NZ+1/2}^n - F_{NZ-1/2}^n) \quad (14)$$

K -verdiene (dvs. den vertikale diffusiviteten) som inngår i uttrykkene ovenfor er også avhengige av de generelle turbulensforholdene. I Episode-modellen er denne parameteren gitt ved:

$$K = K^* + K_0(u_*, \Delta z_1) \quad (15)$$

der K^* er parametrisert ut fra stabilitetsforholdene på følgende måte:

Ustabile og nøytrale forhold (egentlig gyldig bare for nøytrale forhold (Shir, 1973)):

$$K^* = \kappa u_* z \exp\left(-\frac{8fz}{u_*}\right) \quad (16)$$

mens følgende uttrykk benyttes for stabile forhold (Businger og Arya, 1974):

$$K^* = \frac{\kappa u_*}{0.74 + 4.7(z/L)} \exp\left(-\frac{8fz}{u_*}\right) \quad (17)$$

Verdien for friksjonshastigheten (definert i bakkenivå), u_* , og Monin-Obukhov lengden, L , er hentet fra NILUs meteorologiske pre-prosessor MEPDIM (Bøhler, 1996). $\kappa = 0.4$ er von Karmans konstant, og f er Coriolisparameteren.

Disse uttrykkene gir urealistisk lave verdier for K^* for stabile svakvindsituasjoner (fordi MEPDIM gir urealistisk lave verdier for u_* og L i byområder i disse situasjonene). Siden anvendelsen vår er byområder med sterkere turbulensforhold enn angitt i pre-prosessoren, har vi lagt til verdien $K_0(u_*, \Delta z_1)$. Denne er definert som:

$$\begin{aligned} K_0(u_*, \Delta z_1) &= (2 \cdot \Delta z_1)^2 / 3600 \quad \text{for } u_* > 0.2 \text{ m/s.} \\ K_0(u_*, \Delta z_1) &= \Delta z_1^2 / 3600 \quad \text{for } u_* < 0.1 \text{ m/s.} \end{aligned} \quad (18)$$

og med lineær variasjon av K_0 imellom disse verdiene av u_* . I uttrykkene ovenfor er Δz_1 tykkelsen av nederste lag i modellen. Det er knyttet stor usikkerhet til størrelsen og formuleringen av K_0 . Uttrykkene ovenfor er valgt ut fra en skala-analyse der vi antar at minimumsverdiene for K skal sørge for en gjennomblending i løpet av en time av en luftsoyle med tykkelse Δz_1 og $2 \cdot \Delta z_1$, når u_* er hhv. mindre enn 0.1 m/s og større enn 0.2 m/s. Med Δz_1 f.eks. lik 20 m gir dette en minimumsverdi av K_0 på 0.1 m²/s, som er en svært lav verdi.

4 Bruk av regionale modelldata som randverdier i byskalamodellen

Dersom bakgrunnskonsentrasjonene hentes fra en regional spredningsmodell, vil disse verdiene typisk foreligge med en grovere romlig og tidsmessig oppløsning enn den som benyttes i byskalamodellen.

4.1 Tidsoppløsning

Tidsskrittet som brukes i spredningsberegningene (adveksjon og diffusjon) er normalt bestemt av gitteroppløsningen slik at en finere oppløsning også krever et kortere tidsskritt. I en regional modell som, i motsetning til dagens byskalamodell, også inkluderer fotokjemi, kan imidlertid tidsskrittet være bestemt av det kjemiske reaksjonsskjemaet og ikke av transportbeskrivelsen. Uansett er forskjellene knyttet til ulik tidsoppløsning i de ulike modellene et problem som relativt enkelt kan løses ved enten å benytte f.eks. timeverdier fra regionalmodellen som randverdier eller å benytte tidsskritt som er multiplum av hverandre (f.eks. 5 min i byskalamodellen, 15 min i regionalmodellen osv).

Tidsoppløsningen av randverdiene bør også stå i forhold til den normale tidsvariasjonen av bakgrunnskonsentrasjonene.

fluks over ruta). Det er usikkert i hvilken grad Bott-skjemaet vi bruker også kan føre til kunstige numeriske endringer på randen. Det bør gjennomføres numeriske tester av dette i en koblet regional-lokal modell.

4.3 Vertikal tilpasning

Vertikalt kan også oppløsningen i finskalaområdet tilpasses grovskalaområdet enten ved interpolasjon eller ved at vertikaloppløsningen er overensstemmende, tilsvarende som i horisontal retning. Overganger mellom to modeller med ulik vertikalkoordinat har vi imidlertid ikke diskutert her. For komponenter som er påvirket av bakkeprosesser, dvs avsetning eller utslipp, kan det være viktig å ta særlig hensyn til vertikalfordelingen nær bakken.

I modeller på regional skala er det vanlig å ta hensyn til bakkeavsetning ved å estimere et (sub-grid) vertikalt konsentrasjonsprofil nærmest bakken. I EMEP-modellen (Simpson, 1993) brukes følgende metodikk som også er vanlig i andre regionalmodeller:

I det bakkenære ”konstant flukslaget”, som er av typisk størrelsesorden 50 m, antas:

$$(v_d c)_2 = (v_d c)_1 \quad (20)$$

hvor v_d = avsetningshastighet, c = konsentrasjon, og indeksene betegner to ulike høyder.

Dette uttrykker at fluksen gjennom nedre grenseflate (bakken) er lik fluksen gjennom et hvert nivå innenfor konstant flukslaget. Hvis man bruker similaritets-teori for konstant flukslaget får man følgende uttrykk:

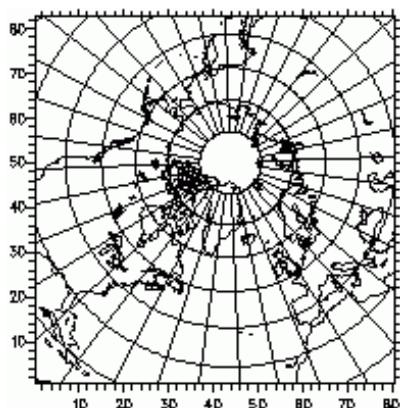
$$c_2 = c_1 [1 + (v_{d1}/\kappa u^*)(\Psi(z_2/L) - \Psi(z_1/L))] \quad (21)$$

hvor parameterne L , κ og u^* er Monin-Obukhov-lengden, von Karmans konstant og friksjonshastigheten (definert i bakkenivå). Funksjonen Ψ representerer det dimensjonsløse vertikalprofilet som er bestemt av stabilitetsforholdene og som er gitt i generelle lærebøker for atmosfærisk grenselagsteori.

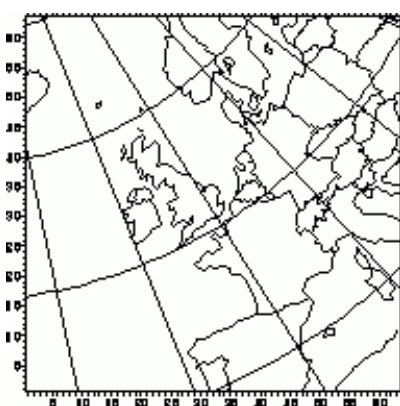
Ut fra uttrykket i likn. 21 kan det vertikale konsentrasjonsprofilet i konstant flukslaget beregnes. Dette profilet bør brukes i den nederste delen av modellområdet, dvs til toppen av konstant flukslaget (ca 50 - 100 m) der verdier fra et grovskala-område skal brukes som randverdier for et finskalaområde hvis den vertikale oppløsningen i de to modellene ikke er lik. Over toppen av konstant flukslaget vil subgrid-effekter som skyldes bakkeprosesser ikke lenger være av betydning og en standard interpolasjon vertikalt, lineær eller f.eks. Cubic Spline, kan benyttes.

4.4 Eksempel på nesting med en regional modell

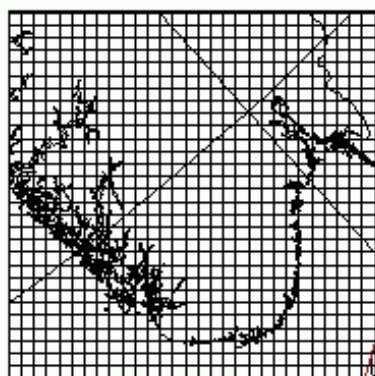
En 3-dimensjonal CTM (Chemical Transport Model) har blitt utviklet ved Universitetet i Bergen/NILU (Flatøy et al., 1995). Modellen brukes til å foreta fotokjemiske prognoser og analyser for ulike geografiske områder og kan være en mulig modell for å levere randverdier til NILUs lokale bymodeller.



Ved hjelp av såkalt enveis nesting, har modellen vært brukt til beregninger både på hemisfærisk skala med en gitteroppløsning på 150 km og europeisk skala med en oppløsning på 50 km eller for et mindre område over Sør-Norge med en oppløsning på 15 km, slik som vist til venstre. Enveis nesting betyr at modellresultater fra en grov skala brukes som inngangsdata til en separat beregning for et område med en finere oppløsning. En oppløsning på 10-15 km er sannsynligvis nedre grense for bruk i en regional spredningsmodell av denne typen.



Modellen bruker σ som vertikalkoordinat, der $\sigma = (P - P_t) / (P_s - P_t)$, hvor P er trykket i σ -flaten, P_t er trykket på toppen av modellområdet (100 hPa), og P_s er bakketrykket. For de tre beregningsområdene vist til venstre ble det brukt hhv. 10, 18 og 30 lag med ulik innbyrdes avstand. Den fineste beregningen (for Sør-Norge) ble f.eks. foretatt med 6 lag under 850 hPa, som tilsvarer omtrent de nederste 1500 m.



Vanligvis velges modellområder som i figur 2 for å redusere effekt av interpolasjon o.l. I enkelte situasjoner er det ønskelig å bruke ulike rotasjonsvinkler på griddene eller velge gitter utfra tilgjengelige utslippsdata. Ved nesting interpoleres da konsentrasjonene fra det grove gitteret lag for lag med en 16-punkts besselfrutine til det finere områdes randgridruter. Når randverdiene leses av modellen kjørt på et finere gitter, interpoleres det vertikalt til de nye nivåene. Fremgangsmåten over gir tidvis problemer med refleksjoner ved nedstrøms rand, men i de tilfeller der enveis nesting brukes har dette trolig begrenset betydning.

Ved behov kan denne metoden lett brukes til produksjon av randfelt for finskalamodeller kjørt på vilkårlige grid.

Modellen bruker en preprosesser for å generere det kjemiske reaksjonsskjemaet. Det betyr at modellens kjemiske beskrivelse er relativt fleksibel og alternative reaksjonsskjemaer tilpasset den aktuelle beregningen kan brukes. Modellberegningene kan levere timeverdier av de kjemiske komponentene for hver gitterrute.

5 Referanser

- Bott, A. (1989) A positive definite advection scheme obtained by nonlinear renormalization of the advective fluxes. *Mon. Weather Rev.*, *117*, 1006-1015.
- Bott, A. (1992) Monotone flux limitation in the area-preserving flux-form advection algorithm. *Mon. Weather Rev.*, *120*, 2592-2602.
- Bott, A. (1993) The monotone area-preserving flux-form advection algorithm: reducing the time splitting error in two-dimensioned flow fields. *Mon. Weather Rev.*, *121*, 2637-2641.
- Businger, J.A. og Arya, S.P.S. (1974) Height of the mixed layer in the stably stratified planetary boundary layer. *Adv. Geophys.*, *18A*, 73-92.
- Bøhler, T. og Guerreiro, C.B. (1996) Verification of the meteorological preprocessor MEPDIM. Kjeller (NILU F 10/96).
- Flatøy, F., Hov, Ø. og Smit, H. (1995) Three-dimensional model studies of exchange processes in the troposphere over Europe. *J. Geophys. Res.*, *100*, 11465-11481.
- Jakobs, H.J., Feldmann, H., Hass, H. og Memmesheimer, M. (1995) The use of nested models for air pollution studies: an application of the EURAD model to a SANA episode. *J. Appl. Met.*, *34*, 1301-1319.
- Pleim, J.E., Chang, J. og Zhang, K. (1991) A nested grid mesoscale atmospheric chemistry model. *J. Geophys. Res.*, *96*, 3065-3084.
- Shir, C.C. (1973) A preliminary numerical study of atmospheric turbulent flows in the idealized planetary boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, *30*, 1327-1339.
- Simpson, D. (1993) Photochemical model calculations over Europe for two extended summer periods: 1985 and 1989. Model results and comparison with observations. *Atmos. Environ.*, *27*, 921-943.
- Solberg, S. (1999) Etablering av randbetingelser for byforurensning, med hovedvekt på partikler, NO₂, ozon og VOC. Sluttrapport for forprosjekt. Kjeller (Brev til SFT 13/12-1999, SSo/KAa/O-99136/B).



Norsk institutt for luftforskning (NILU)

Postboks 100, N-2027 Kjeller

RAPPORTTYPE OPPDRAGSRAPPORT	RAPPORT NR. OR 38/2001	ISBN 82-425-1283-3 ISSN 0807-7207	
DATO	ANSV. SIGN.	ANT. SIDER 15	PRIS NOK 30,-
TITTEL Anvendelse av modellgenererte bakgrunnskonsentrasjoner i byskalamodellen EPISODE		PROSJEKTLEDER Leiv Håvard Slørdal	
		NILU PROSJEKT NR. O-100135	
FORFATTER(E) Leiv Håvard Slørdal, Sverre Solberg og Sam-Erik Walker		TILGJENGELIGHET * A	
		OPPDRAGSGIVERS REF. Roar Gammelsæter	
OPPDRAGSGIVER Statens forurensningstilsyn Pb 8100 Dep 0032 OSLO			
STIKKORD Modellutvikling	Randverdier	Luftforurensning	
REFERAT I denne rapporten er det teoretiske grunnlaget beskrevet for hvorledes regionale bakgrunnsverdier av luftkvalitetsparametre fra regionale modeller kan benyttes som randbetingelser i en lokal byskala-modell. Eksempler på metoder angis.			
TITLE Application of model calculated background concentrations in the urban air quality model EPISODE.			
ABSTRACT This report describes the theoretical foundation of how to apply model calculated regional background data as boundary conditions in urban scale air quality models. Examples of different methods are given.			

* Kategorier: A Åpen - kan bestilles fra NILU
 B Begrenset distribusjon
 C Kan ikke utleveres