
**Computerondersteund modelleren
Natuurkunde**

Klimaatmodellen

Docentenhandleiding

Universiteit Utrecht

Cdβ Centrum voor Didactiek van Wiskunde en Natuurwetenschappen

Computerondersteund modelleren
Natuurkunde
Klimaatmodellen
Docentenhandleiding

Koos Kortland

© 2005 Centrum voor Didactiek van Wiskunde en Natuurwetenschappen (Cd β),
Universiteit Utrecht

Deze publicatie mag in ongewijzigde vorm worden verveelvoudigd en verspreid ten behoeve van niet-commercieel gebruik in het onderwijs, mits met vermelding van deze bepaling en van het bovenstaande copyright. Voor alle andere vormen van openbaarmaking is schriftelijke toestemming van de Universiteit Utrecht vereist.

Inhoud

1	Klimaatmodellen	5
2	Fysische modellen	9
2.1	Energiestromen	9
2.2	Aarde zonder atmosfeer	10
2.3	Aarde met atmosfeer	11
2.4	Klimaatverandering	12
3	Computermodellen	13
3.1	Aarde zonder atmosfeer	13
3.2	Aarde met atmosfeer	14
4	Klimaatverandering	16
4.1	Terugvoorspellen	16
4.2	Toekomstscenario's	18
4.3	Modeluitbreiding – Oceaan	19
4.4	Modeluitbreiding – Sneeuw	22
4.5	Modeluitbreiding – Wolken	25
4.6	Klimaatmodel	27

1 Klimaatmodellen

In deze paragraaf geven we een korte beschrijving en motivering van de opbouw van de hoofdtekst van de module (paragraaf 1 in het lesmateriaal). In de vervolparagrafen van deze docentenhandleiding staan de antwoorden op een deel van de vragen in de vervolparagrafen van het lesmateriaal, waaronder de mogelijke computermodellen en waar nodig aanvullende informatie over de in die modellen ingevoerde data en/of de modelresultaten.

Globale motivering

Uitgangspunt van de module is dat leerlingen een *globale interesse* hebben in klimaatvoorspelling (versterking broeikaseffect), onder andere op basis van in de media gepresenteerde doemscenario's respectievelijk de scepsis daarover. Leerlingen weten dat bij klimaatvoorspelling (of voorspelling van de gevolgen van een versterking van het broeikaseffect door de uitstoot van broeikasgassen als gevolg van menselijke activiteiten) computermodellen een rol spelen, en dat de toekomstvoorspellingen van het temperatuurverloop op Aarde met die modellen een vrij grote variatie vertonen. Dit zou moeten/kunnen leiden tot een vraag naar de manier waarop klimaatwetenschappers deze modellen bouwen. Daarmee komt de *praktijk* van klimaatwetenschappers centraal te staan: het ontwerpen van fysische modellen van het klimaat op Aarde, het vertalen van deze fysische modellen in computermodellen (in verband met de complexiteit van het klimaatsysteem), het testen van deze computermodellen door terugvoorspellen (modelresultaten vergelijken met datareeksen uit het recente verleden) en het gebruik van deze geteste computermodellen bij vooruitvoorspellen (modelresultaten bij verschillende uitstootscenario's). Bij het ontwerpen van een klimaatmodel (zowel een fysisch model als een computermodel) maakt de complexiteit van het klimaatsysteem vereenvoudigingen nodig, zowel wat betreft het aantal klimaatfactoren dat in het model wordt ondergebracht als wat betreft de omvang van de cellen waarin de Aarde wordt opgedeeld. Daarnaast ligt er een vraag naar de betrouwbaarheid van datareeksen uit het recente verleden waarmee het ontworpen model moet worden getest.

Lesmateriaal

Oriëntatie – Inleiding: het klimaat op Aarde, een (gemiddelde) temperatuur die de planeet leefbaar maakt doordat er water (L) aanwezig kan zijn. Klimaatschommelingen in het verleden: relatief koude perioden (ijstijden) en relatief warme perioden. Invloed van menselijke activiteiten, doemscenario's, klimaatdiscussie. Praktijk: werkterrein van klimaatwetenschap – hoe (en/of hoe goed) is te achterhalen welk deel van het effect van een versterkt broeikaseffect is toe te schrijven aan natuurlijke respectievelijk menselijke invloeden? Werkwijze klimaatwetenschap: fysische modellen en computermodellen, terug- en vooruitvoorspellen. Maatschappelijke relevantie van klimaatonderzoek.

Vraagstelling

De hierboven geschetste globale motivering leidt tot een centrale vraagstelling als: hoe gaat het ontwikkelen [door klimaatwetenschappers] van een computermodel van het klimaat op Aarde in zijn werk, en wat kunnen we daaruit leren over de onzekerheid in de klimaatvoorspellingen die zo'n model oplevert? Een min of meer logisch globaal antwoord op die vraag zou kunnen zijn om dat zelf dan maar eens proberen te doen. In dat geval is een zekere inperking van de vraagstelling noodzakelijk: een inperking in factoren die de gemiddelde temperatuur op Aarde bepalen (tot bijvoorbeeld in eerste instantie zonne-activiteit, albedo van het aardoppervlak en broeikasgassenconcentratie in de atmosfeer) en een inperking in geografische dimensie (tot bijvoorbeeld in eerste instantie een homogene Aarde met een homogene atmosfeer).

Lesmateriaal

Oriëntatie – Centrale vraag. Vooruitblik op werkwijze in de module: inperkingen > fysische modellen > computermodellen – van eenvoudig naar complex (Aarde zonder respectievelijk met atmosfeer). Energiebalans > temperatuurevenwicht.

Opdracht 1 – Inperkingen: homogene Aarde met homogene atmosfeer met variaties in

zonneactiviteit (instroom van energie), albedo van het aardoppervlak (absorptie en terugkaatsing van energie) en broeikasgassenconcentratie in de atmosfeer (absorptie en uitstraling van energie).

Kennisuitbreiding

Vraagstelling: hoe ziet een kwantitatief fysisch klimaatmodel van een gemiddelde Aarde zonder en met atmosfeer er uit, en welke evenwichtstemperatuur aan het aardoppervlak levert dat op?

Lesmateriaal

Fysische modellen – Vraagstelling.

Opdracht 2 – Kwantificeren energiestroom naar en vanuit het aardoppervlak: invallend vermogen en zonneconstante, gereflecteerd vermogen en albedo, uitgestraald vermogen en temperatuur (stralingswet van Stefan-Boltzmann).

Opdracht 3 – Aarde zonder atmosfeer: homogene Aarde met constante albedo. Kwantificeren energiestromen naar en vanaf aardoppervlak en met de hand uitrekenen van evenwichtstemperatuur.

Opdracht 4 – Aarde met atmosfeer: homogene Aarde met constante albedo en homogene atmosfeer met constante absorptie-/emissiecoëfficiënt. Invloed van atmosfeer via spectra van inkomende en uitgaande straling, gekoppeld aan het absorptiespectrum van de atmosfeer. Kwantificeren energiestromen naar en vanaf aardoppervlak – deels via atmosfeer – en met de hand uitrekenen van evenwichtstemperatuur aan aardoppervlak en in atmosfeer.

Reflectie: Leveren deze fysische modellen redelijke resultaten (evenwichtstemperaturen)? Kun je er ook het effect van variaties in verschillende factoren (zie eerdere inperking: zonneactiviteit, albedo en broeikasgassenconcentratie) mee uitrekenen?

Opdracht 5 – Terugkoppelingsmechanismen in het fysisch klimaatmodel van de Aarde: hogere concentratie broeikasgassen > hogere temperatuur > meer wolken > meer reflectie > temperatuurdaling – maar ook minder ijs > minder reflectie > temperatuurstijging.

Reflectie: Welke voordelen heeft het gebruik van een computermodel daarbij?

Opdracht 6 – Reflectie op modelleren tot nu toe: kwantitatieve fysische modellen van eenvoudig naar complex (Aarde zonder en met atmosfeer) die met de hand zijn door te rekenen.

Vooruitblik: fysisch klimaatmodel vertalen in computermodel (ook weer in twee stappen) met het oog op het snel doorrekenen van variaties in factoren.

Vraagstelling: hoe ziet een [op de fysische klimaatmodellen gebaseerd] computermodel van een gemiddelde Aarde zonder en met atmosfeer er uit, en levert dat dezelfde evenwichtstemperatuur aan het aardoppervlak op als de eerdere fysische modellen?

Lesmateriaal

Computermodellen – Vraagstelling.

Opdracht 7 – Aarde zonder atmosfeer: fysisch model vertalen in computermodel. Aandacht voor modelgrootheden, modelrekenen en modelleertechniek. Ontwerpcyclus volgen: ontwerpen, bouwen en testen.

Opdracht 8 – Aarde met atmosfeer: fysisch model vertalen in computermodel. Ontwerpcyclus volgen. Aandacht voor opeenvolgende ontwerpcycli: ontwikkelen model atmosfeer en koppeling modellen atmosfeer en aardoppervlak. Daarnaast nu expliciet aandacht voor terugkoppelingen in het model (uitstroom vanuit Aarde naar instroom atmosfeer en daarna uitstroom vanuit atmosfeer naar instroom Aarde).

Reflectie: Leveren deze computermodellen redelijke resultaten (evenwichtstemperaturen)? Hoe handig zijn deze computermodellen voor het snel doorrekenen van het effect van variaties in factoren?

Opdracht 9 – Reflectie op modelleren tot nu toe: eenvoudige computermodellen op basis van fysische modellen, modelleertechniek en cyclisch modelleerproces in stappen van toenemende complexiteit (deelmodellen en koppelen van deelmodellen).

Vooruitblik: computermodel gebruiken voor klimaatvoorspelling: snel doorrekenen van variaties in factoren in de loop van de tijd.

De verwachting is dat leerlingen in de paragraaf *Fysische modellen* in staat zijn het ontwerpproces te volgen en de daarin centraal staande kwantificering – gestuurd door de opdrachten – zelf vorm te geven. In het eindstadium zullen waarschijnlijk enige problemen ontstaan bij het oplossen van een stelsel van twee vergelijkingen met twee onbekenden (temperaturen aardoppervlak en atmosfeer). Dat vormt een eerste motief voor kennisuitbreiding richting het ontwerpen van een computermodel. Een tweede motief voor een dergelijke kennisuitbreiding is dat het met de hand doorrekenen van variaties nogal veel werk gaat worden. Ten slotte kan een derde motief iets zijn als de verwachting dat het met een computermodel ook mogelijk gaat worden om het effect van deze variaties in de loop van de tijd snel door te rekenen met het oog op klimaatvoorspelling.

De verwachting is dat leerlingen in de paragraaf *Computermodellen* in staat zijn het ontwerpproces te volgen en de daarin centraal staande vertaling van het fysisch klimaatmodel in een computermodel – gestuurd door de opdrachten – zelf vorm te geven. De verwachting is verder dat het kwantitatief en kwalitatief testen van het ontworpen computermodel voldoende vertrouwen geeft in de mogelijke bruikbaarheid van het model voor klimaatvoorspelling.

In deze module gaat het uiteindelijk om niet meer dan de evenwichtstemperatuur en de variaties daarin over een beperkte periode – en dat betekent dat de manier waarop het computermodel de aanloop naar zo'n evenwichtssituatie doorrekent niet relevant is. Een dergelijke aanloop zit echter wel in de te ontwikkelen computermodellen verwerkt. In de paragraaf *Klimaatverandering* wordt expliciet aangegeven dat die aanloop verder buiten beschouwing kan blijven.

Kennistoepassing

Vraagstelling: Hoe ziet een computermodel voor het doorrekenen van klimaatveranderingen over een periode van enkele honderden jaren op een gemiddelde Aarde er uit, en zijn de modelresultaten redelijk in overeenstemming met de werkelijkheid?

Lesmateriaal

Klimaatverandering – Vraagstelling. Eerst terugvoorspellen, daarna vooruitvoorspellen. Welke data zijn daarvoor nodig?

Opdracht 10 – Computermodel van opdracht 8 aanvullen met een relatie tussen de CO₂-concentratie in de atmosfeer en de absorptiecoëfficiënt, invoeren van de startsituatie in 1800, aanpassen van de tijdschaal en invoeren van de CO₂-concentratie als functie van de tijd voor de periode 1800-2000. Modelresultaten vergelijken met de 'beste schatting' van het temperatuurverloop over die periode.

Reflectie: Wat zijn de beperkingen van dit model? Eventueel genoemde beperkingen als het ontbreken van CO₂-opslag in de oceaan en van veranderingen in de temperatuurafhankelijke sneeuw- en wolkenbedekkingsgraad (met veranderingen van het albedo en dus de temperatuur als gevolg) kunnen desgewenst met de (facultatieve) modeluitbreidingen van opdracht 12 t/m 14 worden onderzocht.

Opdracht 11 – Scenariostudie met het computermodel van opdracht 10.

Opdracht 12 t/m 16 – De drie modeluitbreidingen (opdracht 12 t/m 14) zijn facultatief, evenals de presentatie daarvan (opdracht 15) en het koppelen van de drie deelmodellen aan het computermodel van opdracht 10 (opdracht 16).

Opdracht 17 – Reflectie op modelleren tot nu toe: kwantitatief testen van computermodel door het modelresultaat te vergelijken met een tijdreeks van metingen van de gemiddelde temperatuur op Aarde (terugvoorspellen).

De verwachting is dat leerlingen het proces van terug- en vooruitvoorspellen kunnen volgen en dat proces – gestuurd door de opdrachten – voor een groot deel zelf vorm kunnen geven. De facultatieve opdrachten 12 t/m 16 zijn waarschijnlijk alleen haalbaar voor leerlingen met voldoende voorkennis en modelleerervaring. Een demonstratie met de computermodellen van opdracht 12, 13 en 14 met een benadering van *predict-explain, observe-explain* behoort echter wel tot de mogelijkheden (zonder in detail in te gaan op het ontwerp van de deelmodellen), evenals een demonstratie van het computermodel van opdracht 16.

Metacognitie

Wat weten we nu over modellen en modelleren – en wat hebben we daaraan in de maatschappelijke discussie over klimaatmodellen en bij het modelleren van andere complexe

systemen?

Lesmateriaal

Afsluiting – Terugblik op werkwijze klimaatwetenschappers en de status van computermodellen van het klimaat op Aarde.

Opdracht 18 – Waardoor blijven modelresultaten bij vooruitvoorspellen altijd onzeker?

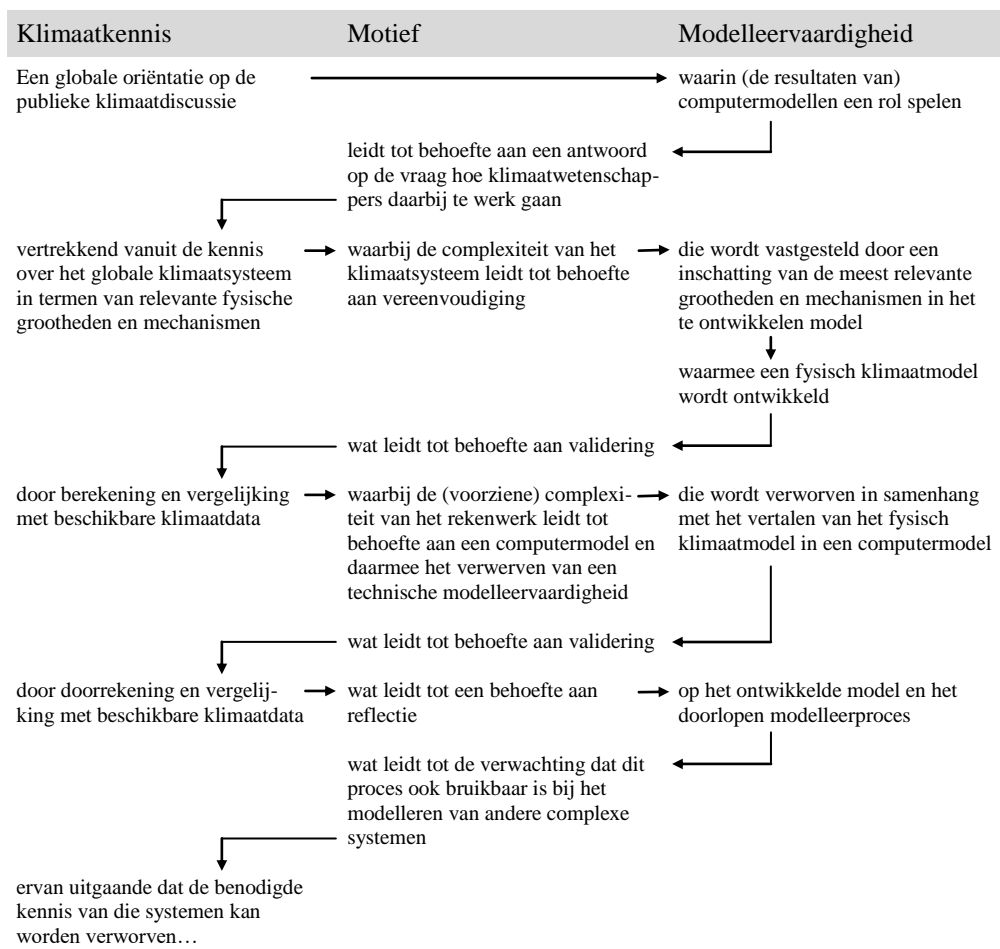
Opdracht 19 – Welke factoren en relaties zijn er in het computermodel opgenomen, en van welk scenario is er bij het vooruitvoorspellen uitgegaan?

Reflectie op modellen. Voordelen van computermodellen: mogelijkheid tot ‘aanrommelen’ totdat het terugvoorspellen het gewenste resultaat geeft (en het model dus voldoende betrouwbaar lijkt), snel volledige tijdreeksen doorrekenen, snel verschillende toekomstscenario’s doorrekenen. Vraagpunten: welke wetenschappelijke basis hebben de datareeksen, wat ontbreekt er nog in het model en in welke richting moet het (dus) verder ontwikkeld worden?

Reflectie op modelleerproces (relevant voor ontwikkelen modellen van andere complexe systemen): vanuit fysische modellen naar computermodellen, opeenvolgende ontwerpcycli met toenemende complexiteit, kwalitatief en kwantitatief testen – waaronder modelresultaten vergelijken met bekende empirische data.

Didactische structuur

De hierboven gebruikte didactische fasering is hieronder schematisch samengevat. Daarbij gaat het om een tweetal via (te ontwikkelen) motieven gekoppelde leerprocessen: klimaatkennis en modelleervaardigheid.



2 Fysische modellen

2.1 Energiestromen

- 1 Een constant invallend vermogen zou leiden tot een lineaire stijging van de temperatuur. De temperatuurstijging van het aardoppervlak hangt echter af van het verschil tussen het invallend en het uitgestraald vermogen. Naarmate de temperatuur stijgt, wordt het uitgestraald vermogen groter, en dus het verschil tussen het invallend en het uitgestraald vermogen kleiner – met als gevolg een steeds langzamer stijgende temperatuur. Dit proces gaat door tot het uitgestraald vermogen even groot is geworden als het invallend vermogen. Vanaf dat moment is er sprake van evenwicht: de temperatuur stijgt niet meer, en het uitgestraald vermogen blijft even groot als het invallend vermogen.
- 2 $P_{\text{zon}} = \pi \cdot R_A^2 \cdot S_Z = \frac{1}{4} \cdot A \cdot S_Z$ (want: $A = 4\pi \cdot R_A^2$)
- 3 $P_{\text{refl}} = \alpha \cdot P_{\text{zon}}$
- 4 $P_{\text{str}} = A \cdot \sigma \cdot T^4$
- 5 De aanname is dat het aardoppervlak kan worden opgevat als een zogenaamde ‘zwarte straler’. Op de vraag naar het al dan niet acceptabel zijn van deze aanname is nog geen antwoord te geven. We moeten eerst maar eens afwachten welke evenwichtstemperatuur aan het aardoppervlak deze aanname oplevert. Als dat een acceptabele waarde is, dan zal het aardoppervlak wel als een ‘zwarte straler’ opgevat mogen worden.

2 Fysische modellen

2.2 Aarde zonder atmosfeer

1 -

2 $P_{\text{in}} = P_{\text{uit}} \rightarrow P_{\text{zon}} - P_{\text{refl}} = P_{\text{str}} \rightarrow \frac{1}{4} \cdot A \cdot S_Z \cdot (1 - \alpha) = A \cdot \sigma \cdot T^4 \rightarrow T^4 = \frac{1}{4} \cdot S_Z \cdot (1 - \alpha) / \sigma$

3 $\alpha = 0,12$
 $T = 271 \text{ K}$

Deze temperatuur aan het aardoppervlak is te laag vergeleken met de gemiddelde temperatuur op Aarde van zo'n 14 °C, maar dat was te verwachten omdat in dit fysisch model de atmosfeer van de Aarde nog ontbreekt.

4 Er is geen rekening gehouden met de aanwezigheid van een atmosfeer en daarmee met het bijbehorende broeikaseffect en de mogelijkheid van wolkenvorming. Daarnaast is ook geen rekening gehouden met een grotere bedekking van het aardoppervlak door sneeuw en ijs bij deze lage temperatuur.

5 Zonneconstante S_Z groter (door grotere zonneactiviteit) $\rightarrow T$ hoger (zie formule bij opdracht 2).

6 Albedo α groter (door meer sneeuw en ijs) $\rightarrow (1 - \alpha)$ kleiner $\rightarrow T$ lager (zie formule bij opdracht 2).

2 Fysische modellen

2.3 Aarde met atmosfeer

- 1 Het toevoegen van een atmosfeer zal moeten leiden tot een hogere temperatuur aan het aardoppervlak als gevolg van het optreden van een broeikaseffect.
- 2 Het spectrum van de invallende en gereflecteerde zonnestraling ligt voor het overgrote deel in het golflengtegebied waarin de absorptiecoëfficiënt van de atmosfeer nul of op zijn minst relatief klein is. De aanname dat de atmosfeer deze zonnestraling niet absorbeert is daardoor redelijk.
- 3 Het spectrum van de door de Aarde uitgestraalde warmtestraling ligt in het golflengtegebied waarin de absorptiecoëfficiënt van de atmosfeer relatief groot is. Deze straling zal dus voor een groot deel door de atmosfeer worden geabsorbeerd.
- 4 Aardoppervlak: $\frac{1}{4} \cdot S_Z \cdot (1 - \alpha) + \varepsilon \cdot \sigma T_A^4 = \sigma T^4$
Atmosfeer: $\varepsilon \cdot \sigma T^4 = 2 \cdot \varepsilon \cdot \sigma T_A^4 \rightarrow T_A^4 = \frac{1}{2} \cdot T^4$
- 5 $\alpha = 0,33$
 $\varepsilon = 0,78$
Vul $T_A^4 = \frac{1}{2} T^4$ in de vermogensvergelijking voor het aardoppervlak in (zie opdracht 4):
 $\frac{1}{4} \cdot S_Z \cdot (1 - \alpha) + \frac{1}{2} \cdot \varepsilon \cdot \sigma T^4 = \sigma T^4 \rightarrow T^4 = \frac{1}{4} \cdot S_Z \cdot (1 - \alpha) / \{ \sigma \cdot (1 - \frac{1}{2} \cdot \varepsilon) \}$
 $T = 287 \text{ K}$
 $T_A = 241 \text{ K}$
Deze temperatuur van zo'n 14 °C aan het aardoppervlak is acceptabel. De lagere temperatuur in de atmosfeer is in elk geval in overeenstemming met de verwachting.
- 6 Er is geen rekening gehouden met (kleine) veranderingen in de afstand tussen de Aarde en de Zon gedurende een jaar (variatie in S_Z) en de daardoor veroorzaakte verandering in bewolking en sneeuwbedekking (variatie in α). Daarnaast is ook geen rekening gehouden met seizoensvariaties, eventuele vulkaanuitbarstingen, jaarlijkse variatie in de uitstoot van broeikasgassen (variatie in ε) enzovoort.
- 7 Albedo α groter (door meer bewolking) $\rightarrow (1 - \alpha)$ kleiner $\rightarrow T$ lager (zie formule bij opdracht 6).
- 8 Absorptiecoëfficiënt ε groter (door meer broeikasgassen) $\rightarrow (1 - \frac{1}{2} \cdot \varepsilon)$ kleiner $\rightarrow T$ hoger (zie formule bij opdracht 6).

2 Fysische modellen

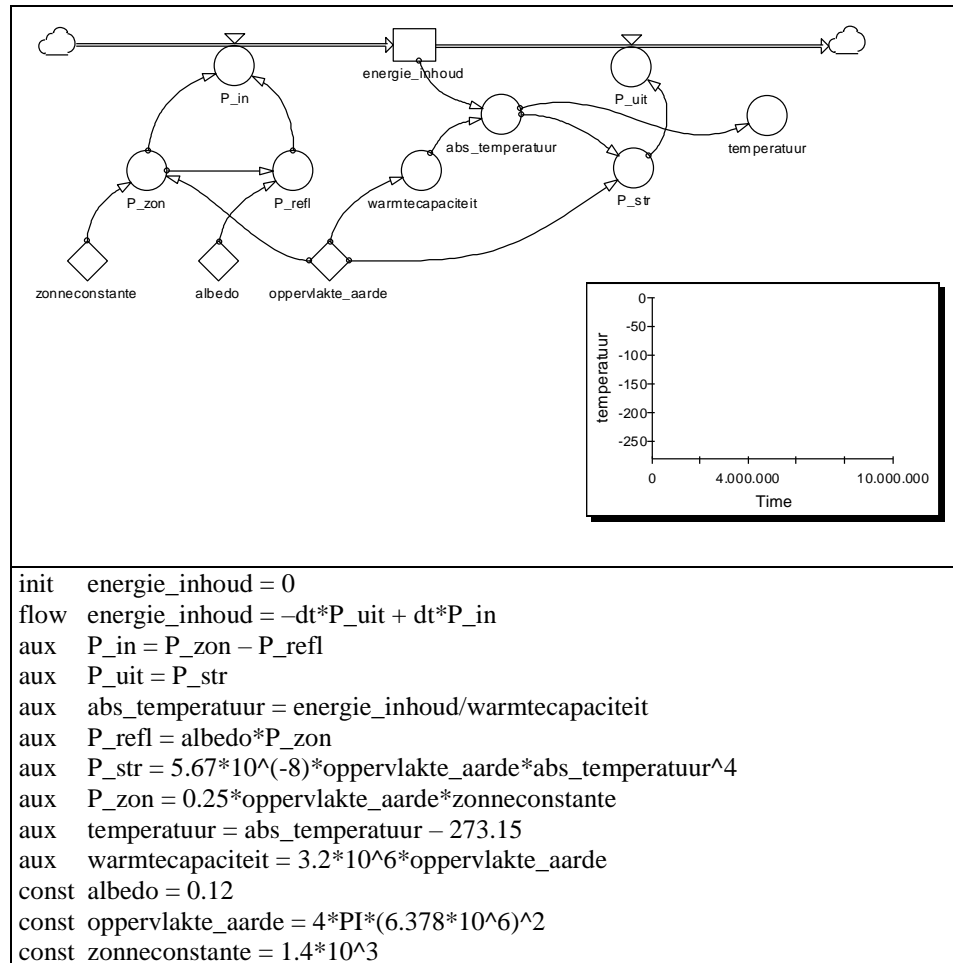
2.4 Klimaatverandering

- 1 Concentratie broeikasgassen groter $\rightarrow \varepsilon$ groter $\rightarrow T$ hoger (zie formule bij opdracht 6 in paragraaf 2.3).
Een hogere temperatuur T kan leiden tot versterking en afremming van de temperatuurstijging via de volgende twee terugkoppelingsmechanismen:
 - T hoger \rightarrow oppervlak sneeuw/ijs kleiner $\rightarrow \alpha$ kleiner $\rightarrow T$ hoger
 - T hoger \rightarrow oppervlak wolken groter $\rightarrow \alpha$ groter $\rightarrow T$ lager
- 2 $\alpha = 0,33$ en $\varepsilon = 0,78 \rightarrow T = 286,9$ K
Absorptiecoëfficiënt ε 5% groter (0,819) $\rightarrow T = 289,3$ K $\rightarrow \Delta T = 2,4$ K
Albedo α 1% kleiner (0,3267) $\rightarrow T = 289,7$ K $\rightarrow \Delta T = 0,4$ K
- 3 -

3 Computermodellen

3.1 Aarde zonder atmosfeer

- 1 -
- 2 $C = \{(2/3) \cdot \rho_w \cdot c_w + (1/3) \cdot \rho_z \cdot c_z\} \cdot A \cdot d = 3,2 \cdot 10^6 \cdot A \text{ J/K}$
Zie data in BINAS voor de dichtheid en soortelijke warmte van water en zand.
- 3 Zie opdracht 5.
- 4 Zie opdracht 5.
- 5 Model *klimaat_31*

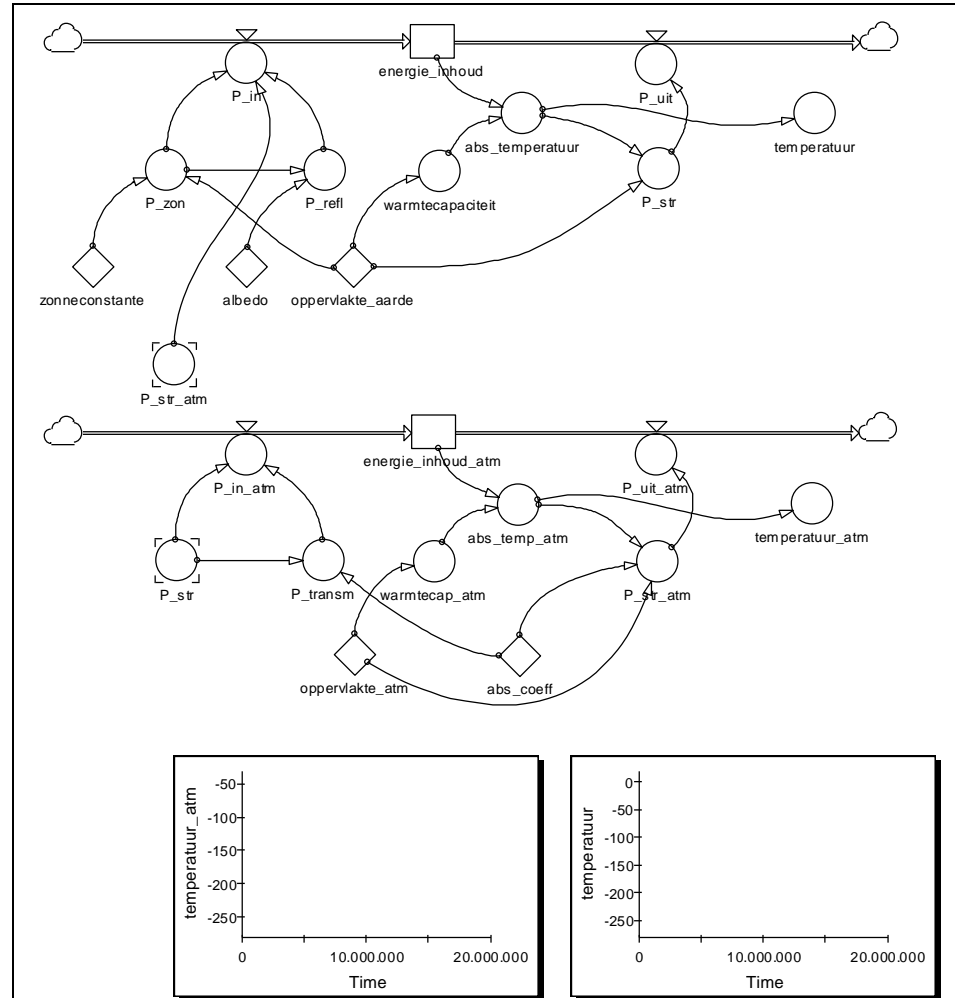


6 -

3 Computermodellen

3.2 Aarde met atmosfeer

1 Model *klimaat_32*



```

init  energie_inhoud = 0
flow  energie_inhoud = -dt*P_uit + dt*P_in
init  energie_inhoud_atm = 0
flow  energie_inhoud_atm = +dt*P_in_atm - dt*P_uit_atm
aux   P_in = P_zon - P_refl + P_str_atm
aux   P_in_atm = P_str - P_transm
aux   P_uit = P_str
aux   P_uit_atm = 2*P_str_atm
aux   abs_temp_atm = energie_inhoud_atm/warmtecap_atm
aux   abs_temperatuur = energie_inhoud/warmtecapaciteit
aux   P_refl = albedo*P_zon
aux   P_str = 5.67*10^(-8)*oppervlakte_aarde*abs_temperatuur^4
aux   P_str_atm = oppervlakte_atm*abs_coeff*5.67*10^(-8)*abs_temp_atm^4
aux   P_transm = (1 - abs_coeff)*P_str
aux   P_zon = 0.25*zonneconstante*oppervlakte_aarde
aux   temperatuur = abs_temperatuur - 273.15
aux   temperatuur_atm = abs_temp_atm - 273.15
aux   warmtecap_atm = 3*10^6*oppervlakte_atm
aux   warmtecapaciteit = 3.2*10^6*oppervlakte_aarde
const abs_coeff = 0.78

```

```
const albedo = 0.33
const oppervlakte_aarde = 4*PI*(6.378*10^6)^2
const oppervlakte_atm = 4*PI*(6.378*10^6)^2
const zonneconstante = 1.4*10^3
```

- De deelmodellen van het aardoppervlak en de atmosfeer zijn gekoppeld via de grootheden P_{str} en P_{str_atm} : het door het aardoppervlak uitgestraalde vermogen (dat voor een deel door de atmosfeer wordt geabsorbeerd) en het na deze absorptie door de atmosfeer uitgestraalde vermogen (dat voor een deel wordt uitgestraald naar het aardoppervlak).
- Voor de warmtecapaciteit van de atmosfeer is de waarde $3 \cdot 10^6 \cdot A$ gekozen. Uit de data in BINAS voor de dichtheid en soortelijke warmte van lucht volgt bij de gekozen hoogte van 10 km voor de atmosfeer: $C_{atm} = \rho_1 \cdot c_1 \cdot A \cdot h = 13 \cdot 10^6 \cdot A$. Met een betrekkelijk willekeurige correctie voor de met de hoogte afnemende dichtheid van de lucht komt de warmtecapaciteit van de atmosfeer dan uit op de eerder genoemde gekozen waarde. Overigens heeft de grootte van de warmtecapaciteit voor zowel het aardoppervlak als de atmosfeer geen invloed op de uiteindelijk bereikte evenwichtstemperaturen – zoals blijkt uit de bij opdracht 4 in paragraaf 2.3 opgestelde vergelijkingen voor het in- en uitgaand vermogen bij het aardoppervlak en de atmosfeer. De grootte van de warmtecapaciteit heeft alleen invloed op de tijdsduur die nodig om vanuit de beginsituatie tot een evenwichtssituatie te komen. Deze ‘aanloop’ naar een evenwichtssituatie is echter voor het klimaatmodel niet belangrijk – en zal daarom dan ook in paragraaf 4.1 uit het model worden verwijderd.

2 -

4 Klimaatverandering

4.1 Terugvoorspellen

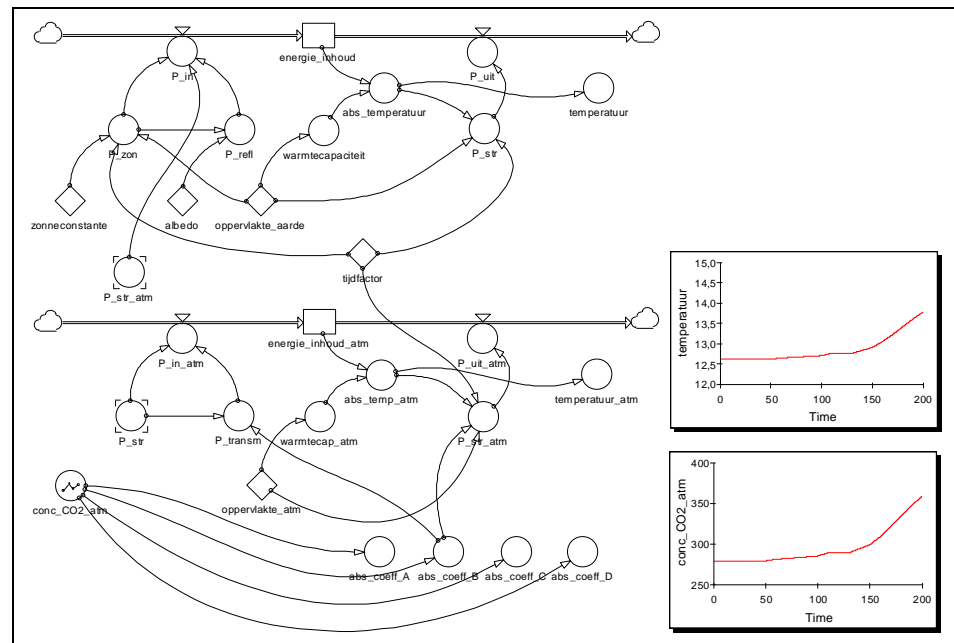
1	concentratie CO ₂ (ppm)	200	280	360
	gemiddelde temperatuur (°C)	10,9	12,6	13,8
	absorptiecoëfficiënt	0,73	0,76	0,78

- Startwaarden energie-inhoud aardoppervlak en atmosfeer voor evenwichtssituatie in 1800 invoeren (te bepalen met model *klimaat_32* bij $\alpha = 0,33$ en $\varepsilon = 0,76$).
 - Tijdschaal van het model veranderen van seconden in jaren: direct of indirect vermenigvuldigen van alle in het model voorkomende vermogensgrootheden met $3,1536 \cdot 10^7$ (het aantal seconden in een jaar).
 - Aanpassen van de looptijd en tijdstap in het model aan een looptijd 200 jaar. Eventueel aanpassen van de diagrammassen.

3 Zie opdracht 5.

4 Zie opdracht 5.

5 Model *klimaat_41*



- Het invoeren van de *tijdfactor* heeft in dit model betrekking op slechts de volgende drie vermogensgrootheden: P_{zon} , P_{str} en P_{str_atm} . Alle andere vermogensgrootheden in het model zijn namelijk gedefinieerd met behulp van deze drie grootheden, en zijn daarmee automatisch omgezet naar een vermogen in J/jaar.
- De grootheid $conc_CO2_atm$ – de concentratie CO₂ in de atmosfeer – is in het model gedefinieerd in de vorm van een diagram met behulp van de waarden uit het diagram van figuur 13 in het lesmateriaal. In dit ‘definitiediagram’ zijn de start- en eindwaarde van de concentratie CO₂ (280 en 360 ppm) belangrijk voor een goed modelresultaat – het precieze verloop van die concentratie in de tussenliggende periode 1800-2000 is minder belangrijk.
- De grootheden abs_coeff_A t/m $_D$ – de absorptiecoëfficiënt ε van de atmosfeer – zijn in het model gedefinieerd met de vier formules A t/m D uit opdracht 1 in het lesmateriaal.
- Als het model goed is, zal het voor elk van de vier formules voor de absorptie-

coëfficiënt in 1800 starten in een evenwichtssituatie bij een temperatuur van 12,6 °C. De door het model berekende temperatuur in 2000 komt in alle vier de gevallen – zij het met lichte variaties – uit op 13,8 °C.

6 -

Klimaatdata

Voor figuur 13 en 14 in het lesmateriaal zijn de volgende data gebruikt. De data voor de CO₂-concentratie zijn via de diagram-optie in het model ingevoerd.

Jaar	[CO ₂] (ppm)	Temperatuur (°C)
1800	280	-0,4
1810	280	-0,4
1820	280	-0,4
1830	280	-0,43
1840	280	-0,4
1850	280	-0,38
1860	282	-0,4
1870	283	-0,35
1880	284	-0,3
1890	285	-0,4
1900	286	-0,3
1910	290	-0,4
1920	290	-0,3
1930	290	-0,2
1940	295	0,03
1950	300	-0,05
1960	310	0
1970	322	-0,08
1980	335	0
1990	348	0,2
2000	360	0,35

Modelresultaten

In de tabel hieronder staan de modelresultaten voor elk van de vier mogelijke ε,[CO₂]-relaties (A t/m D) bij een starttemperatuur van 12,6 °C in 1800.

ε,[CO ₂]-relatie	T ₁₈₀₀ (°C)	T ₂₀₀₀ (°C)	ΔT ₁₈₀₀₋₂₀₀₀ (°C)
A	12,62	13,83	1,2
B	12,62	13,80	1,2
C	12,62	13,85	1,2
D	12,62	13,84	1,2

De temperatuurstijging van 1,2 °C over de periode 1800-2000 volgens het model is duidelijk hoger dan de over dezelfde periode gemeten temperatuurstijging van 0,75 °C. Dat vraagt om aanpassing van het model: zie de modeluitbreidingen in 4.3 t/m 4.5, met het resultaat daarvan in 4.6.

4 Klimaatverandering

4.2 Toekomstscenario's

1 Model *klimaat_42*

- Dit model is identiek aan model *klimaat_41*, maar nu is de grootheid *conc_CO2_atm* – de concentratie CO₂ in de atmosfeer – via de diagram-optie van het modelleerprogramma gedefinieerd voor de periode 1800-2200 volgens de twee scenario's in figuur 15 van het lesmateriaal. Dit vereist een aanpassing van de looptijd van het model.
- De temperatuurstijging over de periode 1800-2200 hangt niet alleen af van het gekozen scenario (zoals te verwachten was), maar ook van de gekozen relatie voor het verband tussen absorptiecoëfficiënt en concentratie CO₂ in de atmosfeer. De voorspelde temperatuurstijgingen in 2200 (ten opzichte van de temperatuur in 1800) lopen uiteen van wat minder dan 2 °C bij het gematigde (stabilisatie)scenario tot maximaal zo'n 7 °C bij het meer extreme (groei)scenario. Bovendien valt op dat de voorspelde temperatuurstijging voor 2200 bij het meer extreme (groei)scenario sterker afhangt van de gekozen relatie voor de absorptiecoëfficiënt dan bij het gematigde (stabilisatie)scenario het geval is: van zo'n 3 °C bij relatie D tot bijna 7 °C bij relatie A.

2 -

Klimaatdata

Voor de twee scenario's in figuur 15 van het lesmateriaal zijn de volgende data voor de CO₂-concentratie via de diagram-optie in het model ingevoerd.

Jaar	[CO ₂] scenario 1 (ppm)	[CO ₂] scenario 2 (ppm)
1800	280	280
1850	280	280
1900	286	286
1950	300	300
2000	360	360
2050	420	390
2100	480	400
2150	540	400
2200	600	400

Modelresultaten

In de tabel hieronder staan de modelresultaten bij de twee in het lesmateriaal geschetste scenario's voor elk van de vier mogelijke ϵ , [CO₂]-relaties (A t/m D) bij een starttemperatuur van 12,6 °C in 1800.

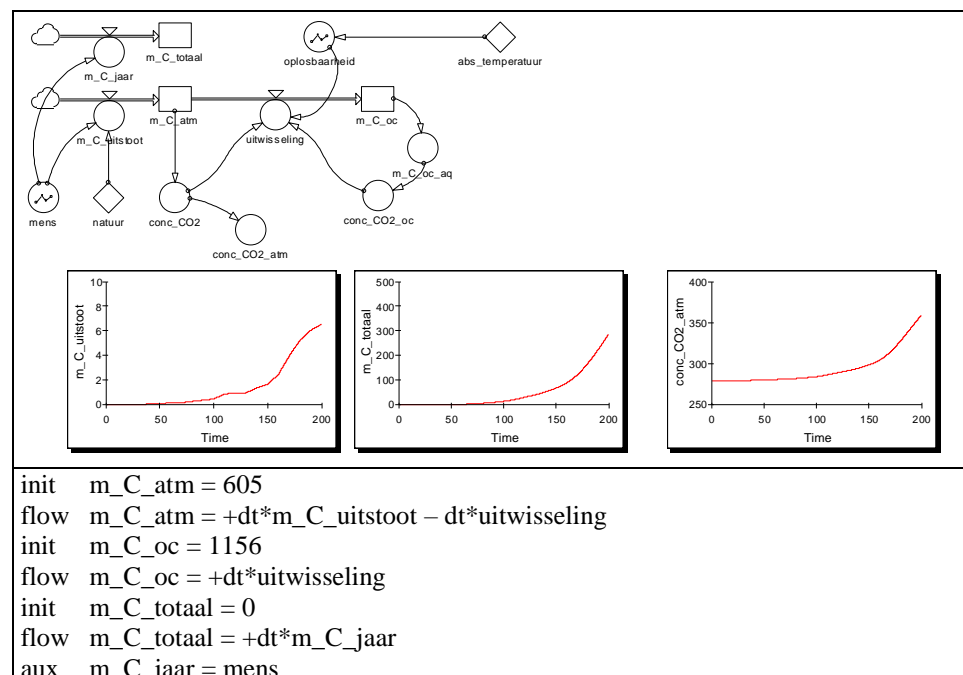
ϵ , [CO ₂]-relatie	Scenario 1		Scenario 2	
	T_{2200} (°C)	$\Delta T_{1800-2200}$ (°C)	T_{2200} (°C)	$\Delta T_{1800-2200}$ (°C)
A	19,37	6,8	14,53	1,9
B	17,44	4,8	14,39	1,8
C	16,31	3,7	14,35	1,8
D	15,64	3,0	14,28	1,7

4 Klimaatverandering

4.3 Modeluitbreiding – Oceaan

- De uitstoot van C (koolstof) in de vorm van CO₂ over de periode 1800-2000 is ruwweg 300 Gton. Dit volgt uit een ruwe bepaling van het oppervlak onder de kromme in figuur 17 van het lesmateriaal.
 - In 1800: [CO₂]_{atm} = 280 ppm = 280·10⁻⁶ mol C per mol lucht. Atmosfeer: 1,8·10²⁰ mol lucht. In atmosfeer: 1,8·10²⁰·280·10⁻⁶ = 50,4·10¹⁵ mol C → 50,4·10¹⁵·12 = 605·10¹⁵ g C = 605 Gton C.
 - In 2000: [CO₂]_{atm} = 360 ppm. Op dezelfde manier volgt: 778 Gton C in de atmosfeer. De koolstofuitstoot naar de atmosfeer over de periode 1800-2000 heeft dus geleid tot een toename van 173 Gton C in de atmosfeer.
 - Van de 300 Gton koolstofuitstoot over de periode 1800-2000 zit in 2000 dus nog 173 Gton ofwel 58% in de atmosfeer. De rest (127 Gton) is opgeslagen in de oceaan.
- [CO₂]_{atm} (in mol C per mol lucht) = $m_C \cdot 10^{15} / (12 \cdot 1,8 \cdot 10^{20}) = 0,463 \cdot 10^{-6} \cdot m_C$ (met m_C in Gton).
- [CO₂]_{atm} = 280 ppm = 280·10⁻⁶ mol C per mol lucht → $m_C = [\text{CO}_2]_{\text{atm}} / 0,463 \cdot 10^{-6} = 280 \cdot 10^{-6} / 0,463 \cdot 10^{-6} = 605$ Gton (zie ook opdracht 1).
- $V_{\text{oc}} = (2/3) \cdot A \cdot d = (2/3) \cdot 4\pi \cdot R_A^2 \cdot d = 3,6 \cdot 10^{19}$ L. Toelichting: het aardoppervlak A bestaat voor tweederde uit oceaan.
[CO₂]_{oc} (in mol C per L) = $m_{\text{Co}} \cdot 10^{15} / (12 \cdot 3,6 \cdot 10^{19}) = 2,31 \cdot 10^{-6} \cdot m_{\text{Co}}$ (met m_{Co} in Gton).
- $K_H = 10^{-1,47} \cdot e^{2400 \cdot (1/286 - 1/298)} = 0,048$ mol/L
- [CO₂]_{oc} = $K_H \cdot [\text{CO}_2]_{\text{atm}} = 0,048 \cdot 280 \cdot 10^{-6} = 1,344 \cdot 10^{-5}$ mol/L
 $m_{\text{Co}} = [\text{CO}_2]_{\text{oc}} / 2,31 \cdot 10^{-6} = 1,344 \cdot 10^{-5} / 2,31 \cdot 10^{-6} = 5,83$ Gton. Toelichting: m_{Co} is de massa koolstof in opgeloste vorm in de oppervlaktelaag van de oceaan.
 $m_{\text{Ct}} = m_{\text{Co}} / 0,00515 = 5,83 / 0,00515 = 1132$ Gton. Toelichting: m_{Ct} is de totale massa koolstof in de oppervlaktelaag van de oceaan.

7 Model *klimaat_ob*



```

aux m_C_uitstoot = natuur + mens
aux uitwisseling = 61*10^3*(conc_CO2 - conc_CO2_oc/oplosbaarheid)
aux conc_CO2 = 0.463*10^-6*m_C_atm
aux conc_CO2_atm = conc_CO2*10^6
aux conc_CO2_oc = 2.31*10^-6*m_C_oc_aq
aux m_C_oc_aq = 0.00515*m_C_oc
aux mens =
    GRAPH(TIME,0,10,[0,0,0,0,0.1,0.1,0.2,0.2,0.3,0.4,0.5,0.9,1,1,1.4,1.7,2.5,
    4,5.3,6.1,6.6"Min:0;Max:10;Zoom"])
aux oplosbaarheid = GRAPH(abs_temperatuur,273,10,[0.0763,0.0531,0.0388,
    0.0295,0.0232,0.0192,0.0156"Min:0;Max:0.1"])
const abs_temperatuur = 285.8
const natuur = 0

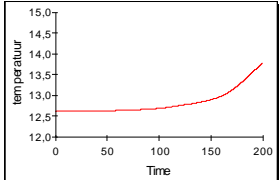
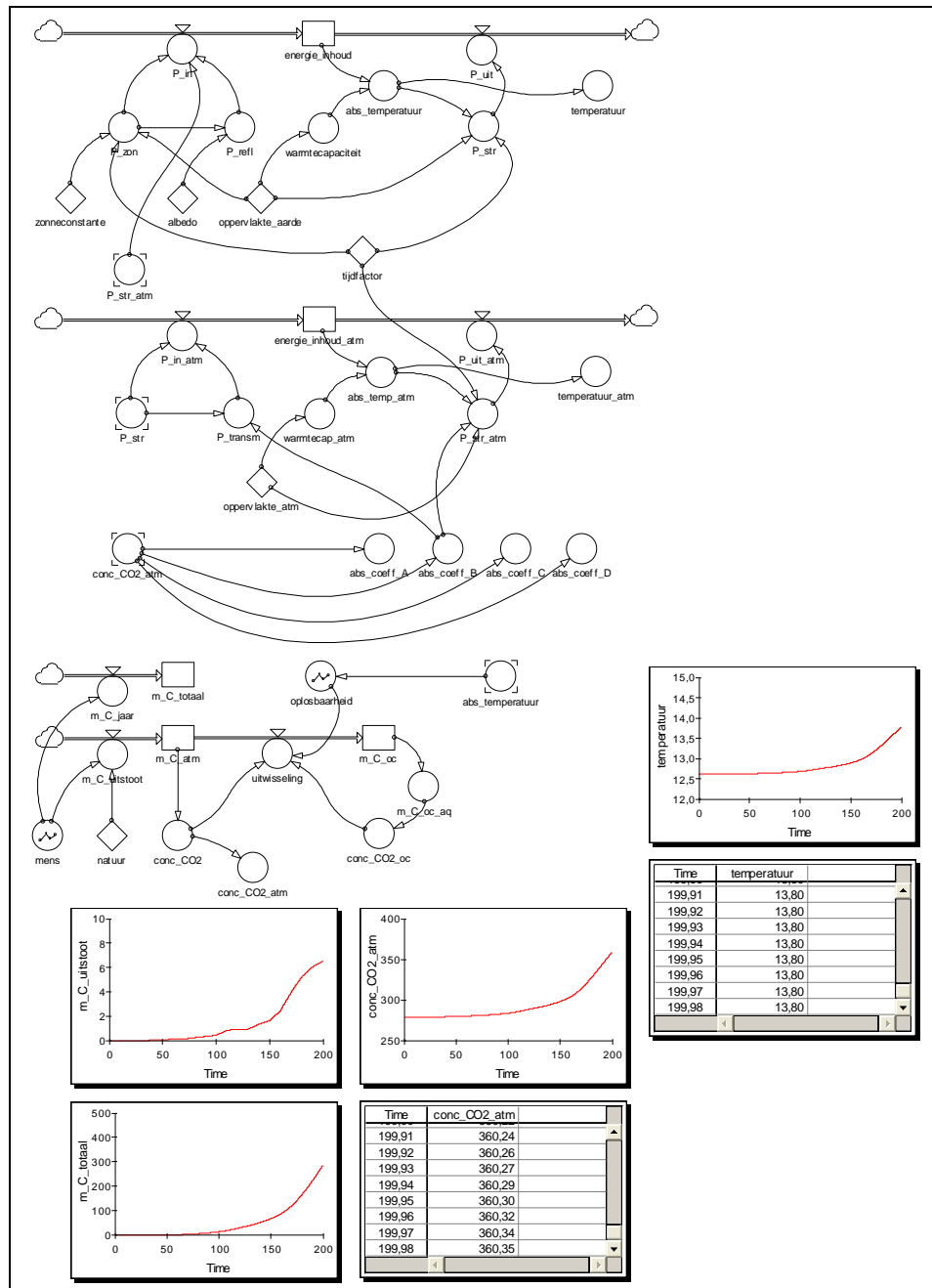
```

- De grootheid *mens* geeft de uitstoot van C (koolstof) naar de atmosfeer in de vorm van CO₂ door menselijke activiteiten, gedefinieerd met de diagram-optie in het modelleerprogramma volgens figuur 17 in het lesmateriaal. Ook de grootheid *oplosbaarheid* is via de diagram-optie gedefinieerd volgens de tabel in het lesmateriaal. De ingevoerde data zijn hierboven zichtbaar bij “aux mens” en “aux oplosbaarheid”.
- 8 Model *klimaat_43*: model *klimaat_41* gekoppeld aan het model *klimaat_ob* via de grootheden *abs_temperatuur* en *conc_CO2_atm*. Daarbij wordt dus de via de diagram-optie gedefinieerde grootheid *conc_CO2_atm* in model *klimaat_41* vervangen door de rekengrootheid met dezelfde naam uit model *klimaat_ob*, en wordt de constante grootheid *abs_temperatuur* in model *klimaat_ob* vervangen door de rekengrootheid met dezelfde naam uit model *klimaat_41*.
Model *klimaat_43* met een weergave van de modelresultaten is weergegeven op de volgende bladzijde.

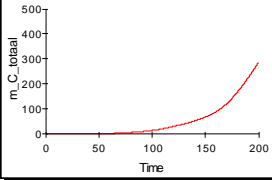
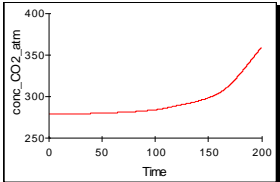
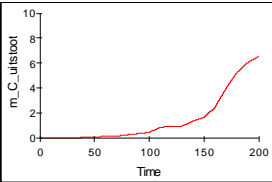
9 -

10 -

11 -



Time	temperatuur
199,91	13,80
199,92	13,80
199,93	13,80
199,94	13,80
199,95	13,80
199,96	13,80
199,97	13,80
199,98	13,80



Time	conc_CO2_atm
199,91	360,24
199,92	360,26
199,93	360,27
199,94	360,29
199,95	360,30
199,96	360,32
199,97	360,34
199,98	360,35

Model *klimaat_43*.

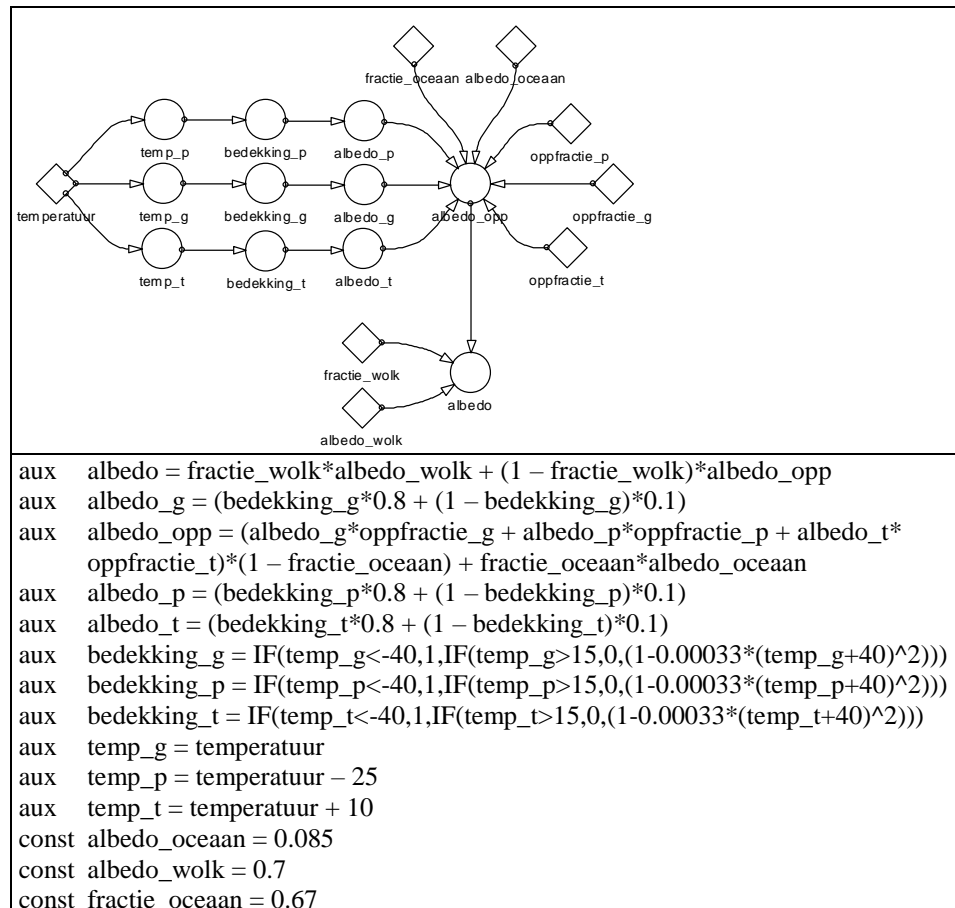
4 Klimaatverandering

4.4 Modeluitbreiding – Sneeuw

- 1 Een sneeuwmodel van een gemiddelde Aarde leidt tot een onderschatting van het met sneeuw bedekte oppervlak.
- 2 De temperatuurdata in de tabel hieronder zijn nogal ruwe schattingen op basis van de temperatuurkaarten van figuur 20 en 21 in het lesmateriaal.

Zone	T_{gem} januari	T_{gem} juli	Zone	T_{gem} jaar
90-60 N	-25	+ 5	poolzone	-10
60-30 N	- 7,5	+20		
30-00 N	+22,5	+30	gematigde zone	+13
00-30 Z	+27,5	+20		
30-60 Z	+22,5	0	tropenzone	+25
60-90 Z				

- 3 Zie de drie temperatuurformules bij sneeuwbedekkingsgraad in het lesmateriaal en de modelvergelijkingen bij opdracht 6.
- 4
 - Zie de modelvergelijkingen bij opdracht 6 voor de oppervlaktefracties van de verschillende klimaatzones.
 - $T = 0,134 \cdot T_p + 0,366 \cdot T_g + 0,5 \cdot T_t = 0,134 \cdot (T - 25) + 0,366 \cdot T + 0,5 \cdot (T + 10) \approx T$
- 5 Zie de modelvergelijkingen bij opdracht 6 voor de sneeuwbedekkingsgraad.
- 6 Model *klimaat_sb*



```

aux albedo = fractie_wolk*albedo_wolk + (1 - fractie_wolk)*albedo_opp
aux albedo_g = (bedekking_g*0.8 + (1 - bedekking_g)*0.1)
aux albedo_opp = (albedo_g*oppfractie_g + albedo_p*oppfractie_p + albedo_t*
oppfractie_t)*(1 - fractie_oceaan) + fractie_oceaan*albedo_oceaan
aux albedo_p = (bedekking_p*0.8 + (1 - bedekking_p)*0.1)
aux albedo_t = (bedekking_t*0.8 + (1 - bedekking_t)*0.1)
aux bedekking_g = IF(temp_g<-40,1,IF(temp_g>15,0,(1-0.00033*(temp_g+40)^2)))
aux bedekking_p = IF(temp_p<-40,1,IF(temp_p>15,0,(1-0.00033*(temp_p+40)^2)))
aux bedekking_t = IF(temp_t<-40,1,IF(temp_t>15,0,(1-0.00033*(temp_t+40)^2)))
aux temp_g = temperatuur
aux temp_p = temperatuur - 25
aux temp_t = temperatuur + 10
const albedo_oceaan = 0.085
const albedo_wolk = 0.7
const fractie_oceaan = 0.67
  
```

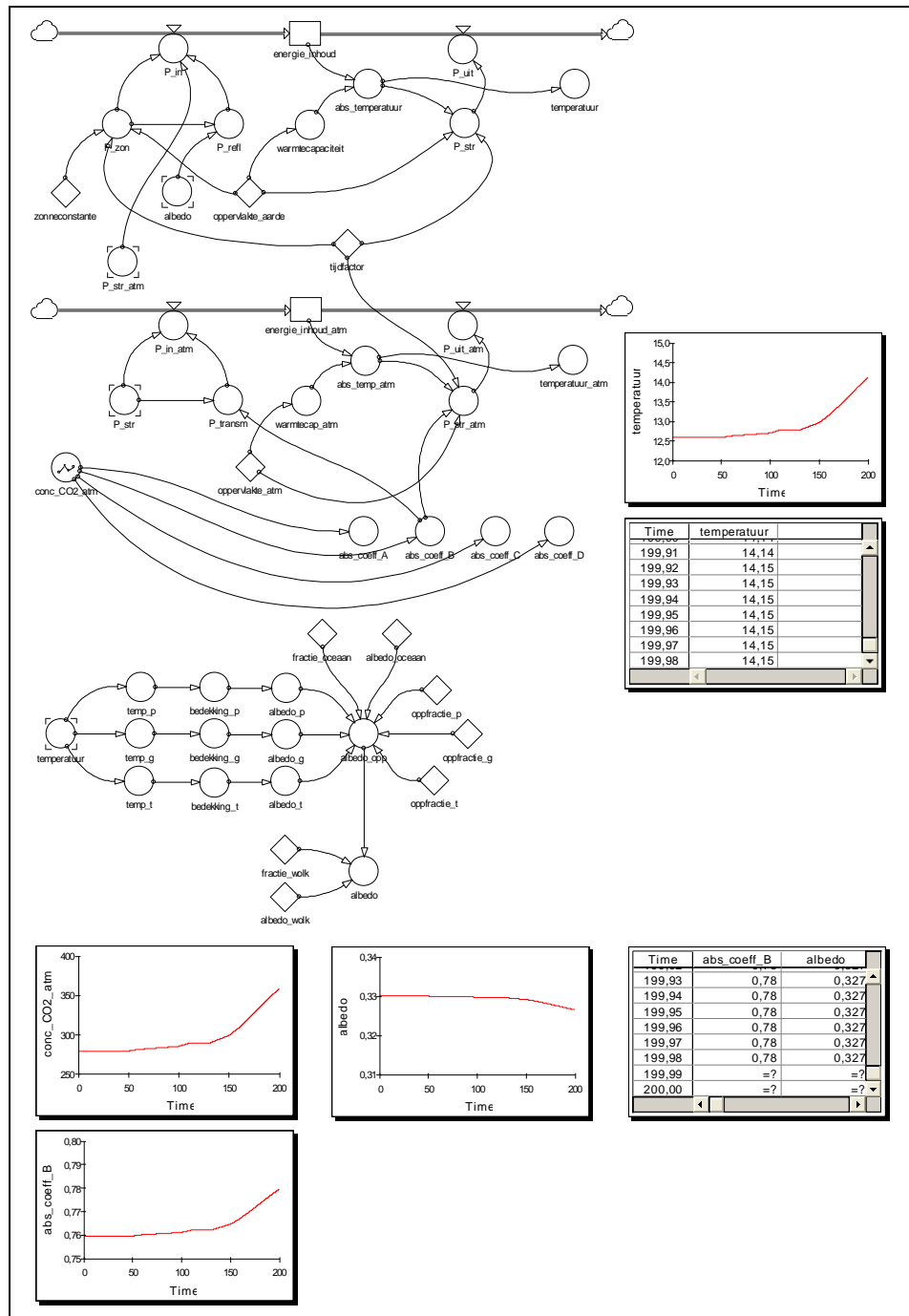
```
const fractie_wolk = 0.362
const oppfractie_g = 0.366
const oppfractie_p = 0.134
const oppfractie_t = 0.5
const temperatuur = 12.6
```

- 7 Model *klimaat_44*: model *klimaat_41* gekoppeld aan het model *klimaat_sb* via de grootheden *temperatuur* en *albedo*. Daarbij wordt dus de als constante gedefinieerde grootheid *albedo* in model *klimaat_41* vervangen door de rekgrootheid met dezelfde naam uit model *klimaat_sb*, en wordt de constante grootheid *temperatuur* in model *klimaat_sb* vervangen door de rekgrootheid met dezelfde naam uit model *klimaat_41*. Model *klimaat_44* met een weergave van de modelresultaten is weergegeven op de volgende bladzijde.

8 -

9 -

10 -

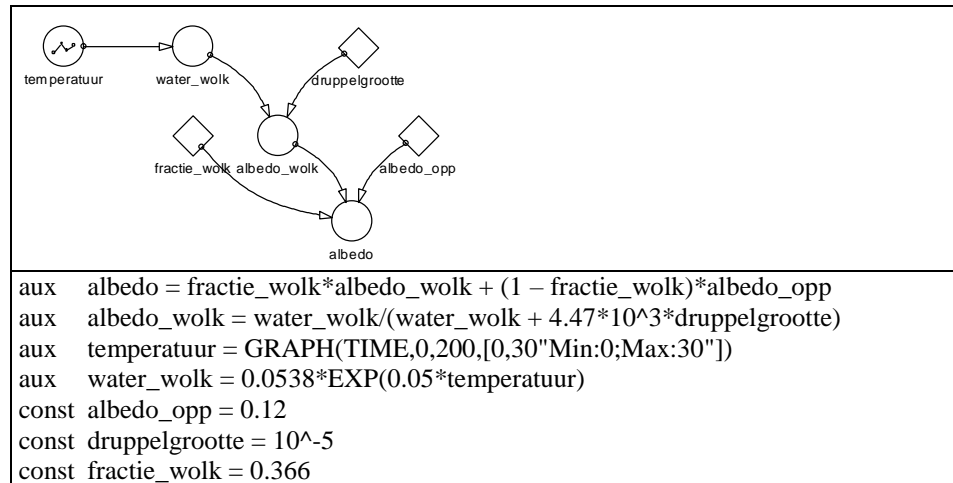


Model klimaat_44.

4 Klimaatverandering

4.5 Modeluitbreiding – Wolken

- 1 $W_d = W_{d,max} \rightarrow 0,8 \cdot 7 \cdot 10^{-3} \cdot e^{0,05 \cdot T} = 7 \cdot 10^{-3} \cdot e^{0,05 \cdot (T - 0,006 \cdot h)} \rightarrow h = 744 \text{ m}$
- 2 $W_w = 54 \cdot 10^{-3} \cdot e^{0,05 \cdot T} = 54 \cdot 10^{-3} \cdot e^{0,05 \cdot 14} = 0,109 \text{ kg/m}^2$. Dus: 0,109 kg water in 256 m³ lucht (1000 m³ – 744 m³), en daarmee 0,109/256 = 4,3 · 10⁻⁴ kg water per m³ lucht. Daaruit volgt met behulp van de dichtheid ρ_w van water het watervolume: $V_w = 4,3 \cdot 10^{-4} / 1,0 \cdot 10^3 = 4,3 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3$ water per m³ lucht.
 $V_{dr} = V_w / N_{dr} = 4,3 \cdot 10^{-7} / 100 \cdot 10^6 = 4,3 \cdot 10^{-15} \text{ m}^3$
 $V_{dr} = (4/3) \cdot \pi \cdot r^3 \rightarrow r \approx 10 \cdot 10^{-6} \text{ m} = 10 \text{ }\mu\text{m}$
- 3 $\alpha_w = W_w / (W_w + 4,47 \cdot 10^3 \cdot r) = 0,109 / (0,109 + 4,47 \cdot 10^3 \cdot 10 \cdot 10^{-6}) = 0,71$
- 4 Model *klimaat_wb*

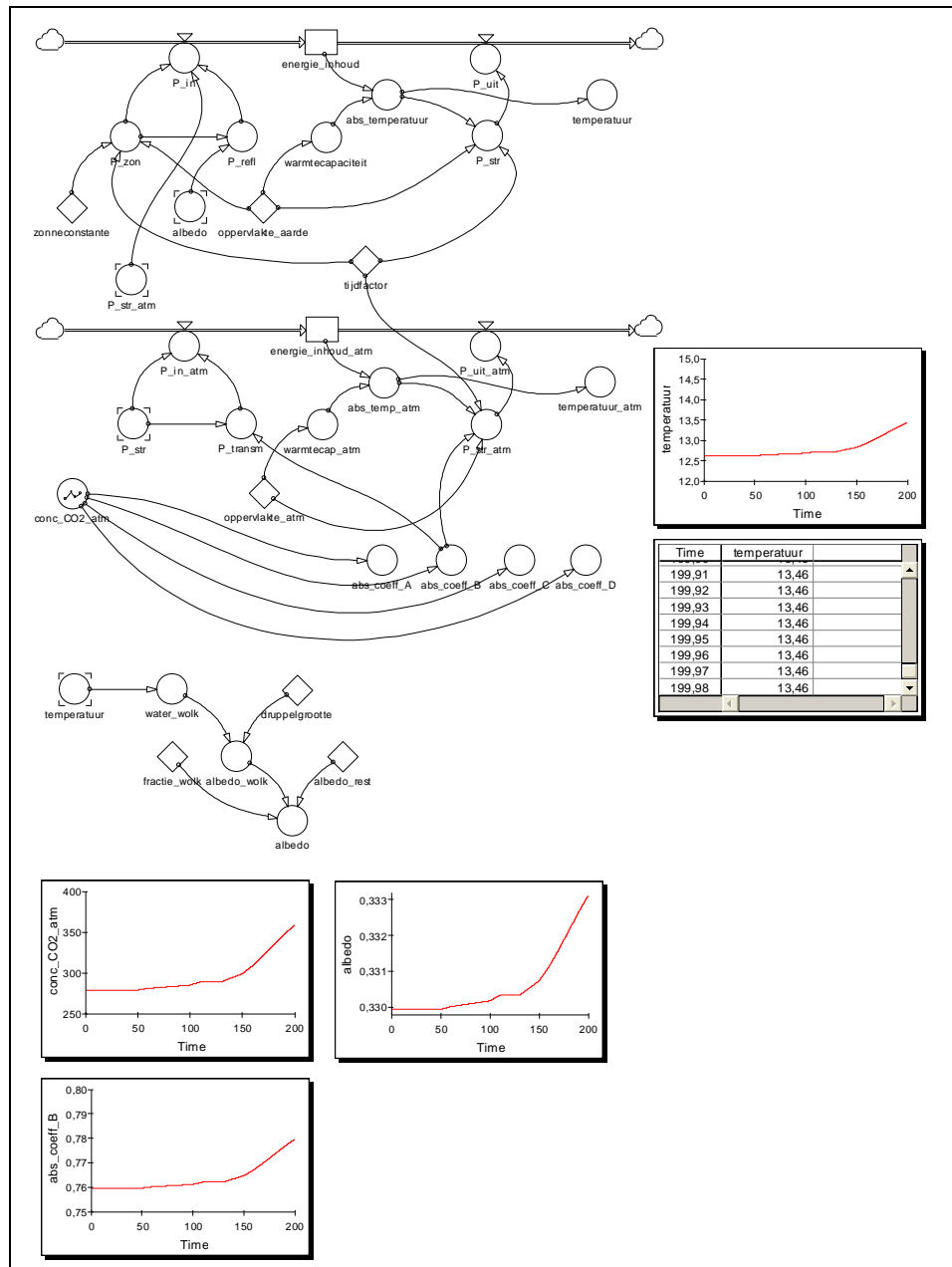


- In dit model is de grootheid *temperatuur* via de diagram-optie gedefinieerd als lineair in de tijd toenemend om snel de invloed van de temperatuur op het albedo zichtbaar te kunnen maken. Deze grootheid kan echter ook als constante worden gedefinieerd.
- 5 Model *klimaat_45*: model *klimaat_41* gekoppeld aan het model *klimaat_wb* via de grootheden *temperatuur* en *albedo*. Daarbij wordt dus de als constante gedefinieerde grootheid *albedo* in model *klimaat_41* vervangen door de rekgrootheid met dezelfde naam uit model *klimaat_wb*, en wordt de constante grootheid *temperatuur* in model *klimaat_wb* vervangen door de rekgrootheid met dezelfde naam uit model *klimaat_41*.
 Model *klimaat_45* met een weergave van de modelresultaten is weergegeven op de volgende bladzijde.

6 -

7 -

8 -

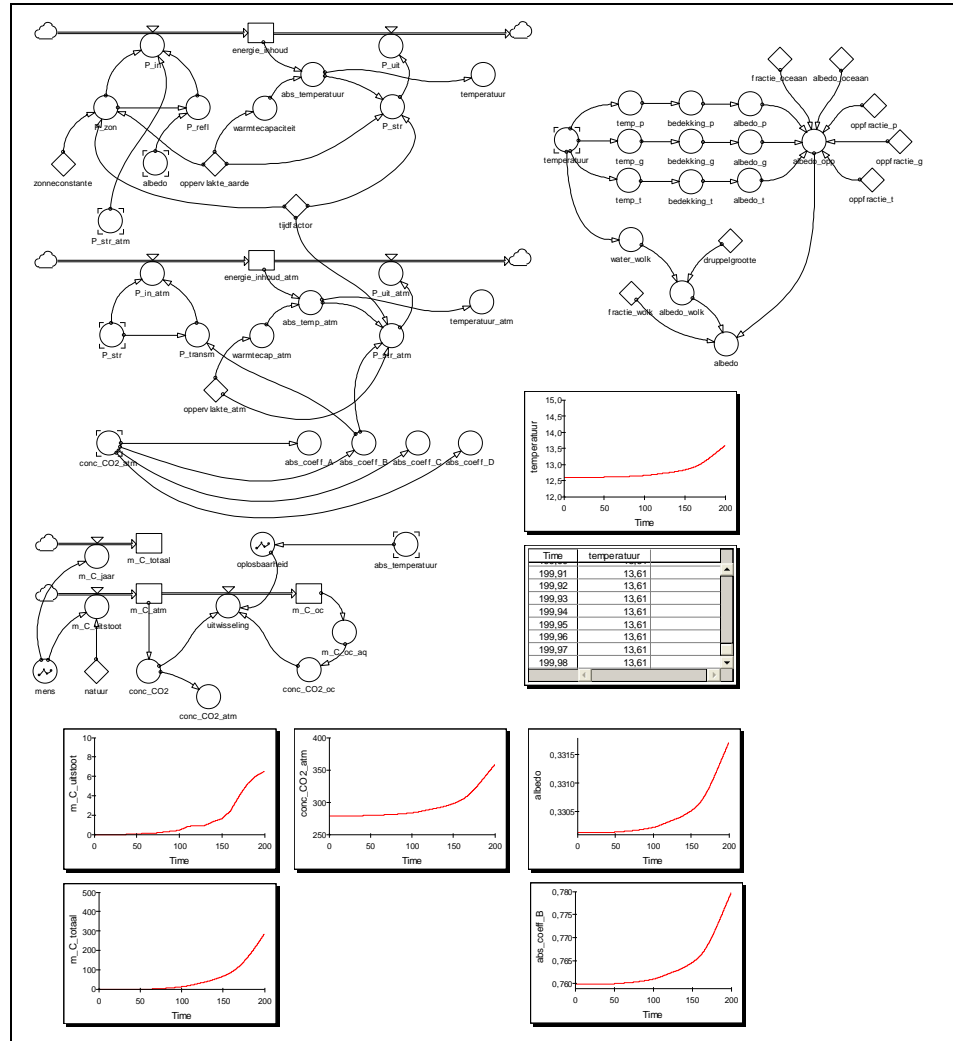


Model *klimaat_45*.

4 Klimaatverandering

4.6 Klimaatmodel

1 Model *klimaat_46*



- De koppeling van de modeluitbreidingen aan het model *klimaat_41* loopt via een 'kopie' van de grootheden temperatuur en absolute temperatuur: een cirkelsymbool met daar omheen vier hoekpunten. Hier hadden ook relatiepijlen getrokken kunnen worden, maar dat kan bij een complex model leiden tot onduidelijkheid.

2 -

3 -

Modelresultaten

Het model levert voor het jaar 2000 een temperatuur van 13,6 °C. Dat is redelijk: 1 °C hoger dan in 1800 – dus een temperatuurstijging in de periode 1800-2000 die nog wat aan de hoge kant is, maar duidelijk lager dan in het model *klimaat_41*. Dat is in overeenstemming met de verwachting: de temperatuurstijging als gevolg van een toename van de absorptiecoëfficiënt als gevolg van CO₂-uitstoot wordt gematigd door een toename van het albedo als gecombineerd gevolg van een afname van het oppervlak aan sneeuw/ijs en een toename van de bewolking.