Atmosfeer en Aarde

5 HAVO

ATMOSFEER EN AARDE

Deze lessenserie gaat over de natuurkunde die nodig is om het weer, het klimaat en de processen in de aardkorst en de aardkern te begrijpen. Je gaat die natuurkunde zelf toepassen op onderwerpen uit weerkunde, klimaatkunde en geologie. Het is geen cursus in het maken van weersverwachtingen, maar als je de natuurkunde achter het weer begrijpt, begrijp je ook beter wat voor weer je kunt verwachten.

Colofon

Project	Nieuwe Natuurkunde
Auteurs	Onne van Buuren, Karsten Köhler en Henk Vroon
Vormgeving	Loran de Vries
NiNa Redactie	Harrie Eijkelhof, Guus Mulder, Maarten Pieters, Chris van Weert, Fleur Zeldenrust
Versie	oktober 2009

Copyright

©Stichting natuurkunde.nl, Enschede 2009

Alle rechten voorbehouden. Geen enkele openbaarmaking of verveelvoudiging is toegestaan, zoals verspreiden, verzenden, opnemen in een ander werk, netwerk of website, tijdelijke of permanente reproductie, vertalen of bewerken of anderszins al of niet commercieel hergebruik.

Als uitzondering hierop is openbaarmaking of verveelvoudiging toegestaan

- voor eigen gebruik of voor gebruik in het eigen onderwijs aan leerlingen of studenten,
- als onderdeel van een ander werk, netwerk of website, tijdelijke of permanente reproductie, vertaald en/of bewerkt, voor al of niet commercieel hergebruik,

mits hierbij voldaan is aan de volgende condities:

- schriftelijke toestemming is verkregen van de Stichting natuurkunde.nl, voor dit materiaal vertegenwoordigd door de Universiteit van Amsterdam (via info@nieuwenatuurkunde.nl),
- bij hergebruik of verspreiding dient de gebruiker de bron correct te vermelden, en de licentievoorwaarden van dit werk kenbaar te maken.

Voor zover wij gebruik maken van extern materiaal proberen wij toestemming te verkrijgen van eventuele rechthebbenden. Mocht u desondanks van mening zijn dat u rechten kunt laten gelden op materiaal dat in deze reeks is gebruikt dan verzoeken wij u contact met ons op te nemen:

info@nieuwenatuurkunde.nl

De module is met zorg samengesteld en getest. De Stichting natuurkunde.nl, resp. Commissie Vernieuwing Natuurkundeonderwijs havo/vwo, Universiteit van Amsterdam en auteurs aanvaarden geen enkele aansprakelijkheid voor onjuistheden en/of onvolledigheden in de module, noch enige aansprakelijkheid voor enige schade, voortkomend uit (het gebruik van) deze module.

INHOUDSOPGAVE

1 Lucht stapelen 6
1.1 Inleiding 6
1.2 Stapel- of vloeistofmodel 8
1.3 Gas onder druk 11
1.4 Een computermodel van de atmosfeer 16
2 Luchtstromen 19
2.1 Introductie 19
2.2 Hoe gedraagt een gas zich als je de temperatuur verandert? .. 20
2.3 Een opstijgende luchtbel. 23
2.4 Corioliseffect. 25
3 Regen 34
3.1 Inleiding. 34
3.2 Een opstijgende vochtige luchtbel. 34
3.3 Wanneer gaat het regenen? 38
4 Warmte 44
4.1 Warmtebalans van de aarde 44
4.2 Instroom en uitstroom 45
4.3 Warmteopslag 51
4.4 De atmosfeer 59
5 Aarde 64
5.1 Inleiding 64
5.2 Aardbevingen 66
5.3 De kern 71
5.4 Convectie 72
6 Afsluiting 75
Bijlagen 76
Bijlage 1 - Atmosfeer 76

GLOBALE OPBOUW VAN HET LESMATERIAAL

In het lesmateriaal is een aantal stijlen gebruikt. De *belangrijkste leerstof* is weergeven in *blauwe* tekstvakken. De betekenis van de andere kleuren en stijlen is hieronder aangegeven.

In de **paarse** tekstvakken staan **theorieopdrachten** die essentiële stappen markeren in de lesstof. Ze dienen direct na het lezen van de tekst te worden gedaan. Deze opdrachten horen dus ook bij de tekst.

Belangrijke **vergelijkingen** uit de natuurkunde zijn aangegeven in **blauwe** tekstvakken. Deze heb je nodig om rekenwerk mee te kunnen verrichten.

Pas op! Veel leerlingen voor jou hebben moeite gehad met onderwerpen die in **rode** tekstvakken nog eens extra aandacht krijgen. Zodat jij niet meer in deze **valkuilen** zult vallen!

In **blauwe** tekstvakken worden **voorbeelden** van berekeningen en redeneringen gegeven, zodat je ziet hoe je een opgave aan kunt pakken.

In de **grijze** tekstvakken staan de **practicum**opdrachten.

In het **blauwe** tekstvak **"Samenvatting"** staat de minimale kennis die je paraat moet hebben.

In het **blauwe** tekstvak "**Begrippen**" staan belangrijkste termen uit de tekst.

Opgaven staan bij elkaar aan het einde van een paragraaf, of aan het einde van een hoofdstuk.

ATMOSFEER EN AARDE

Voorkennis

Je kent de volgende begrippen en formules:

- warmtetransport door stroming, straling en geleiding
- warmtegeleidingscoëfficiënt
- fase, faseovergang, molecuul;
- dichtheid, massa, volume, temperatuur, kracht en druk met bijbehorende eenheid.
- de formule voor dichtheid $\rho = \frac{m}{V}$.
- het (kwalitatieve) verband tussen temperatuur en moleculaire beweging.
- de formule voor de zwaartekracht op aarde $F_z = mg$
- de formule voor druk $p = \frac{F}{A}$
- het verband tussen energie, vermogen en tijd: $E = P \cdot t$
- absolute temperatuur en Kelvinschaal
- de formule voor soortelijke warmte: $Q = c \cdot m \cdot \Delta T$

1 Lucht stapelen

Hoe hangt de luchtdruk in de atmosfeer af van de hoogte?

Hoofdstukvraag	**Hoe goed kun je met een computermodel eigenschappen van de atmosfeer, zoals de luchtdruk, verklaren?**

1.1 Inleiding

Het maken van een goede weersverwachting is niet eenvoudig. Er zijn veel verschillende verschijnselen, zoals regen, wind en wolkenvorming. Veel factoren zijn van belang, zoals zonnestraling, luchtdruk, luchtvochtigheid en temperatuur. Deze verschijnselen en factoren hangen sterk met elkaar samen. Zo is wind het gevolg van luchtdrukverschillen. Je kunt voor een eerste kennismaking op http://www.natuurkunde.nl/nina de video "Weersverwachting" bekijken.

Video: Weersverwachting

In de afgelopen 30 jaar zijn de weersverwachtingen steeds beter geworden. Dat komt gedeeltelijk door meer en betere waarnemingen en kennis. Maar een groot deel van de vooruitgang is te danken aan betere computermodellen. En nog steeds wordt er hard gewerkt aan het verbeteren van die modellen.

In een computermodel moeten alle belangrijke factoren op een goede manier worden opgenomen. Maar welke factoren zijn belangrijk, en hoe weet je of je model goed is? Om daar meer van te begrijpen gaan we zelf enkele eenvoudige modellen maken. In dit hoofdstuk maken we alleen modellen voor de verdeling van de luchtdruk als functie van de hoogte in de atmosfeer. Complete weermodellen zijn natuurlijk veel ingewikkelder.
Als je meer weet over luchtdruk kun je ook meer gaan zeggen over temperatuur, wind, bewolking en neerslag. Die onderwerpen zullen in de volgende hoofdstukken aan de orde komen.

Het belangrijke begrip "druk" ken je nog uit de module over Materialen (en uit de onderbouw):

Druk, kracht per oppervlak

Druk is "kracht gedeeld door oppervlak":

$$p = \frac{F}{A}$$

Symbolen: p is hierin de druk in Pascal (Pa), F is de kracht in Newton (N) en A is het oppervlak waarop de kracht uitgeoefend wordt in vierkante meter (m²). 1 Pa is dus 1 N/m².

Figuur 1.1

Rekenvoorbeeld

Een baksteen heeft een massa van 2,4 kg en een lengte van 20 cm, breedte van 10 cm en hoogte van 5 cm. De baksteen ligt op zijn grootste oppervlak. Bereken de druk onder de baksteen.

Antwoord:

A=20 x 10 =200 cm² = 0,020 m² en $F_z = m \cdot g$ = 2,4 x 9,81 = 24 N (afgerond), dus p = 24/0,020 = 1,2 $\cdot 10^3$ N/m² = 1,2$\cdot 10^3$ Pa = 12 hPa
(h = hecto, dus 1 hPa = 100 Pa).

Let op: we hebben in dit rekenvoorbeeld de *luchtdruk* op de baksteen niet meegerekend. We hebben alleen de extra druk berekend als gevolg van het eigen gewicht van de baksteen. Voor de echte druk onder de steen moet deze extra druk worden opgeteld bij de luchtdruk. Bij het aardoppervlak is de luchtdruk gemiddeld 1000 hPa. Door de steen is er een *toename* van de druk met 12 hPa tot 1012 hPa. Bij een toename of een afname gebruik je in de natuurkunde het symbool "Δ". Hier geldt dus: Δp = 12 hPa.

We beginnen met het eenvoudigste model van de luchtdruk in de atmosfeer. Het zal blijken dat het model goede, maar ook slechte eigenschappen heeft. Daarna gaan we het model verbeteren.

Maar eerst doe je zelf een voorspelling.

Figuur 1.2

1 Oriëntatieopdracht - de luchtdrukverdeling in de atmosfeer.

Maak een grafiek waarin je schetst hoe volgens jou de luchtdruk verandert als je hoger in de atmosfeer komt. Zet de hoogte horizontaal en de luchtdruk verticaal.

Waar het kan zet je getallen bij de grafiek. Geef een toelichting waarom je de grafiek zo geschetst hebt. Op het eind van het hoofdstuk zullen we kijken hoe goed jouw eerste idee was.

Opgaven

2 Rekenen met druk

a. Bereken de druk onder de baksteen uit het rekenvoorbeeld als hij rechtop staat.
b. We zetten nu twee van deze bakstenen rechtop naast elkaar. Bedenk zonder te rekenen hoe groot de druk onder de twee bakstenen zal zijn.
c. Bereken de druk onder een kolom water van 12 meter hoog (of diep). (tip: kies als oppervlak 1,0 m²)

d. Hoe hoog staat het water boven jou in het zwembad als je een waterdruk voelt van $0{,}35 \cdot 10^5$ Pa ? (Je rekent de luchtdruk weer niet mee, daarom staat hier waterdruk).

3 Eenheid van druk

Op weerkaartjes zag je vroeger vaak de eenheid “mbar”. Bedoeld werd de millibar (milli = 1/1000, zoals in millimeter).

Laat met behulp van BINAS zien dat de eenheid mbar hetzelfde is als de eenheid hPa.

1.2 Stapel- of vloeistofmodel

In deze paragraaf stellen we ons eerste model op. We vergelijken de atmosfeer met een stapel bakstenen en een kolom vloeistof.

Figuur 1.3

In figuur 1.3 zie je een stapel van 5 bakstenen. De bakstenen zijn hetzelfde als de baksteen uit het rekenvoorbeeld hierboven. De bakstenen zijn genummerd van beneden naar boven. We kijken hoe de druk in de stapel toeneemt van boven naar beneden.

Van baksteen 5 naar baksteen 4 neemt de druk toe met $1{,}2 \cdot 10^3$ Pa. Er ligt immers maar één baksteen bovenop baksteen 4. Maar de druktoename van baksteen 5 naar baksteen 1 is 5 maal zo groot, dus $6{,}0 \cdot 10^3$ Pa. Die druktoename wordt veroorzaakt door het gewicht van 5 bakstenen.

Van beneden naar boven gezien neemt de druk af. De grafiek van de extra druk als gevolg van het gewicht van de stenen tegen het baksteennummer (de hoogte) ziet er dus als volgt uit:

Figuur 1.4

We kijken nu op dezelfde manier naar een kolom water.

Figuur 1.5

Figuur 1.6

4 opdracht - de luchtdrukverdeling in een waterkolom.

Je ziet in figuur 1.6 een cilindervormige kolom water. Het oppervlak onder de cilinder is 1 m², de hoogte is 10 m.

a. Bereken de waterdruk onder de kolom (Tip: bereken eerst de massa). Vergelijk je antwoord met de gemiddelde luchtdruk bij het aardoppervlak.

b. Maak een grafiek van de waterdruk tegen de hoogte.

We maken nu een kolom water met een twee keer zo groot oppervlak. We maken deze kolom even hoog als de eerste. We hebben dan twee keer zoveel water nodig. Je kunt ook voor de nieuwe kolom water een grafiek maken van de druk tegen de hoogte.

c. Leg uit of die grafiek zal verschillen van de grafiek uit vraag b.

Bij opdracht 4c heb je uitgelegd dat de grootte van het oppervlak er niet toe doet, als de hoogte van de vloeistofkolom maar hetzelfde blijft.

In opgave 7 ga je zelf de volgende algemeen geldende formule opstellen voor de druktoename van boven naar beneden over een hoogteverschil Δh in een vloeistofkolom:

Druk in een vloeistof

Voor de druktoename van boven naar beneden in een vloeistof geldt de volgende formule:

$$\Delta p = \rho \cdot g \cdot \Delta h$$

Symbolen: Δp is hierin de druktoename in Pascal (Pa), ρ is de dichtheid van de vloeistof in kg/m³, g is de zwaartekrachtversnelling (bij het aardoppervlak 9,81 m/s²), en Δh is het hoogteverschil van het stuk vloeistofkolom waarover we de druktoename berekenen.

- Als je van beneden naar boven gaat, neemt de druk op deze manier af in plaats van toe.
- In deze formule komt het oppervlak A niet meer voor.

We hebben nu een eerste model: we proberen de atmosfeer te vergelijken met een kolom vloeistof. We gaan dat model nu testen. Om te beginnen kijken we of we met de formule de hoogte van de atmosfeer kunnen berekenen.

5 opdracht - de hoogte van de atmosfeer?

Je moet nu met behulp van de formule hierboven de hoogte van de atmosfeer uitrekenen. We werken hierbij vanaf de grond. Hier kennen we de luchtdruk (ga uit van 1000 hPa).

a. Zoek in BINAS de dichtheid van lucht op.

b. Bereken de hoogte van de atmosfeer.

c. Vergelijk je antwoord met de informatie in de figuur in bijlage 1 aan het eind van deze module.

Er is een verschil tussen je antwoord bij b en de werkelijkheid. Op de hoogte waarop de druk volgens het model 0 zou moeten zijn, is de druk niet nul.

d. Hoe groot is de luchtdruk in werkelijkheid op die hoogte?

Het model wijkt dus af van de werkelijkheid.

e. Bedenk oorzaken voor deze afwijking.

Elk model heeft goede en slechte eigenschappen.

f. Geef een goede en een slechte eigenschap van het 'vloeistofmodel' van de atmosfeer.

Op de hoogte waar de druk volgens het model nul Pa zou moeten zijn, is hij nog ongeveer 1/3 van de luchtdruk op zeeniveau. 'Het vloeistofmodel' is dus niet goed genoeg.

Figuur 1.7

Figuur 1.8

Opgaven

6 Druk op de tweede verdieping

Bij kleine verschillen in hoogte zal de formule $\Delta p = \rho \cdot g \cdot \Delta h$ goede resultaten geven omdat over kleine afstanden de dichtheid nauwelijks verandert.
Bereken met hoeveel Pa de druk daalt als je in een gebouw twee trappen omhoog loopt, naar de tweede verdieping, 10 m boven de begane grond.

7 Afleiden van de formule voor de druk in een vloeistofkolom

In deze opdracht moet je zelf de formule $\Delta p = \rho \cdot g \cdot \Delta h$ afleiden. Ga uit van de algemene formule voor (extra) druk: $(\Delta)\ p = \frac{F}{A}$. Probeer het eerst zelf. Maak gebruik van de tips hieronder als het niet lukt.

Tip 1: F is de zwaartekracht, dus $F = m \cdot g$. Vervang dus F door $m \cdot g$.

Tip 2: Druk dan m uit in het volume V en de dichtheid ρ.

Tip 3: Druk het volume V uit in het oppervlak A en de het hoogteverschil Δh.

8 De atmosfeer

Zie bijlage 1.

a. Hoe heten de onderste twee luchtlagen, en op welke hoogte bevinden ze zich?
b. Wat is het meest opvallende verschil tussen die twee lagen?
c. Op welke hoogte draaien satellieten rond de aarde?
d. Op welke hoogte eindigt volgens jou de atmosfeer (en begint de ruimte)? Licht je antwoord toe.

1.3 Gas onder druk

Er zijn minstens twee mogelijke redenen waarom het 'vloeistofmodel' mis gaat.

In de eerste plaats zijn vaste stoffen en vloeistoffen niet samendrukbaar, en gassen wel. De onderste lagen gas in de atmosfeer worden samengeperst door de hogere lagen. Hierdoor is de dichtheid van de lucht dicht bij het aardoppervlak groter dan de dichtheid hoger in de atmosfeer. Als je terugdenkt aan het baksteenmodel, zou je kunnen zeggen dat de onderste 'stenen' zwaarder zijn dan de bovenste, zoals je in figuur 1.9 geschetst ziet.

Figuur 1.9

Het samenpersen van een gas kun je simuleren met verschillende applets: zie http://www.phy.ntnu.edu.tw/java/idealGas/idealGas.html, of http://80.127.124.114/nina/lesmateriaal/stoffen_materialen/7_applet/index.php , of http://phet.colorado.edu/simulations/sims.php?sim=Gas_Properties
Deze laatste is ook te vinden op http://www.natuurkunde.nl/nina.

De tweede mogelijke reden is dat de druk ook afhangt van de temperatuur: hoe hoger de temperatuur, hoe hoger de druk. En de temperatuur neemt over de eerste 12 km af met de hoogte, zoals je kunt zien in bijlage 1.

Bij het opstellen van een model is het verstandig om maar één probleem tegelijk aan te pakken. We verwaarlozen daarom nu het temperatuureffect. In opgave 13 schatten we of dit redelijk is.

We kijken nu naar het verband tussen dichtheid en druk. Daarvoor moeten we eerst kijken naar het verband tussen druk en volume van een vaste hoeveelheid gas bij een vaste temperatuur.

Figuur 1.10 Boyle-apparaat

Practicum 1- Gasdruk en volume

N.B.: dit practicum kun je uitvoeren met 'echte' apparatuur, maar als dat niet mogelijk is kun je het onderzoek ook uitvoeren aan een computersimulatie. Je kunt de computersimulatie en een handleiding daarbij vinden op http://www.natuurkunde.nl/nina.

We onderzoeken het verband tussen het volume en de druk van een vaste hoeveelheid gas bij een vaste temperatuur. Dat kan met de opstelling van figuur 1.10. Het apparaat dat je ziet heet een Boyle-apparaat. Je kunt het volume van de lucht langzaam veranderen met de draaiknop rechts. Op de manometer kun je steeds de druk p aflezen.

In figuur 1.11 zie je het apparaat schematisch getekend. Om het volume te bepalen lees je steeds de lengte L af. Om het volume te berekenen moet je L eigenlijk elke keer met het oppervlak A vermenigvuldigen. Voor het rekengemak doen wij dat niet. Voor de vorm die de grafiek zal krijgen zal dat namelijk niet uitmaken. Het gaat goed, zolang je in de gaten houdt dat je de getallen langs de V-as eigenlijk nog met A zou moeten vermenigvuldigen.

Practicum 1 (vervolg)

Je leest de beginstand af voor het volume (de lengte) van de afgesloten hoeveelheid gas, en voor de druk (op de manometer).
Dan verander je het volume, en leest opnieuw af, enzovoort.

Van je resultaten maak je een grafiek. Zet V uit langs de horizontale as.
Herken je de vorm?

N.B.: Als jouw school beschikt over de juiste apparatuur kun je de proef ook iets gemakkelijker uitvoeren met Coachlab.

Figuur 1.11: Boyle-apparaat schematisch getekend.

Figuur 1.12

Figuur 1.13

In figuur 1.12 zie je het resultaat van zo'n onderzoek. In figuur 1.13 staat net zo'n grafiek, gemaakt met Excel. Beide grafieken hebben de vorm van een hyperbool, dus van het wiskundig verband y · x = constant. In ons geval wordt dat:

Wet van Boyle

Voor de druk en het volume van een vaste hoeveelheid gas bij een vaste temperatuur geldt het volgende verband:

$$p \cdot V = C$$

Symbolen: p is hierin de druk in Pascal (Pa), V is het volume en C is een constante. De grootte van de C wordt bepaald door de hoeveelheid gas en de temperatuur.

Dit resultaat staat bekend als de wet van Boyle.

Rekenvoorbeeld

Een bepaalde hoeveelheid lucht aan het aardoppervlak heeft een volume V_1 van 1 m³. De druk p_1 is hier 1000 hPa. Op een hoogte van 8 km is de druk p_2 = 356 hPa. Ga uit van dezelfde temperatuur op beide hoogtes.
Hoe groot is dan het volume V_2 van dezelfde hoeveelheid lucht (dus: dezelfde massa) op 8 km hoogte?

Rekenvoorbeeld (vervolg)

Antwoord:

Eerst berekenen we de constante voor deze hoeveelheid lucht op basis van de waarden aan het aardoppervlak:

$p_1 \cdot V_1 = 1000 \cdot 10^2 \times 1 = 1000 \cdot 10^2$ Pa m³. Dit is C voor onze hoeveelheid lucht.

Op 8 km hoogte krijgen we nu: $p_2 \cdot V_2 = C$, dus $356 \cdot 10^2 \cdot V_2 = 1000 \cdot 10^2$.
Hieruit volgt: $V_2 = 2{,}8$ m³.

Met behulp van de wet van Boyle en de formule voor dichtheid kunnen we nu een verband opstellen tussen druk en dichtheid.

Uit de formule voor dichtheid $\rho = \dfrac{m}{V}$ volgt: $V = \dfrac{m}{\rho}$.

Met Boyle wordt dit: $p \cdot \dfrac{m}{\rho} = C$.

Omdat we naar dezelfde hoeveelheid lucht kijken is m constant. We brengen m naar de andere kant. We krijgen dan: $\dfrac{p}{\rho} = \dfrac{C}{m} = C'$.

Voor het verband tussen de dichtheid en de druk van een hoeveelheid gas bij constante temperatuur geldt dus $\dfrac{p}{\rho} = C'$. Het accentje kunnen we weglaten, als we maar onthouden dat de constante een andere is dan de constante in $p \cdot V = C$.

Druk en dichtheid

Voor de druk en dichtheid van een vaste hoeveelheid gas bij een vaste temperatuur geldt dus het volgende verband:

$$\frac{p}{\rho} = C$$

Symbolen: p is hierin de druk in Pascal (Pa), ρ is de dichtheid en C is een constante die nog afhangt van de temperatuur.

Merk op dat het verband tussen dichtheid en druk lineair is. De grafiek van druk tegen dichtheid is een rechte lijn.

Figuur 1.14

Opgaven

9 Menselijke toren

a. Wat is de overeenkomst tussen de toren in figuur 1.14 en de drukverdeling in de atmosfeer? Wat speelt hier de rol van dichtheid, en wat speelt de rol van druk?

De bovenste man draagt een kind. Qua gewicht is dat een half mens. De twee daaronder dragen die man plus het kind.

b. Hoeveel gewicht (uitgedrukt in "mensen") draagt elke man op deze rij?

Als model voor de atmosfeer heeft dit 'menselijke toren model' goede en slechte eigenschappen.

c. Geef een goede en een slechte eigenschap van dit model.

10 Snel en langzaam samenpersen.

Bij practicum 1 moeten we de proef langzaam uitvoeren.

Waarom moet die proef beslist langzaam worden uitgevoerd?

11 Temperatuur en druk.

In de onderbouw en bij het hoofdstuk over materialen heb je het molecuulmodel gehad. Denk nu aan een gas in een ruimte waarvan het volume niet te veel kan veranderen, bijvoorbeeld de lucht in een ballon.

Leg uit met behulp van het molecuulmodel waarom de druk zal stijgen als de temperatuur toeneemt.

Figuur 1.15

12 Luchtbellen onder water.

Een duiker onder water produceert luchtbellen. Die luchtbellen stijgen op naar het wateroppervlak. We kijken in deze opgave hoe de grootte van die luchtbellen afhangt van de diepte. We gaan er daarbij van uit dat de temperatuur onder water in de bel overal vrijwel hetzelfde is, en we gaan uit van een druk bij het wateroppervlak van $9{,}8 \cdot 10^4$ Pa.

Een grote bolvormige luchtbel heeft vlak bij het wateroppervlak een diameter van 1 cm. Het volume van die bel is dan $5{,}2 \cdot 10^{-7}$ m^3.

a. Hoe groot was het volume van deze bel op 10 m diepte? (tip: maak gebruik van opdracht 4a)

Iemand beweert dat deze bel op 10 m diepte een diameter heeft van 0,5 cm, de helft van de diameter bij het wateroppervlak.

b. Is dat waar, is de bel groter of is hij kleiner? Licht je antwoord toe.

c. Op welke diepte is het volume van de bel vier keer zo klein als aan het oppervlak?

d. Leg uit op welke diepte de diameter van de bel 0,5 cm is.

Op zeer grote diepte mag je de wet van Boyle niet meer toepassen op de luchtbel, ook niet als de temperatuur constant blijft.

e. Waarom zou dat dan niet meer mogen?

13 De temperatuur in de atmosfeer

In het begin van paragraaf 1.3 hebben we gezegd dat we voorlopig het effect van temperatuursverandering verwaarlozen. In deze opgave kijken we wat preciezer of dat een redelijke benadering zou kunnen zijn. Gebruik bijlage 1.

a. Hoeveel graden Celsius daalt de temperatuur als je vanaf het aardoppervlak 11 km omhoog gaat?

b. Met hoeveel graden daalt de temperatuur dus per km?

Van de volgende twee beweringen is er één juist en de ander onjuist:

- "De temperatuur daalt over de eerste kilometer van 15°C tot 8,5°C. Dat is een daling van 43%. De temperatuurverandering is dus relatief gezien heel groot."
- "De temperatuur daalt over de eerste kilometer met 2,3%. De temperatuurverandering is dus relatief gezien niet zo groot."

c. Leg uit welke bewering juist is. Hoe zijn de percentages berekend?

Als je 8 km omhoog gaat daalt de druk van 1000 hPa naar 256 hPa.

d. Bereken met hoeveel procent de druk over 8 km daalt.

Als we aannemen dat de temperatuur niet te sterk verandert, kunnen we de wet van Boyle gebruiken.

e. Wat vind je nu van de benadering dat de temperatuur ongeveer constant zou zijn?

We komen later op deze aanname terug.

14 Dichtheid op de tweede verdieping

Bij opgave 6 heb je de formule $\Delta p = \rho \cdot g \cdot \Delta h$ gebruikt om te berekenen met hoeveel Pa de druk verandert als je in een gebouw twee trappen (10 m) omhoog oploopt. Je bent er toen van uitgegaan dat de dichtheid nauwelijks verandert. Je gaat nu berekenen *hoeveel* de dichtheid verandert. Ga er van uit dat bij de grond de druk 1000 hPa is, en de dichtheid 1,293 kg/m^3.

a. Gebruik je antwoord uit opgave 6 om de druk op 10 m hoogte te berekenen. Geef je antwoord in 6 significante cijfers.

b. Bereken nu met behulp van de wet van Boyle en je antwoord bij a de dichtheid op 10 m hoogte in 6 significante cijfers.

Als je nu opnieuw 10 m stijgt, naar een hoogte van 20 m, zullen de druk en de dichtheid verder dalen.

c. Gebruik je antwoorden bij a en b om de druk op 20 m hoogte te berekenen.

d. Bereken nu de dichtheid op 20 m hoogte.

1.4 Een computermodel van de atmosfeer

We kunnen nu een beter model opstellen van de druk in de atmosfeer. Eigenlijk ben je hier al mee begonnen bij opgaven 6 en 14. Het model bestaat uit de volgende vier stappen:

1. Je kent de druk p_o en de dichtheid ρ_o bij het aardoppervlak. Hiermee kun je de constante C berekenen: $C = \frac{p_o}{\rho_o}$. Dit doe je maar één keer.

2. Als je maar een klein stukje Δh omhoog gaat mag je aannemen dat de dichtheid ρ nauwelijks verandert. Je kunt dan uitrekenen dat de druk daalt met een hoeveelheid $\Delta p = \rho_o \cdot g \cdot \Delta h$. (Bij stap 4 zullen we corrigeren voor de afname van de dichtheid).
3. Dan bereken je druk p_1 op de nieuwe hoogte: $p_1 = p_o - \Delta p$.
4. Nu bedenk je dat de dichtheid toch iets gedaald zal zijn. Met behulp van de waarde p_1 uit stap 3 voor de druk bereken je nu een betere waarde, ρ_1, voor de dichtheid met de formule $C = \frac{p_1}{\rho_1}$.

Ga nu verder omhoog door de stappen 2 t/m 4 steeds te herhalen, waarbij je in de formules ρ_o vervangt door ρ_1, p_1 door p_2, enzovoort. In wiskundetaal: je vervangt p_i door p_{i+1} en ρ_i door ρ_{i+1}. Na twee stappen ben je op een hoogte $2\Delta h$, na 3 stappen op een hoogte $3\Delta h$, enzovoorts.

15 opdracht - de eerste 30 m van de atmosfeer

We gaan uit van dezelfde situatie als bij de opgaven 6 en 14, dus aan het aardoppervlak is de druk 1000 hPa en de dichtheid is 1,293 kg/m³.

a. Bereken de constante C (of zie opgave 14).
b. Volg het stappenplan hierboven en vul de tabel onderaan deze opdracht in. Gebruik je resultaten van de opgaven. Geef al je resultaten in 6 significante cijfers!

Door de aanname dat over elke 10 m de dichtheid constant is maak je een kleine fout. Daardoor zullen de waarden in de tabel een klein beetje te hoog of te laag zijn.

c. Leg uit of de waarde in de tabel voor de druk op 10 m hoogte iets te hoog of iets te laag zal zijn.

Als gevolg hiervan zal er ook een kleine fout zitten in de dichtheid op 10 m hoogte.

d. Leg uit of de waarde in de tabel voor de dichtheid op 10 m hoogte iets te hoog of te laag zal zijn.

Als deze foutjes elkaar versterken is het model niet goed.

e. Leg uit dat deze foutjes elkaar hier niet versterken.

Hoogte h (m)	Druk p (Pa)	Dichtheid ρ (kg/m³)
0	100 000	1,293
10		
20		
30		

Op deze manier kun je doorrekenen tot op grote hoogte, maar dat kost veel tijd. Je kunt een veel grotere stapgrootte Δh gebruiken, maar dan verandert de dichtheid tijdens de stap te veel. Daarom schakelen we een computer in.

Voor het maken van computermodellen bestaan verschillende programma's. Voor deze lessenserie heb je de keus uit meerdere mogelijkheden. Je hebt in elk geval de keus uit twee varianten in Coach 6, één in Powersim en één in Excel. Ze zijn te vinden op http://www.natuurkunde.nl/nina.

Met welke je gaat werken hangt af van je docent. In alle gevallen ga je vanuit een bestaand computermodel (van het stapelmodel) een beter model maken. Bij elk model hoort een korte handleiding. Die is in het model opgenomen. Gebruik het Excel-model alleen als je veel ervaring hebt met Excel!

Practicum 2 - Verbeteren van het stapelmodel

Start het gewenste computermodel op http://www.natuurkunde.nl/nina. Je komt dan in een scherm, waarin al een model klaar staat: het stapelmodel. Ga na hoe het model in elkaar zit. Start het model een keer om te zien wat het doet.

Je moet het model nu zelf gaan verbeteren zodat je het model uit deze paragraaf krijgt. Hiervoor moet je één of meer dingen veranderen.

a. Bedenk wat je moet veranderen. Voer de verandering door. Test of je model werkt door het model te starten zodat het de grafiek gaat tekenen.

Het eerste wat je nu moet gaan onderzoeken is of je stapgrootte dh (= Δh) klein genoeg is. Dat kun je doen door dh veel groter en kleiner te maken. Als dh klein genoeg is, verandert de grafiek niet zichtbaar meer.

b. Onderzoek of de stapgrootte dh klein genoeg is. Bij welke stapgrootte krijg je zichtbare afwijkingen?

c. Bepaal uit je grafiek de druk op 8 km hoogte. Vergelijk je resultaat met bijlage 1. Bereken hoeveel % je model er naast zit.

Hoewel het model nu veel beter is, zijn er toch nog een paar verschillen met de werkelijkheid.

d. Bedenk zo veel mogelijk oorzaken voor de verschillen. Probeer bij elke oorzaak aan te geven of daardoor het model een te hoge of een te lage uitkomst voorspelt. In sommige gevallen kun je eenvoudig je model iets aanpassen. Doe dat dan, en verbeter je antwoord op het vorige onderdeel.

e. Print de beste grafiek. Noteer zo precies mogelijk welke verbeteringen je uiteindelijk hebt aangebracht.

De drukverdeling die je uit het model hierboven krijgt, heet de **barometrische hoogteverdeling**. Het model blijkt een stuk beter te zijn dan het vloeistofmodel. Toch kan het nog beter. Daarvoor moeten we weten hoe de druk en dichtheid afhangen van de temperatuur. In het volgende hoofdstuk gaan we hierop in.

Begrippen

Druk
Dichtheid
Barometrische hoogteverdeling

Samenvatting

- De drukverandering over een hoogteverschil Δh in een vloeistof of vaste stof kun je berekenen met de formule $\Delta p = \rho \cdot g \cdot \Delta h$.
- Deze formule is niet bruikbaar is bij het berekenen van de luchtdruk in de atmosfeer op sterk verschillende hoogtes omdat de dichtheid van de lucht afhangt van de hoogte.
- Deze formule is wel bruikbaar bij hoogteverschillen die zo klein zijn dat de dichtheid niet sterk verandert.
- Voor een vaste hoeveelheid gas bij een vaste temperatuur geldt de wet van Boyle: $p \cdot V = C$.
- Voor het verband tussen dichtheid en druk geldt dan: $\frac{p}{\rho} = C$. De C in deze formule is niet dezelfde als die in de formule hierboven.
- Je weet hoe het computermodel voor de barometrische hoogteverdeling in elkaar zit (zie het stappenplan in §1.4).

Opgaven

16 Tot welke hoogte is de dichtheid constant?

Bij practicum 2 heb je een grafiek gemaakt van de drukverdeling in de atmosfeer.

a. Trek een raaklijn aan die grafiek bij h = 0.

b. Tot welke hoogte kun je redelijk aannemen dat de dichtheid constant is?

2 Luchtstromen

Luchtstromen in de atmosfeer

Hoofdstukvraag	Hoe stroomt de lucht over de aardbol?

Figuur 2.1.

2.1 Introductie

Het is nu duidelijk dat de luchtdruk in de atmosfeer verandert met de hoogte. Dat zegt op zichzelf nog niets over het weerbericht voor morgen of over het klimaat op aarde. Maar je hebt de drukverdeling nodig als je luchtstromingen gaat bestuderen.

Vanuit de ruimte naar de aarde kijkend, valt het op dat er in de luchtstromen op aarde vaste patronen zijn te ontdekken. De komende twee lessen komt de natuurkundige verklaring van die patronen aan bod.

Video: Luchtstromen

17 Opdracht - Luchtstromen

Bekijk het filmpje "Luchtstromen". Je vindt dit filmpje op http://www.natuurkunde.nl/nina. Het filmpje kun je in drie stukjes knippen. Schrijf met een paar steekwoorden op wat er in de verschillende stukken wordt verteld.

Als je kritisch kijkt roept dat filmpje vragen op. Waarom stijgt de lucht op? En: hoe ver stijgt de lucht op?

Het antwoord op de eerste vraag lijkt eenvoudig. De zon verwarmt de lucht, en warme lucht stijgt op. Maar het ligt ingewikkelder. Van de zonnestraling die de aarde bereikt wordt 30% gereflecteerd. Slechts 19% wordt ergens in de atmosfeer door gassen of wolken geabsorbeerd. Verreweg het grootste deel van de zonnestraling verwarmt de grond en het water aan het aardoppervlak. Dat geeft -op zijn beurt- de warmte af aan de lucht vlak erboven.

Figuur 2.2.

Lucht wordt dus vooral via het aardoppervlak verwarmd.

De warme lucht zet dan uit, de dichtheid wordt kleiner en de warme lucht zal opstijgen als een kurk die je onder water loslaat. Maar tot welke hoogte? Daarvoor moeten we weten hoe de dichtheid en de druk samenhangen met de temperatuur.

Opgaven

18 Ondoordringbare lucht?

In paragraaf 2.1 staat dat de lucht vooral via het aardoppervlak wordt verwarmd. Stel dat de zon de lucht voornamelijk rechtstreeks zou verwarmen, wat zou dat betekenen voor de temperatuur en de wind aan het aardoppervlak?

Figuur 2.3.

19 Opstijgende lucht

Hierboven hebben we gezegd dat lucht opstijgt als het door het aardoppervlak verwarmd wordt. Er zijn nog drie andere redenen waarom lucht kan opstijgen. Bedenk welke redenen.

2.2 Hoe gedraagt een gas zich als je de temperatuur verandert?

In opgave 11 van het vorige hoofdstuk heb je beredeneerd waarom de druk van een vaste hoeveelheid gas in een ruimte met een vast volume zal stijgen als de temperatuur toeneemt. Je kunt dit ook experimenteel onderzoeken.

Practicum 3 - Druk, temperatuur en volume

Dit onderzoek doe je met behulp van een computersimulatie die je kunt vinden op http://www.natuurkunde.nl/nina. Hier vind je ook de benodigde werkbladen. De computersimulatie gaat uit van bewegende en botsende moleculen die elkaar niet kunnen aantrekken, en waarvan het volume verwaarloosbaar klein is.

a. Onderzoek hoe de druk van een vaste hoeveelheid gas afhangt van de temperatuur als het volume van het gas constant wordt gehouden.

b. Onderzoek hoe het volume van een vaste hoeveelheid gas afhangt van de temperatuur als de druk van het gas constant wordt gehouden.

De Fransman Gay-Lussac heeft dit onderzoek in de eerste helft van de 19e eeuw gedaan aan echte gassen. Hij vond, dat de druk p en de absolute temperatuur T (in Kelvin) recht evenredig waren:

$$p = const \cdot T \text{, ofwel } \frac{p}{T} = const .$$

Ook ontdekte hij, dat als je de druk constant hield, het volume en de absolute temperatuur recht evenredig waren: $V = const \cdot T$, ofwel $\frac{V}{T} = const$ (Deze constante is niet dezelfde als de constante hierboven).

Een voorwaarde was wel, dat de gassen niet gingen condenseren. Combineer je deze twee wetten met de wet van Boyle, dan krijg je de 'ideale gaswet':

Ideale gaswet

Voor de druk, het volume en de temperatuur van een vaste hoeveelheid gas bij een vaste temperatuur geldt het volgende verband:

$$\frac{p \cdot V}{T} = C$$

Symbolen: p is hierin de druk in Pascal (Pa), V is het volume, T is de absolute temperatuur (in Kelvin) en C is een constante. De grootte van C wordt bepaald door de hoeveelheid gas.

Dit resultaat staat bekend als de ideale gaswet, of als de wet van Boyle-Gay-Lussac.

Rekenvoorbeeld

Bekijk een luchtbel aan het aardoppervlak met een volume V_1 van 1 m³.
De druk p_1 aan het aardoppervlak is 1000 hPa, de temperatuur T_1 is 288 K (= 15 °C). Als de zon gaat schijnen wordt de luchtbel verwarmd door het aardoppervlak. De lucht naast onze bel wordt niet verwarmd (die bevindt zich in de schaduw, of boven water). De temperatuur van onze luchtbel stijgt tot 20 °C.

Hoe groot wordt het volume van de bel, als je mag aannemen dat hij bij het aardoppervlak blijft?

Antwoord:

Eerst berekenen we de constante voor deze hoeveelheid lucht op basis van de waarden aan het aardoppervlak voordat de zon gaat schijnen:

$$\frac{p_1 \cdot V_1}{T_1} = \frac{1000 \cdot 10^2 \cdot 1}{283} = 353 = C\,.$$

De bel zet uit tegen de omringende lucht in. De druk blijft dan hetzelfde: p_2 = 1000 hPa. De temperatuur stijgt met 5 K, dus T_2 = 288 K.

We krijgen nu: $\frac{p_2 \cdot V_2}{T_2} = 353$, dus $\frac{1000 \cdot 10^2 \cdot V_2}{288} = 353$.

Hieruit volgt: $V_2 = \frac{353 \cdot 288}{1000 \cdot 10^2}$ = 1,02 m³.

Bedenk wel:

- de constante in de ideale gaswet hierboven hangt nog af van het aantal moleculen. Als dat verandert, verandert de constante ook.
- de wet geldt voor 'ideaal' gas. In opgave 20 gaan we in op de grenzen van de ideale gaswet. Maar als er vloeistof of vaste stof (ijs) aanwezig is geldt de wet in elk geval niet.

Valkuil

In de ideale gaswet moet je de temperatuur in Kelvin (K) invullen: het is de absolute temperatuur. Je mag beslist niet de temperatuur in graden Celsius invullen. Dat zal direct duidelijk zijn als je 0°C (= 273 K) probeert in te vullen.

In de ideale gaswet hierboven staan drie variabelen: druk, volume en temperatuur. Als één van die drie verandert weet je nog niet wat de twee overgebleven variabelen zullen doen. Daarvoor is altijd een extra gegeven nodig. We komen hier op terug.

In principe kun je nu het computermodel uit §1.4 verbeteren, door met de ideale gaswet te rekenen in plaats van met de wet van Boyle. Je moet dan in het model opnemen hoe de temperatuur met de hoogte verandert. Je zou daarvoor de gegevens uit bijlage 1 kunnen gebruiken. Wij doen dat hier nu niet.

Opgaven

20 Wetten van Gay-Lussac

Gay-Lussac moest voor zijn wetten twee opstellingen bedenken:

- één opstelling waarbij het volume constant bleef, en
- één opstelling waarbij de druk constant bleef.

a. Bedenk een opstelling waarbij je het volume van het gas constant houdt. Hoe verander je in deze opstelling de druk of de temperatuur?
b. Bedenk een opstelling waarbij je de druk van het gas constant houdt. Hoe verander je in deze opstelling het volume of de temperatuur?

21 Ideaal gas?

De wet geldt voor een "ideaal" gas. Dat geeft al aan, dat de wet misschien niet perfect op gaat voor een "echt" gas. In een ideaal gas is het volume van de moleculen verwaarloosbaar klein en trekken de moleculen elkaar niet aan.

Leg uit in welke van de situaties hieronder de wet niet zal opgaan en leg ook uit waarom niet.

a. We maken de temperatuur heel hoog.
b. We maken de temperatuur heel laag.
c. We maken de druk heel hoog.
d. We maken de druk heel laag.
e. We maken het volume van het gas heel groot.
f. We maken het volume van het gas heel klein.

22 Gaswet en computermodel

Volgens ons computermodel in §1.4 was de druk op 10 km hoogte iets groter dan in werkelijkheid. Verklaar het verschil nu met behulp van de ideale gaswet.

2.3 Een opstijgende luchtbel.

In het rekenvoorbeeld hierboven stelden we dat de druk van het gas gelijk bleef. Als we dat niet hadden kunnen doen was het probleem onoplosbaar geweest: druk en volume hadden allebei kunnen veranderen.

Figuur 2.4: Zweven op opstijgende luchtbellen (thermiek).

Bij een opstijgende luchtbel verandert de druk wel. Hoe hoger je in de atmosfeer komt, hoe lager de druk van de lucht in je omgeving wordt. Hierdoor wordt het volume van de opstijgende lucht groter. De luchtbel duwt de omringende lucht opzij. De bel verricht dan arbeid, en dat kost energie. De enige energie die een droge luchtbel heeft is zijn warmte. De bel verliest dus warmte. Daardoor daalt de temperatuur van de bel.

Dit proces gaat door totdat de temperatuur (en dus ook de dichtheid) van de luchtbel gelijk is geworden aan de temperatuur (en de dichtheid) van de omringende lucht.

Een proces waarbij een gas geen warmte krijgt uit zijn omgeving heet een **adiabatisch proces**. Adiabatische processen kunnen goed doorgerekend worden, maar daarvoor is veel wiskunde nodig. Daarom geven we hier alleen een belangrijk resultaat:

In een droge opstijgende luchtbel daalt de temperatuur met ongeveer 9,8 °C per km.

Vochtige opstijgende luchtbellen bespreken we later.

Wat er met de luchtbel gaat gebeuren hangt af van de stabiliteit van de atmosfeer. Als de temperatuur van de omringende lucht sneller afneemt dan 9,8 °C/km blijft de omringende lucht koeler en zal de luchtbel blijven stijgen. De atmosfeer heet dan **instabiel**. Als de temperatuur van de omringende lucht minder snel afneemt, dan zal de luchtbel stijgen totdat zijn temperatuur gelijk is aan die van zijn omgeving. De atmosfeer heet dan **stabiel**.

Animatie "huiskamer".

Boven warme delen van het aardoppervlak ontstaat dus een sterke opwaartse beweging van de lucht. Die lucht hoopt zich op een zekere hoogte op. Hier is de luchtdruk hoger dan in de omgeving. Daardoor ontstaat hier, hoog in de atmosfeer, een luchtstroom in de richting van gebieden waar het aardoppervlak kouder is. De lucht koelt daar weer af en zal daarbij dalen. De afgekoelde lucht stroomt langs het aardoppervlak weer terug. Het lijkt een beetje op de stroming zoals die in een huiskamer met centrale verwarming plaatsvindt. Zie de animatie "huiskamer" op http://www.natuurkunde.nl/nina.

Zo'n systeem van rondstromende lucht noemen we een **convectiecel**.

Figuur 2.5:convectiecel

Figuur 2.6.

Schematisch ziet zo'n convectiecel er uit als in figuur 2.5.

De stroming heeft gevolgen voor de druk aan het aardoppervlak. Boven de warme gebieden stroomt de lucht weg naar de koudere gebieden. Daardoor neemt de hoeveelheid lucht boven het warme gebied af. Aan het aardoppervlak ontstaat dan een lagedrukgebied. In de koudere gebieden waar de lucht naar toe is gestroomd ontstaat aan het aardoppervlak een hogedrukgebied. Van daaruit stroomt de lucht weer terug naar het warme lagedrukgebied. Hoe hoger het drukverschil, hoe sneller de lucht zal stromen.

Hieruit zou je de volgende twee conclusies kunnen trekken:

- Aan het aardoppervlak zou de lucht in het algemeen van hogedrukgebieden naar lagedrukgebieden moeten stromen.
- De convectiecellen zouden zich uit moeten strekken vanaf de evenaar tot aan de polen (figuur 2.6). In de buurt van de evenaar zouden lagedrukgebieden moeten zijn, en aan de polen hogedrukgebieden.

Is dat ook zo? Onze ervaring leert wat anders.

Opgaven

23 Luchtverontreining

De stabiliteit van de atmosfeer is van belang bij luchtverontreiniging door auto's en fabrieken. Leg uit of je in een stabiele atmosfeer meer of minder last zult hebben van luchtverontreiniging dan in een instabiele atmosfeer.

24 Hoe ver stijgt lucht op?

In opgave 13 heb je berekend met hoeveel graden Celsius de temperatuur daalt per km volgens de figuur in bijlage 1. Deze figuur beschrijft een gemiddelde atmosfeer. In die atmosfeer is de temperatuur aan het aardoppervlak 27 °C.

a. Teken een grafiek van de temperatuur tegen de hoogte voor die gemiddelde atmosfeer. Zet de hoogte horizontaal, en laat de as lopen tot een hoogte van 12 km.

We gaan uit van een droge luchtbel die door de aarde tot 30,5 °C verwarmd wordt en dan opstijgt.

b. Teken in dezelfde grafiek de temperatuur van deze luchtbel als functie van de hoogte.

c. Bepaal uit de grafiek tot welke hoogte de luchtbel zal stijgen.

Je kunt deze hoogte ook berekenen.

d. Stel de vergelijkingen op die bij beide grafieken horen.

e. Bereken de hoogte tot waar de luchtbel zal stijgen.

Figuur 2.7: Cirrostratus komt voor op hoogten van 10 tot 15 kilometer en is doorzichtig. Soms ontstaat er een 'halo' om de zon of maan.

25 Hoe ver stijgt lucht maximaal op?

Leg met behulp van bijlage 1 uit waarom lucht nooit hoger zal stijgen dan tot de grens van de troposfeer en de stratosfeer.

26 Hoge- en lagedrukgebieden

a. Waarom zal juist boven de evenaar lucht in het algemeen opstijgen?
b. Waar zullen in de zomer en de herfst in het algemeen hogedrukgebieden ontstaan, boven land of boven zee? Leg je antwoord uit.
c. Dezelfde vraag, maar dan voor de winter en lente.

2.4 Corioliseffect.

Figuur 2.8 geeft een betere beschrijving van de convectiecellen op aarde. Je moet daarbij beseffen dat het gaat om gemiddelden. Maar ook hier zijn afwijkingen: de stroming aan het aardoppervlak volgt niet de pijlen uit de cellen, maar de pijlen die zijn aangegeven met 'westerlies' en 'trade winds'. Ook hoog in de atmosfeer volgt de stroming de pijlen uit de cellen niet.

Figuur 2.8:

Video "weerbericht"

27 Opdracht - De windrichting aan het aardoppervlak

Bestudeer figuur 2.8 en 2.9, bekijk het filmpje "Weerbericht" van Peter Timofeef op http://www.natuurkunde.nl/nina en/of de computersimulaties van wolkenvorming en luchtstroming op
http://www.vets.ucar.edu/vg/CCM3T170/index.shtml.
Welke verschillen en welke overeenkomsten zie je als je de luchtstromen vergelijkt met de uitkomsten van de vorige paragraaf?

Figuur 2.9.

Video 3 draaimolen.

Video 4 draaimolen, camera draait mee

Figuur 2.10: Baan van de bal, gezien vanuit de meedraaiende camera. De draaimolen draait met de klok mee.

Video 5 draaimolen, camera draait niet mee.

Figuur 2.11: Baan van de bal gezien vanuit de stilstaande camera, foto op moment van vangen. De draaimolen draait met de klok mee.

Er vallen verschillende dingen op:

- Wat vooral in het weerbericht en figuur 2.9 opvalt, is dat de lucht helemaal niet stroomt van hogedruk naar lagedruk, maar dwars op die richting.
- Wat wel klopt, is het patroon van opstijgende lucht (en lage druk aan het aardoppervlak) aan de evenaar. Ook klopt het, dat er aan de polen koude hogedrukgebieden zijn.
- Maar het stromingspatroon vormt niet op elk halfrond één grote convectiecel. Het bestaat uit drie kleinere cellen. De stromingen binnen die cellen hebben grote afwijkingen van de noord-zuid richting.

We gaan niet in op de verschillende convectiecellen. Misschien iets voor een praktische opdracht of een profielwerkstuk? We zullen wel ingaan op de afwijkende stroomrichting. De oorzaak heeft te maken met de draaiing van de aarde. We gaan daarom experimenteren met een ander draaiend voorwerp: een draaimolen.

28 Oriëntatieopdracht - Kennismaken met de draaimolen

Bekijk de filmpjes 3 en 4, 'draaimolen, camera draait mee'. Deze zijn te vinden op http://www.natuurkunde.nl/nina.

Probeer uit te leggen hoe het komt dat de gele bal niet in een rechte lijn lijkt te bewegen.

In figuur 2.10 zie je duidelijk een kromme baan. Dat lijkt vreemd. Er werkt immers geen kracht op de bal. Volgens de eerste wet van Newton zou de bal met een constante snelheid rechtdoor moeten gaan.

29 Opdracht - Nogmaals de draaimolen

Het probleem wordt opgelost als je filmpje 5, 'draaimolen, camera draait niet mee,' bekijkt. Deze is te vinden op http://www.natuurkunde.nl/nina.

Gezien vanuit een camera die niet met de draaimolen meebeweegt blijkt de baan van de bal recht te zijn. Er werkt dus inderdaad geen kracht op de bal.

De kracht die er volgens de meebewegende camera werkt, is schijn, het is een *schijnkracht*. We noemen hem de **corioliskracht**, naar de Franse ingenieur Coriolis. Die ontdekte dat afgeschoten kanonskogels altijd een afwijking naar rechts kregen, in welke richting je het kanon ook afvuurde. Hij gaf ook de verklaring dat het lag aan de draaiing van de aarde. Het heeft alles te maken met relatieve bewegingen. We moeten het vanaf nu niet meer hebben over 'de snelheid', maar over 'de snelheid ten opzichte van de draaimolen' en 'de snelheid ten opzichte van de grond.'

N.B.: Coriolis merkte dat de kanonskogel een afwijking naar rechts kreeg. De afwijking in het filmpje van de draaimolen is naar links. Dat komt omdat de draaimolen in het filmpje van bovenaf gezien met de klok mee draait. Als je vanuit de ruimte naar de noordpool kijkt, draait de aarde tegen de klok in.

Om beter te begrijpen hoe de corioliskracht werkt bekijken we enkele speciale gevallen. Daarbij moet je steeds bedenken dat punten aan de rand een hogere snelheid hebben dan punten in de buurt van de as van de molen. Bij de aarde geldt dat ook. Punten aan de evenaar hebben een hoge snelheid,

Figuur 2.12: Gooien vanuit het midden. Zwarte pijlen geven de snelheid van de bal en de punten op de molen ten opzichte van de grond.

Figuur 2.13: Gooien vanaf de rand. De gele pijl is de extra snelheid die de bal krijgt door het gooien.

Figuur 2.14: Gooien in de draairichting. De gele pijl is de extra snelheid die de bal krijgt door het gooien. De stippellijn is de baan van degene die gooit.

hoe dichter je bij de polen komt hoe lager de snelheid is. We kiezen vanaf nu de draairichting die past bij het noordelijk halfrond van de aarde.

- Gooien vanuit het midden.

Als je vanuit het stilstaande midden een bal in de richting van de rand gooit of rolt, volgt de bal een baan die ten opzichte van de grond een rechte lijn is.

De draaimolen draait intussen onder de bal door. Vanaf de draaimolen gezien heeft de bal dus een afwijking naar rechts en is de baan van de bal krom.

Hetzelfde effect krijg je als je vanaf de noordpool een kogel in de richting van de evenaar schiet.

- Gooien vanaf de rand naar het midden.

Je gooit de bal vanaf de rand. Je mikt op de as van de molen. Je denkt dan dat de snelheidsvector van de bal recht op die as gericht is (de gele pijl in figuur 2.13). Maar ten opzichte van de aarde heeft de bal ook nog een snelheidscomponent in de richting waarin de molen draait. De bal zal daardoor ten opzichte van de grond bewegen in een rechte lijn, met een afwijking in de draairichting. Zie de dikkere zwarte pijl. Vanuit de draaimolen gezien is de baan krom.

Als je vanaf de evenaar op de noordpool mikt krijg je hetzelfde effect.

- Gooien in de draairichting.

We bekijken nu wat er gebeurt als je de bal vanaf een punt op de draaimolen in de draairichting gooit. De bal gaat ten opzichte van de grond rechtdoor volgens een rechte lijn. Zijn snelheid ten opzichte van de grond is de som van de gooisnelheid plus de snelheid van zijn startpunt op de draaimolen op het moment van gooien.

Jijzelf volgt een cirkelbaan (de stippellijn in figuur 2.14). Vanuit jou gezien beweegt de bal naar rechts.

Op de aarde gebeurt in principe hetzelfde. Bekijk de figuren 2.15 en 2.16 In deze figuren is de zwaartekracht uitgeschakeld.

Figuur 2.15: Een mannetje schiet een kogel weg in oostelijke richting.

Figuur 2.16: Het mannetje draait weg van de kogelbaan (zwaartekracht op de kogel is uitgeschakeld).

In figuur 2.15 schiet een mannetje een rode kogel weg in de draairichting, dus naar het oosten. De baan van de kogel zal, zonder zwaartekracht, vanaf dan een rechte lijn zijn. Terwijl de kogel rechtuit gaat draait de aarde verder. Het mannetje gaat daardoor naar links. Zie figuur 2.16. De baan van de kogel

Figuur 2.17: R is de straal van de aarde, r de straal van de baan van een punt op aarde.

Figuur 2.18.

Figuur 2.19: weerkaart met hoge- en lagedrukgebieden en isobaren.

Figuur 2.20: wet van Buys Ballot.

is aangegeven vanaf het vertrekpunt, gezien vanuit een vast punt in de ruimte. Vanuit het mannetje gezien heeft de kogel een afwijking naar rechts. Een korte animatie hiervan is te vinden op www.natuurkunde.nl/nina.

Als we de zwaartekracht weer inschakelen wordt de kogel niet naar het middelpunt van de baan van het mannetje getrokken, maar naar het middelpunt van de aarde (zie ook figuur 2.17 en 2.18). Er blijft een afwijking naar rechts bestaan.

Verschil tussen de draaimolen en de draaiende aarde.

Er is een verschil tussen de aarde en de draaimolen. Als je op draaimolen van de rand naar het midden gaat verandert de snelheid van punten op de molen gelijkmatig. Voor de snelheid v van een punt op afstand r van het midden van de molen geldt immers de formule voor een eenparige cirkelbeweging:

Snelheid bij een cirkelbeweging

Voor een eenparige cirkelbeweging geldt:

$$v = \frac{2\pi r}{T}$$

Symbolen: v is de baansnelheid van een punt (in m/s) op afstand r van het middelpunt (in m) en T is de tijd voor één omwenteling van de draaimolen (in s).

De aarde is bol. Je kunt bij de aarde dezelfde formule gebruiken, maar r is dan de afstand tot de aardas (Zie figuren 2.17 en 2.18). R is hier de straal van de aarde.

Als je vanaf de evenaar een klein stukje in noordelijke of zuidelijke richting loopt verandert de snelheid van het aardoppervlak nauwelijks. Omdat er nauwelijks verschillen in snelheid zijn is de corioliskracht nul.
Als je vanaf de pool in de richting van de evenaar loopt verandert de snelheid van het aardoppervlak snel. Aan de polen is de corioliskracht het grootst.

Coriolis en windrichting.

We verwachtten dat de lucht aan het aardoppervlak van een hogedrukgebied naar een lagedrukgebied zou stromen, maar door het corioliseffect krijgt de stroming op het noordelijk halfrond een afwijking naar rechts. Op onze breedtegraad is die afwijking groot. Lucht stroomt hier ongeveer langs of onder een kleine hoek met de **isobaren**. Een isobaar is een lijn waarlangs de druk niet verandert. Op weerkaarten zijn ze vaak ingetekend.

Rond een hogedrukgebied op het noordelijk halfrond ontstaat op deze manier een stroming met de klok mee, en bij een lagedrukgebied een stroming tegen de klok in. Samengevat heet dit verschijnsel: de wet van Buys Ballot.
Hij kan ook op andere manieren worden geformuleerd:

Met de rug naar de wind ligt het lagedrukgebied op het noordelijk halfrond links terwijl aan de rechterkant de luchtdruk hoger is

Op het zuidelijk halfrond is het omgekeerd.

Op dit moment is er enig zicht op windrichting. Maar hoe en waarom ontstaan wolken en wanneer gaat het regenen?

Begrippen

Ideaal gas
Adiabatisch proces
(in)stabiele atmosfeer
Convectiecel
Corioliseffect
Isobaren

Figuur 2.21: Buys Ballot (1817-1890)

Samenvatting

- Lucht wordt nauwelijks rechtstreeks door de zon verwarmd
- Voor een ideaal gas geldt: $\frac{p \cdot V}{T} = C$
- Bij een proces krijgt een gas geen warmte uit zijn omgeving.
- Het proces in een opstijgende luchtbel is adiabatisch.
- De temperatuur in droge opstijgende lucht daalt met ongeveer 9,8 °C per kilometer.
- In een stabiele atmosfeer neemt de temperatuur van de omringende lucht sneller af met de hoogte dan de temperatuur van een opstijgende luchtbel.
- In een instabiele atmosfeer geldt het omgekeerde. Hierdoor blijft de luchtbel stijgen.
- Je kent de eigenschappen van het stromingspatroon in een convectiecel.
- De corioliskracht is een schijnkracht die ontstaat door de draaiing van de aarde.
- Isobaren zijn (denkbeeldige) krommen op het aardoppervlak. Op een isobaar is de luchtdruk gelijk.
- De wet van Buys Ballot: door de corioliskracht stroomt op het noordelijk halfrond de lucht niet van een hogedrukgebied naar een lagedrukgebied, maar heeft een afwijking naar rechts.
- Voor de snelheid van een punt op een cirkelbaan geldt $v = \frac{2\pi r}{T}$.

Opgaven

30 Eeuwig noordenwind?

Aan de evenaar is het aardoppervlak in het algemeen het warmst, bij de polen het koudst. Aan de evenaar zou er dus een lagedrukgebied moeten ontstaan, en aan de polen een hogedrukgebied. Aan het aardoppervlak zou er op het noordelijk halfrond een wind moeten gaan waaien van het noorden naar het zuiden, zoals is aangegeven in figuur 2.22.

Figuur 2.22.

Bedenk zoveel mogelijk redenen waarom de luchtstromingspatronen op aarde hiervan afwijken.

Figuur 2.23.

31 Echt recht?

Als je kijkt naar de foto in figuur 2.23, die gemaakt is met een camera die niet meedraaide, zie je dat de baan niet perfect recht is.

a. Geef een verklaring voor de afwijking.

b. Bestaat dit effect ook bij luchtstromingen? Zo ja, wat verwacht je dan van de grootte van het effect?

32 De aarde draait...

a. Geef in een tekening aan in welke richting de aarde om de aardas draait.

b. Bereken de omtreksnelheid van een boom die op de evenaar staat in m/s en in km/h. Gebruik gegevens uit BINAS.

c. Bereken de omtreksnelheid van een boom in Nederland. Zoek daarvoor de breedtegraad van Nederland op.

De straal r van de cirkel die een punt van het aardoppervlak beschrijft hangt af van de straal R van de aarde en van de breedtegraad φ. Hiervoor kun je een formule opstellen.

d. Bekijk figuur 2.18 en stel die formule op.

33 Kanon

Figuur 2.24: Kaiser-Wilhelm-Geschütz.

De Duitsers hadden in de Eerste Wereldoorlog een geheim kanon om Parijs mee te beschieten. Het schoot kogels weg met een snelheid van 686 m/s.

Je gaat onderzoeken wat het gevolg is van het corioliseffect op deze kogels.

Neem aan dat de snelheid tijdens de vlucht niet verandert. Je mag ook aannemen dat de kogel tijdens zijn vlucht een cirkelvormige baan beschrijft rond de aarde. Je hoeft dus geen rekening te houden met hoogteveranderingen tijdens de vlucht.

Stel dat dit kanon precies op de noordpool zou staan en zou schieten op een doel 122 km verderop.

a. Bereken hoe ver de kogel naast het doel komt als de schutter geen rekening houdt met het corioliseffect.

Stel dat dit kanon 61 km ten noorden van de evenaar staat en je mikt op een boom 122 km zuidelijker.

b. Bereken hoe ver de kogel naast de boom komt als de schutter geen rekening houdt met het corioliseffect.

c. Schets de baan van de kogel bij de vragen a en b, gezien vanaf het aardoppervlak.

34 Afvoerputjes

Er wordt wel beweerd dat water, dat wegloopt door de afvoer van een badkuip, een afwijking krijgt als gevolg van de draaiing van de aarde, waardoor een draaikolk ontstaat die altijd dezelfde richting heeft.

In landen rond de evenaar wordt dit effect wel gedemonstreerd, soms op slechts 20 m van de evenaar.

a. Leg uit of het waarschijnlijk is dat dit wordt veroorzaakt door de corioliskracht.

Zonder bewijs geven we hier de formule voor de corioliskracht:

$$F_{cor} = \frac{4\pi \cdot mv}{T} sin(\varphi)$$

In deze formule is T de omlooptijd van de aarde in seconden, v de snelheid van het voorwerp ten opzichte van de aarde, m de massa van het voorwerp en φ de breedtegraad.

b. Bereken de corioliskracht op 1 liter water dat stroomt met een snelheid van 1 m/s bij de noordpool.

c. Wat vind je nu van de 'demonstratie' van het corioliseffect bij afvoerputjes aan de evenaar?

Figuur 2.25.

35 Zeilen

Maak bij deze opgave gebruik van figuur 2.8.

Je wilt van Europa naar Venezuela in Zuid-Amerika zeilen. Welke route kun je dan het beste kiezen: via Noord-Amerika of via West-Afrika?

36 Weerkaarten begrijpen.

Bekijk de weerkaart van zondag 3 december 2006, 12.00 uur, in figuur 2.26. Alle vragen hieronder gaan over het weer op dat tijdstip, of de uren daarna.

a. Lees de druk af in hPa in het lagedrukgebied tussen Schotland en IJsland.

b. Hoe hoog is de druk op de Balkan, richting Griekenland?

c. Leg uit wat de windrichting is boven Nederland.

d. Waar waait het harder, boven Ierland of boven Spanje? Verklaar je antwoord.

Figuur 2.26.

37 Fronten.

In figuur 2.26 zie je dikkere blauwe en rode lijnen met halve cirkels en driehoeken. Deze geven fronten aan.

- Bij een warmtefront stuit warmere stromende lucht op koudere lucht. De warmere lucht heeft een kleinere dichtheid en stijgt op. De lijnen met halve cirkels geven een warmtefront aan. De stroomrichting is in de richting van de bolling.
- Bij een koudefront stuit koudere stromende lucht op warmere lucht. De warmere lucht wordt dan als het ware opgetild door de koudere. De lijnen met driehoeken zijn koudefronten. De driehoek geeft de stroomrichting aan.

- Het kan ook gebeuren dat een koudefront een warmtefront inhaalt. Dat wordt dan in zijn geheel opgetild. We spreken dan van een occlusiefront. Zo'n front wordt aangegeven met driehoeken én halve cirkels.

Bij fronten ontstaan wolken en kan het gaan regenen.

a. In welke landen van Europa is volgens figuur 2.26 op korte termijn regen te verwachten?

b. Zal de temperatuur in Nederland volgens figuur 2.26 op korte termijn gaan stijgen of dalen?

38 Depressies.

Figuur 2.28.

Figuur 2.29.

Figuur 2.27: Druk en de neerslag bij een weerstation in den Haag vanaf 2 tot en met 5 maart 2007.

In figuur 2.27 zie je de druk en de neerslag op drie achtereenvolgende dagen bij een weerstation in Den Haag. De grafiek begint op 2 maart om 0.00 uur.
a. Hoe kun je zien dat er een depressie over Nederland trok, en op welk tijdstip gebeurde dat ongeveer?

In de figuren 2.28 en 2.29 zie je satellietopnamen van depressies met bijbehorende fronten, één bij IJsland en één bij Australië.

b. Leg uit hoe je aan vorm van de depressie kunt zien welke van de twee opnamen de depressie boven IJsland is.

3 Regen

De natuurkunde achter de regen

Hoofdstukvraag	Hoe ontstaat regen?

3.1 Inleiding.

De vraag hoe regen ontstaat, kan op een oppervlakkige manier eenvoudig beantwoord worden. Warme vochtige lucht stijgt op en koelt daarbij af. Het water in de lucht condenseert en er ontstaan wolken, waaruit het kan gaan regenen. Maar wij gaan dit proces preciezer bekijken.

39 Oriëntatieopdracht - Wolkenvorming

We vergelijken twee luchtbellen aan het aardoppervlak: een droge en een vochtige luchtbel. Beide luchtbellen hebben dezelfde temperatuur, die hoger is dan de temperatuur van de omgeving.

a. Welke bel zal volgens jou het hoogst opstijgen? Bedenk argumenten voor je antwoord.

Er wordt vaak gezegd dat warme lucht meer waterdamp kan bevatten dan koude lucht.

b. Is dit correct? Bedenk argumenten voor je antwoord.

c. Op gegeven moment ontstaan er wolken. Soms zal het dan gaan regenen, soms niet. Wat gebeurt er volgens jou in een wolk wat bepaalt of het gaat regenen of niet?

3.2 Een opstijgende vochtige luchtbel.

Figuur 3.1.

In §2.3 hebben we opstijgende warme droge luchtbellen bestudeerd. Zo'n bel zet uit en verricht daarbij arbeid. Dit kost energie, het kan niet anders dan dat de bel daardoor afkoelt. Maar als luchtbel vochtig is kan er ook energie vrijkomen door condensatie. De temperatuur van de bel daalt dan veel minder. Hierdoor kan een vochtige luchtbel verder opstijgen dan een droge bel. In een droge opstijgende luchtbel daalt de temperatuur met ongeveer 9,8 °C per km, dus 0,98 °C per 100 m. In een vochtige luchtbel bedraagt de temperatuurafname in de onderste lagen van de atmosfeer slechts 0,6 graad per 100 m. Dat komt dus doordat het water in de bel condenseert. Maar wanneer begint dat water te condenseren?

Wanneer condenseert waterdamp?

Lucht oefent druk uit. Bij vochtige lucht wordt een deel van die druk uitgeoefend door de watermoleculen. Dat deel van de druk noemen we de **partiële dampdruk** (of partiële dampspanning) van het water. Hij wordt gemeten zoals alle druk: in Pa of hPa. Als de hoeveelheid waterdamp in een bepaald volume stijgt, wordt de partiële dampdruk hoger.

De hoeveelheid waterdamp in een volume kan niet eindeloos toenemen. Bij elke temperatuur is er een maximale hoeveelheid waterdamp die er in een bepaald volume kan zitten. Die hoeveelheid hangt niet af van de andere gassen, zoals stikstof en zuurstof. In opgave 42 komen we hier op terug.
Bij elke temperatuur is er dus ook een maximale (partiële) druk: de **verzadigingsdampdruk.** Als je meer damp probeert toe te voegen gaat de waterdamp condenseren.

Figuur 3.2.

De lijn in de grafiek van figuur 3.2 geeft de verzadigingsdampdruk als functie van de temperatuur. Langs de verticale as staat de partiële dampdruk.
Elke luchtbel heeft een bepaalde temperatuur en partiële dampdruk. Daarbij hoort een punt in de grafiek. In de figuur links is zo'n punt ingetekend voor een luchtbel met een temperatuur van 300 K en een partiële dampdruk van 14 hPa.

Als de hoeveelheid waterdamp in deze bel toeneemt terwijl de temperatuur en het volume van de lucht constant blijven stijgt de partiële dampdruk. In de grafiek gaan we dan verticaal omhoog (gele pijl).

Waterdamp kan ook condenseren door afkoeling. Bij elke dampdruk hoort een temperatuur waarbeneden de waterdamp gaat condenseren. Die temperatuur heet dauwpuntstemperatuur, of kortweg: het **dauwpunt**. Als het afkoelen gebeurt zonder dat de partiële dampdruk verandert gaan we naar links in de grafiek. Dat is hier weergegeven met een rode pijl.

Figuur 3.3.

Er zijn nog meer processen mogelijk waarbij we in de grafiek in de richting van de **verzadigingsdruklijn** bewegen. Zolang er geen condensatie optreedt, houdt de lucht zich hierbij aan de ideale gaswet.

De grens van deze processen is de verzadigingsdruklijn. Links en boven deze lijn kunnen we moeilijk komen. Hier is de waterdamp **onderkoeld**. In dit gebied kan de waterdamp gemakkelijk condenseren. Daar komt warmte bij vrij en het aantal watermoleculen in de gasfase daalt. Hierdoor daalt de partiële dampdruk. In de grafiek vallen we dan terug naar de de verzadigingsdruklijn.

Valkuil

Het woord dampdruk is verwarrend, vooral omdat meteorologen en natuurkundigen er verschillende dingen mee bedoelen. Meteorologen bedoelen er de partiële dampdruk mee, gewone natuurkundigen bedoelen er verzadigingsdampdruk mee. Alleen als de waterdamp verzadigd bedoelen ze hetzelfde.

Relatieve luchtvochtigheid

Als je wilt weten of de kans groot is dat het snel gaat regenen, moet je dus (minstens) twee dingen weten: de partiële dampdruk en de temperatuur. Daarbij moet je ook nog de grafiek voor de verzadigingsdampdruk kennen.

We kunnen dit terugbrengen tot één getal: de **relatieve luchtvochtigheid**. Dit is de verhouding tussen de partiële dampdruk en de verzadigingsdampdruk bij die temperatuur.

Relatieve luchtvochtigheid

$$\textit{Relatieve luchtvochtigheid} = \frac{\text{Partiele dampdruk}}{\text{Verzadigingsdampdruk}} \times 100\%$$

Rekenvoorbeeld

Gegeven: in een bepaalde luchtbel van 27 °C is de partiële dampdruk 14 hPa. Bereken de luchtvochtigheid.

Antwoord:

27 °C = 300 K. De verzadigingsdruk bij deze temperatuur is 36 hPa (zie figuur 3.2). De relatieve vochtigheid is dus (14/36)·100% = 39%

Figuur 3.4.

Op de kromme voor de verzadingingsdruk is de relatieve luchtvochtigheid 100%. Bij een hoge relatieve luchtvochtigheid zit je dus dicht bij de grens waarbij de waterdamp gaat condenseren of, bij lagere temperaturen, zal gaan rijpen.

Opgaven

40 Hoe ver stijgt vochtige lucht op?

a. Welke lucht zal hoger stijgen: warme lucht boven land, of even warme lucht boven water, als verder alle andere omstandigheden gelijk zijn?

In opgave 24 heb je bepaald tot welke hoogte een droge luchtbel van 30,5 °C stijgen kan in een gemiddelde atmosfeer.

b. Doe nu hetzelfde voor een vochtige luchtbel van 30,5 °C. Ga hierbij uit van een temperatuurdaling in de luchtbel van 0,6 °C per 100 m.

De bij b gevonden uitkomst zal (veel) te hoog zijn.

c. Leg uit waarom de temperatuurdaling in een opstijgende vochtige luchtbel op grotere hoogten meer op die van droge lucht zal lijken (dus sterker zal zijn dan 0,6 °C per 100 m).

d. Leg uit waarom de temperatuurdaling in een opstijgende vochtige luchtbel dicht bij het aardoppervlak op die van droge lucht zal lijken.

Tropische cyclonen zijn depressies met een gemiddelde doorsnede van 500 kilometer.

e. Geef argumenten waarom tropische cyclonen boven water, en niet boven land ontstaan.

41 Kwikbellen en water voor de thee

Tijdens het opstijgen van een luchtbel hebben we te maken met adiabatische processen. Denk nu aan de twee volgende vloeistofbellen:

- water, in een theeketel op het vuur, en
- kwik in een pan op het vuur (N.B.: kwikdampen zijn giftig).

Beide vloeistoffen worden dus van onderen verwarmd.

a. Leg kort uit waarom de processen in opstijgende lucht wel adiabatisch zijn, en bij kwik niet.
b. Lijkt het water in dit opzicht meer op lucht of op kwik, of zit het er tussen in?
c. Wat zal er gebeuren met de warmte en de temperatuur bij en rond de kwikbel?

42 Waterdamp gaat zijn eigen gang

De verzadigingsdampdruk van water hangt af van de temperatuur, maar niet van de aanwezigheid van andere gassen, zoals stikstof en zuurstof, in de lucht.

a. Verklaar met behulp van het molecuulmodel dat die andere gassen hier geen invloed op hebben.

In opdracht 39 heb je nagedacht over de opmerking, dat warme lucht meer vocht zou kunnen bevatten dan koude lucht.

b. Leg nu uit dat deze opmerking in de praktijk klopt, maar toch niet correct is.

Figuur 3.5.

43 Theewater, mist, wolk en natte jassen

De processen hieronder kunnen we in principe weergeven in een grafiek zoals in figuur 3.5 is geschetst. Er moet een startpunt worden aangegeven, een rechte of kromme lijn en een eindpunt.
Neem de figuur als schets over en schets hoe de processen hieronder verlopen.

Figuur 3.6.

1. Het is een heldere, rustige nacht. De barometer geeft een hoge, constante waarde aan. In de ochtend, nog voor zonsopgang, ontstaat er mist aan de grond boven een weiland.
2. In een grote afgesloten treincoupé zitten mensen met jassen die nat zijn van de regen buiten. Hierdoor verandert de vochtigheidsgraad in de coupé.
3. Een vochtige luchtbel is warmer dan zijn omgeving en stijgt op. Op een bepaalde hoogte begint zich een wolk te vormen.
4. Water in een theeketel is net begonnen met koken. Er ontstaat stoom.

44 Relatieve vochtigheid

a. Bereken de relatieve vochtigheid in het punt in figuur 3.7.
b. Bereken de relatieve vochtigheid als de temperatuur bij constante druk gedaald is tot 17°C.

Figuur 3.7.

45 Hoogte waarop wolkenvorming begint.

We gaan uit van een luchtbel volgens figuur 3.7 hiernaast.

a. Bij welke temperatuur treedt condensatie op als de partiële dampdruk in de luchtbel constant blijft?
b. Welke hoogte hoort daarbij volgens bijlage 1?
c. Wat gebeurt er met het volume en de dichtheid van een luchtbel waarin de temperatuur daalt bij constante druk?

In werkelijkheid is de partiële dampdruk in opstijgende lucht niet constant. Het proces in de luchtbel is adiabatisch.

d. Leg uit of de condensatie in werkelijkheid bij een hogere of bij een lagere temperatuur zal beginnen.

Het echte, adiabatische proces kun je nog niet doorrekenen. Je moet daarvoor meer wiskunde hebben gehad. We kunnen wel berekenen bij welke temperatuur de condensatie zou beginnen als het *volume* van de bel constant zou blijven. Er zou dan gelden: $p = const \cdot T$. Hierin is T de absolute temperatuur. Deze vergelijking zou je in figuur 3.7 kunnen voorstellen door middel van een rechte lijn.

e. Stel de vergelijking voor die lijn op voor onze luchtbel op basis van het punt in figuur 3.7.
f. Teken de lijn in de grafiek en bepaal uit het snijpunt van de lijn met de kromme voor de verzadingsdampdruk de temperatuur waarbij condensatie optreedt. Verschilt het antwoord veel met vraag a?
g. Leg uit of bij een echte opstijgende wolk de condensatie bij een iets hogere of een iets lagere temperatuur optreedt dan volgens het antwoord bij f.

3.3 Wanneer gaat het regenen?

Figuur 3.8: Cumulus: mooiweerwolken.

Regen valt uit wolken. Maar niet uit iedere wolk valt regen. Om te begrijpen uit welke wolken regen valt en uit welke niet moeten we weten hoe het water zich in de wolk gedraagt.

In een wolk bevindt zich water in meerdere fasen: gasvormig, vloeibaar (druppels) en vast (ijskristallen). Die fasen kunnen met elkaar in- of uit evenwicht zijn. Je moet je daarbij realiseren dat water niet alleen verdampt bij het kookpunt, maar ook bij lagere temperaturen. Ook bij water op kamertemperatuur bijvoorbeeld is er waterdamp aanwezig. Boven een wateroppervlak, zoals een meer, ontstaat er al snel een evenwicht tussen verdampend en condenserend water. Er gaan dan voortdurend evenveel moleculen van de damp naar de vloeibare fase als andersom. De partiële dampdruk is in die evenwichtssituatie gelijk aan de verzadigingsdruk. Vlak boven het oppervlak van het meer is de relatieve vochtigheid dus meestal 100%.

Zelfs als water bevroren is ontstaat er waterdamp. Ook vlak boven ijs is de dampdruk gelijk aan de verzadigingsdruk.

Figuur 3.9: watermolecuul boven vlak wateroppervlak, schematisch weergegeven.

Figuur 3.10: watermolecuul boven bol wateroppervlak, schematisch weergegeven.

Er is een belangrijk verschil tussen een vlak wateroppervlak en de hele kleine bolle vloeistofdruppels (en ijskristallen) in wolken. Bij kleine bolle druppels gaat de verdamping even snel als bij een vlak wateroppervlak, maar de condensatie verloopt minder snel. Dat komt doordat het condenseren gebeurt dankzij de vanderwaalskrachten die de moleculen in de vloeistof uitoefenen op de moleculen in de damp.

Zie de figuren 3.9 en 3.10. De vanderwaalskrachten hangen af van de afstand. Een 'los' damp molecuul boven een vlak oppervlak wordt aangetrokken door meer moleculen dan een los molecuul boven een bol oppervlak. Bij een bol oppervlak gaat condenseren dus langzamer. Zeer kleine druppels kunnen daarom alleen overleven als er extra damp is: de damp moet oververzadigd zijn.

- Voor druppels met een diameter van 1 μm moet de relatieve vochtigheid 101% zijn. Dat is zelfs in wolken zelden het geval.

Figuur 3.11: een mensenhaar heeft een dikte van ongeveer 50 µm, gewone wolkendruppels hebben een diameter van ongeveer 20 µm.

- Voor druppels met een diameter van 2 µm moet de relatieve luchtvochtigheid minstens 100,1% zijn om te kunnen groeien.
- Bij druppels met een diameter van 10 µm of groter is er geen verschil meer met een vlak oppervlak. Gewone regendruppels hebben een diameter in de orde van enkele millimeters.

Hoe bereiken druppels ooit een grootte van 10 µm?

Condensatiekernen en vrieskernen

De meeste druppels ontstaan dan ook niet spontaan, maar rond **condensatiekernen**. Dit zijn kleine 'verontreinigingen' die in de lucht zweven waarop water gemakkelijk kan condenseren, zoals zeer kleine zeezoutkristallen. Zonder dergelijke condensatiekernen is een oververzadiging mogelijk van maar liefst 400%. Met zulke condensatiekernen kan de condensatie al beginnen bij een luchtvochtigheid van 78% of meer.

Iets vergelijkbaars geldt bij bevriezing: zonder de aanwezigheid van zogeheten **vrieskernen** kunnen waterdruppeltjes tot uiterlijk -40°C onderkoeld zijn. Vrieskernen zijn relatief vrij grote kernen met afmetingen van 5 tot 50 micrometer. Er zijn veel minder vrieskernen in de lucht dan condensatiekernen. Vrieskernen zijn uiterst kleine splinters, afkomstig van rotsen en mineralen. Bijna alle soorten natuurlijke vrieskernen zijn het meest effectief bij temperaturen rond min 12 graden Celcius.

Figuur 3.12: Cumulonimbus, er is regen op komst.

Bij een luchtvochtigheid van 100% zullen druppels met een geschikte condensatiekern groeien tot gewone wolkendruppels, met een diameter in de orde van 20 µm. Deze zijn licht genoeg om te zweven. Maar het zijn nog geen regendruppels. Als deze moesten ontstaan door condensatie zou het ontwikkelen van regendruppels dagen duren. Bovendien verdampen de wat zwaardere druppels vaak snel als ze onder de wolk komen.

Als de omstandigheden goed zijn kunnen de kleine druppeltjes samensmelten en groeien tot regendruppels. Toch is dat meestal niet het proces dat in onze streken voor regen zorgt.

Wegener-Bergeronproces.

Tijdens het stijgen van de lucht condenseert de waterdamp als er voldoende condensatiekernen aanwezig zijn. Als de temperatuur in de wolk onder 0°C ligt kunnen er ijskristallen ontstaan. Die bevinden zich dan tussen de waterdruppels. Bij -12°C en kouder ontstaan er vooral ijskristallen. In een groot deel van de wolk zijn dus zowel kleine ijskristallen als kleine waterdruppels aanwezig, omringd door waterdamp. De verzadingingsdampdruk is voor waterdruppels en voor ijskristallen verschillend. Zie figuur 3.13.

Figuur 3.14: sneeuwkristallen, foto's rond 1902 gemaakt door Wilson Bentley.

Figuur 3.15

Figuur 3.13

Rond de ijskristallen is de dampdruk kleiner dan rond de vloeistofdruppels. Hierdoor zal er een netto stroom van waterdamp ontstaan van de waterdruppels vandaan naar de ijskristallen toe. Hierdoor groeit het ijskristal. Rond de waterdruppel neemt de dampdruk af waardoor de druppel gaat verdampen. Die damp stroomt weer in de richting van het ijskristal, enzovoorts. Dit heet het Wegener-Bergeron-proces. Het vindt vooral plaats tussen -10 en -23 °C.

Op deze manier blijven er uiteindelijk grotere sneeuwvlokken over. Deze gaan vallen. Als ze bij het naar beneden gaan de 0 °C –grens passeren, smelten ze en worden ze regendruppels.

Een serie plaatjes, een animatie en meer uitleg hierover vind je o.a. op: http://www.keesfloor.nl/weerkunde/10neerslag/thermo/10neerslag.htm.

We hebben nu van het weer een aantal onderdelen besproken, namelijk luchtdruk, wind, wolkenvorming en regen. Wat overblijft, is de vraag hoe de aarde aan zijn warmte komt, en hoe hij die weer kwijt raakt. We gaan het hebben over klimaat, in plaats van over weer.

Begrippen

Partiële dampdruk
Verzadigingsdampdruk
Verzadigingsdruklijn
Dauwpunt
Onderkoeling
Relatieve luchtvochtigheid
Condensatiekernen
Vrieskernen
Wegener-Bergeron proces

Samenvatting

- Een warme vochtige opstijgende luchtbel kan de energie die nodig is voor het uitzetten krijgen door condensatie van waterdamp. Hierdoor daalt de temperatuur langzamer (ongeveer 0,6 °C per 100 m.) met de hoogte dan in droge lucht.
- De partiële dampdruk is de druk die wordt uitgeoefend door de waterdamp in de lucht. Deze wordt soms ook partiële dampdruk genoemd.
- De verzadingsdampdruk is de dampdruk waarbij condensatie kan gaan optreden.
- Het dauwpunt is de temperatuur waarbij condensatie op zou treden als een luchtbel afkoelt bij constante partiële dampdruk.
- Relatieve luchtvochtigheid $= \dfrac{\text{Partiele dampdruk}}{\text{Verzadigingsdampdruk}} \times 100\%$
- Lucht met een relatieve luchtvochtigheid van 100% heet oververzadigd of onderkoeld.
- Zeer kleine waterdruppels verdampen sneller dan ze aangroeien. Voor de vorming van blijvende druppels zijn condensatiekernen nodig, voor de vorming van ijskristallen vrieskernen.
- Water in een wolk kan gemakkelijk onderkoeld zijn.
- De verzadingsdampspanning van ijs is lager dan die van water.
- Neerslag ontstaat vooral door het Wegener-Bergeron proces. Hierbij groeien kleine ijskristallen ten koste van onderkoelde waterdruppels uit tot sneeuw, die al vallend verandert in regen.

Opgaven

46 Maken vele kleintjes één grote?

Een typische waterdruppel in een wolk heeft een diameter van 20 µm. Een typische regendruppel heeft een diameter van 2 mm.

Bereken hoeveel druppels van 20 µm er moeten samensmelten om één druppel van 2 mm te vormen.

47 Verdwijnende druppels

a. Leg uit waarom vallende regendruppels onder een wolk vaak weer verdampen.

Als je op een zonnige, droge en zeer koude winterdag uitademt, zie je een wolkje ontstaan en weer verdwijnen.

b. Leg uit waarom het wolkje ontstaat en waarom het weer verdwijnt. Schets in figuur 3.16 hoe de processen verlopen.

Figuur 3.16

48 Wolkenvorming

Zeer kleine zeezoutkristallen zijn goede condensatiekernen.

a. Bedenk nog 3 soorten natuurlijke condensatiekernen.
b. Leg uit waarom boven industriesteden gemakkelijk laaghangende bewolking ontstaat.
c. Wat zijn de condensatiekernen bij zure regen?
d. Hoe ontstaan vliegtuigstrepen?

49 Sport

Je bent de organisator van een groot, wereldomvattend sportevenement. Op de openingsdag dreigt je evenement in het water te vallen, want er wordt regen verwacht.

Wat zou je kunnen doen om te voorkomen dat je evenement wegregent?

Figuur 3.17

50 Regenwolk

Neem figuur 3.17 hiernaast over en schets schematisch een regenwolk in de figuur.

a. Geef aan in welk gedeelte van de wolk zich waterdruppeltjes bevinden.
b. Geef aan in welk gedeelte van de wolk zich ijskristallen bevinden.
c. Geef aan vanuit welk gedeelte van de wolk de neerslag vooral begint te vallen.
d. Ga na in bijlage 1 op welke hoogtes de temperatuur 0°C en -12°C is in een gemiddelde atmosfeer.

51 Neerslag in januari

In figuur 3.18 hieronder zie je meetgegevens van een weerstation in Den Haag vanaf 1 januari tot en met 3 januari 2007. De gele grafiek is de zonnestraling, de rode is de temperatuur en de blauwe is de neerslag.

Verklaar de temperatuurdaling tijdens de buien en de temperatuurstijging na de buien.

Figuur 3.18 .

Figuur 3.19: Cirrus, windveren

52 IJskristallen en waterdruppels

Verklaar met behulp van het molecuulmodel waarom de verzadigingsdampspanning bij ijs lager ligt dan bij water van dezelfde temperatuur.

53 Hoge bewolking

Cirrus (figuur 3.19) en cirrocumulus (figuur 2.7) zijn twee soorten zeer hoge bewolking.

a. Leg uit waarom uit deze wolken geen neerslag valt.

N.B.: hoewel uit deze typen hoge bewolking zelf geen neerslag valt, kunnen ze wel de voorbodes zijn van naderende fronten. Je kunt dus wel regen verwachten.

b. Bedenk hoe de 'windveren' bij cirrus ontstaan.

4 Warmte

De warmtehuishouding van de aarde

Hoofdstukvraag	Waarom wordt de aarde (niet?) steeds warmer?

4.1 Warmtebalans van de aarde

Figuur 4.1.

De gemiddelde temperatuur op aarde is ongeveer 15 °C. Als het veel kouder of warmer zou zijn zou het leven zoals wij dat kennen niet mogelijk zijn.
Die temperatuur wordt hoofdzakelijk door twee dingen bepaald:

- De aarde ontvangt voortdurend energie van de zon. Dit noemen we hier de instroom. Als de aarde geen warmte kwijt zou kunnen raken zou ze steeds warmer worden.
- Maar de aarde raakt wel warmte kwijt. Er is ook een uitstroom van energie. Niet door stroming of geleiding, want rond de aarde heerst vacuüm. Dus blijft alleen straling over.

Figuur 4.2: uitstraling van warmte door het aardoppervlak in W/m².

Figuur 4.3

Als de instroom gemiddeld groter is dan de uitstroom warmt de aarde op, als de uitstroom groter is dan de instroom verliest de aarde warmte. Alleen als beide stromen gelijk zijn is de warmtebalans in evenwicht. We hebben deze warmtebalans eenvoudig grafisch weergeven in figuur 4.3. De warmte-inhoud van de aarde is aangegeven met de letter Q (in plaats van E).

Klimaatverandering

Figuur 4.4: de ijskappen 20.000 jaar geleden.

De instroom en uitstroom zijn niet zonder meer in evenwicht. Het klimaat op aarde is niet constant. Er zijn in het verre verleden lange perioden geweest met een veel lagere temperatuur: de ijstijden. De ijskappen op de polen kwamen eenmaal zelfs bijna tot aan de evenaar. Tijdens de laatste ijstijd, die zo'n tienduizend jaar geleden eindigde, was de temperatuur bijna 10 °C lager dan nu. De temperatuur is in het verleden ook wel hoger geweest dan tegenwoordig. Momenteel stijgt de temperatuur, zeer waarschijnlijk als gevolg van menselijk handelen.

In dit hoofdstuk onderzoeken we welke factoren de instroom en de uitstroom beïnvloeden en wat de gevolgen daarvan zijn voor het klimaat op aarde.

Het gaat ons om de natuurkundige factoren. Een voorbeeld: door toedoen van de mens komt er meer CO_2 in de atmosfeer. De mens is geen natuurkundige factor, CO_2 is dat wel.

54 oriëntatieopdracht - Instroom en uitstroom

a. Bedenk zelf zo veel mogelijk natuurkundige factoren die invloed hebben op de instroom.
b. Bedenk zelf zo veel mogelijk factoren die invloed hebben op de uitstroom.
c. Welke factoren bij vraag a en b zijn volgens jou het belangrijkst? Welke zijn het minst belangrijk?

4.2 Instroom en uitstroom

Het vermogen dat de aarde bereikt

Figuur 4.5: zonnevlekken

De zon is onze grote energieleverancier. Een stroom energie in de vorm van straling komt naar ons toe. Door de veranderende afstand tot de zon fluctueert de werkelijke hoeveelheid stralingsenergie van de zon ongeveer 6.9% gedurende het jaar, maar het jaarlijks gemiddelde is behoorlijk constant. Het varieert ongeveer 0.1%, in een 11 jarige 'zonnevlekkencyclus'.

Met de intensiteit bedoelen we de energie die per seconde door een oppervlak van 1 m² stroomt. De eenheid van intensiteit is W/m². Intensiteit geven we aan met een letter I.

Figuur 4.6: zonnevlekkencyclus.

Intensiteit

Intensiteit is de hoeveelheid energie die per seconde door een oppervlak van 1 m² stroomt:

$$I = \frac{P}{A}$$

Symbolen: I is de intensiteit in Watt per vierkante meter (W/m²), P is het vermogen in Watt (W) en A is het oppervlak in vierkante meter (m²).

Figuur 4.7: de albedo van de maan is 0,068.

Oppervlak	Albedo α
Dikke bewolking	0,6 - 0,9
Dunne bewolking	0,3 - 0,5
Lage cumuluswolken	0,70
Altostratus /altocumulus	0,50
Hoge cirruswolken	0,20
Oceaan	0,07 - 0,20
Verse sneeuw	0,75 - 0,95
Sneeuw 5 dagen oud	0,60
IJs	0,3 - 0,4
Zandgrond	0,15 - 0,45
steen/rots	0,10
besneeuwd bos	0,45
loofbos (zomer)	0,18
steppe/naaldbos (zomer)	0,13
Dennenbos	0,10
Gras	0,10 - 0,30

Figuur 4.8: albedo van verschillende oppervlakken.

De energie die de zon uitzendt wordt verdeeld over een boloppervlak rond de zon. Hoe verder van de zon, hoe groter dat oppervlak is, dus hoe lager de intensiteit wordt. Op de afstand waarop de aarde staat is de intensiteit nog altijd 1367 W/m². Dit getal noemen we de zonneconstante, S_z.

$$S_z = 1367\ Wm^{-2}$$

Het totale vermogen dat de aarde bereikt is $1{,}75 \times 10^{17}$ Watt (zie opgave 58).

Reflectie

Lang niet alle zonnestraling wordt door de aarde geabsorbeerd. Een belangrijk deel wordt gereflecteerd (weerkaatst), door wolken en door het aardoppervlak. Het deel van de straling dat door een oppervlak wordt gereflecteerd wordt de **albedo** van dat oppervlak genoemd. De albedo wordt gegeven als percentage of als getal. In de tabel hiernaast staan de albedo's van verschillende oppervlakken. De tabel is samengesteld uit verschillende bronnen.

55 opdracht - Albedo van de aarde

Maak op grond van de tabel in figuur 4.8 een schatting van de albedo van de gehele aarde. Leg uit hoe je aan je schatting komt.

Zoals je hebt gemerkt is het niet eenvoudig om de gemiddelde albedo van de aarde te bepalen. Het is al moeilijk om een goede waarde te geven voor één soort oppervlak. Nog lastiger is het om ook nog in te schatten hoeveel oppervlak bedekt is door wolken, oceaan, sneeuw, enzovoorts. Ook de soort straling en de hoek van inval spelen een rol.

In verschillende bronnen vind je daarom verschillende waarden voor de albedo van de aarde. BINAS (3e druk) houdt het op 0,4, andere bronnen op 0,3. De albedo geven we aan met de Griekse letter α.

De energie die niet door de aarde wordt gereflecteerd wordt ergens in de atmosfeer of aan het aardoppervlak geabsorbeerd (opgenomen). Dat deel is dus (1- α). We kunnen nu een formule opstellen voor de instroom:

Instroom

Voor de instroom van energie van de aarde geldt:

$$P_{in} = (1-\alpha) \cdot P_{ZA}$$

Symbolen: P_{in} het vermogen dat door de aarde wordt geabsorbeerd in Watt (W), α de gemiddelde albedo van de aarde en P_{ZA} het vermogen dat de aarde vanaf de zon bereikt, $P_{ZA} = 1{,}75 \cdot 10^{17}$ W.

Uitstroom

De aarde raakt warmte kwijt door straling. Maar hoeveel? Het blijkt dat ieder voorwerp energie uitstraalt. Hoeveel energie er per seconde wordt uitgestraald hangt af van de temperatuur van het voorwerp: hoe hoger de temperatuur, hoe meer energie er per seconde wordt uitgestraald. De wet die dit beschrijft, is de wet van Stefan-Boltzmann. Hij geeft aan hoeveel energie per seconde één vierkante meter van een volkomen zwart oppervlak uitstraalt.

Wet van Stefan-Boltzmann

Voor de intensiteit van een volkomen zwart oppervlak geldt:

$$I = \sigma T^4$$

Symbolen: I de intensiteit in Watt per vierkante meter (Wm^{-2}), T de temperatuur in Kelvin (K) en σ de constante van Stefan-Boltzmann; $\sigma = 5{,}67 \cdot 10^{-8}\ Wm^{-2}K^{-4}$.

We gaan niet in op de verklaring van deze wet. Stefan stelde hem in 1879 op op basis van meetgegevens, zijn leerling Boltzmann zorgde 7 jaar later voor een theoretische verklaring.
De wet geldt voor een volkomen zwart oppervlak, maar we gebruiken hem ook voor andere oppervlakken.

Rekenvoorbeeld

Opgave:

De zon heeft een oppervlakte van $6{,}09 \cdot 10^{18}$ m² en straalt iedere seconde $0{,}390 \cdot 10^{27}$ Joule aan energie uit. Bereken hieruit de temperatuur aan de oppervlakte van de zon.

Antwoord:

De intensiteit van de zon is: $I = 0{,}390 \cdot 10^{27} / 6{,}09 \cdot 10^{18} = 6{,}40 \cdot 10^{7}$ W/m².
→ $T^4 = 6{,}40 \cdot 10^{7} / (5{,}67 \cdot 10^{-8}) = 1{,}13 \cdot 10^{15}$ → $T = \sqrt[4]{1{,}13 \cdot 10^{15}} = 5{,}78 \cdot 10^{3}$ Kelvin.

We gebruiken de wet van Stefan-Boltmann ook voor de aarde. De temperatuur op aarde hangt af van plaats en tijd. Ter vereenvoudiging gaan wij uit van één 'effectieve' temperatuur voor de gehele aarde. Om de energie-uitstroom van de aarde te berekenen moet je dan het vermogen per m² vermenigvuldigen met de oppervlakte van de aarde. De oppervlakte van een bol is $4\pi \cdot R^2$. De uitstroom P_{uit} is dus:

$$P_{uit} = 4\pi \cdot R^2 \sigma T^4$$

Als de instroom P_{in} gelijk is aan de uitstroom P_{uit} is de temperatuur van de aarde constant.

Figuur 4.9: uitbreiding van figuur 4.3.

56 opdracht - Evenwichtstemperatuur

Bereken de waarde van de evenwichtstemperatuur volgens de formules in deze paragraaf.

De temperatuur die je vindt ligt ver onder de 15°C. Er is dus iets mis met ons model. We moeten onze aannames en vereenvoudigingen nalopen.

57 opdracht - Waar zit de fout?

a. Maak een lijst van alle vereenvoudigingen en aannames bij opdracht 56.
b. Aan welke vereenvoudiging of aanname twijfel je het meest?

In de opgaven en paragrafen hieronder gaan we dieper in op de aannames en vereenvoudigingen.

Opgaven

58 Hoeveel energie ontvangt de aarde per seconde van de zon?

Figuur 4.10

De intensiteit van ze zonnestraling bij de aarde is 1367 Wm^{-2} (de zonneconstante S_z).

a. Bereken op grond van dit getal het totale vermogen dat de aarde bereikt.

Het totale energieverbuik van heel Nederland in 2007 was $2{,}7 \cdot 10^{15}$ J.

b. Bereken hoe lang Nederland toe zou kunnen met de hoeveelheid zonneenergie die de aarde in één seconde bereikt.

Figuur 4.11: Foto van wolken boven water, genomen vanuit de Apollo 11.

Figuur 4.12: de zuidpool vanuit de ruimte.

Figuur 4.13

59 Bewolking

a. Wat gebeurt er met de albedo van de aarde als de bewolking op aarde toeneemt?
b. Wat is daarvan het gevolg voor de instroom?
c. Bedenk enkele factoren waardoor de bewolking op aarde zou kunnen toenemen.

60 Sneeuwbalplaneet

Als de temperatuur van de aarde daalt zal de hoeveelheid sneeuw en ijs op aarde toenemen. Leg uit wat daarvan het gevolg is voor de instroom en de temperatuur van de aarde.

61 Een meer uitgebreide warmtebalans

In figuur 4.9 hebben we de warmtebalans uit figuur 4.3 uitgebreid met temperatuur en albedo. De groene pijlen geven aan wat beïnvloed wordt door wat. Nog niet alle factoren uit deze paragraaf zijn in de figuur opgenomen. De albedo zelf wordt bijvoorbeeld weer beïnvloed door andere factoren.

Breid de figuur uit.

62 Grootte van de aarde

In figuur 4.9 hebben we de straal van de aarde niet opgenomen. We hebben hem wel gebruikt bij de berekeningen van de evenwichtstemperatuur in opdracht 56.

Wat is het effect van de straal van de aarde op de evenwichtstemperatuur: zorgt een grotere straal voor een hogere of lagere evenwichtstemperatuur, of maakt de straal niet uit? Leg je antwoord uit.

63 Gemiddelde temperatuur?

In opdracht 56 hebben we met één effectieve temperatuur voor de gehele aarde gerekend. In werkelijkheid verschilt de temperatuur van plaats tot plaats en van tijd tot tijd. Denk maar aan dag en nacht. We bekijken het effect hiervan. Zie de twee oppervlakken, elk van 1 m², in figuur 4.13 hiernaast.

Oppervlak A heeft een temperatuur van 15°C. De ene helft van oppervlak B heeft een temperatuur van 5°C, de andere van 25°C. De helften zijn even groot.

Leg uit welk oppervlak de meeste straling uitzendt, A of B.

64 Weerstation

We hebben de formules voor de instroom en de uitstroom gebruikt voor het berekenen van een evenwichtstemperatuur van de gehele aarde. We kunnen ze ook toepassen op het plaatselijke weer.

Figuur 4.14: intensiteit van zonnestraling en temperatuur vanaf 21 tot en met 23 september 2007 in Den Haag.

In figuur 4.14 zie je meetresultaten van een weerstation in Den Haag vanaf 21 september om 0.00 uur ("M" staat voor "Midnight") tot en met 23 september 2007. De rode grafiek is de buitentemperatuur. De gele grafiek is de intensiteit van de zonnestraling.

a. Hoe zie je aan beide grafieken dat er vooral op de eerste twee dagen bewolking overtrok?

Op de derde dag was er dus weinig of geen bewolking. Ga bij de volgende vragen uit van deze dag.

b. Hoe laat was de zonne-intensiteit het grootst?
c. Hoe laat was de temperatuur het hoogst?

De instroom en de uitstroom bij het weerstation waren in het algemeen niet in evenwicht.

d. Van hoe laat tot hoe laat was de instroom groter dan de uitstroom?
e. Van hoe laat tot hoe laat was de uitstroom groter dan de instroom?
f. Hoe laat was er dus evenwicht en hoe hoog was de evenwichtstemperatuur?

De instroom voor 1 m² oppervlak op dat evenwichtsmoment kun je aflezen.

g. Geef drie redenen waarom de instroom kleiner is dan de zonneconstante.
h. Bereken op basis van de evenwichtstemperatuur de uitstroom voor 1 m² met behulp van de wet van Stefan-Boltmann en ga na of de instroom en de uitstroom inderdaad in evenwicht waren.

65 Zonnestand

In Nederland staat de zon nooit recht boven aan de hemel. Zonlicht valt hier altijd in onder een hoek. Zie figuur 4.15. De intensiteit van de zonnestraling is I_Z. Maar de straling van de zon wordt verdeeld over oppervlak A. De intensiteit bij dit oppervlak is dus kleiner dan I_Z. Deze intensiteit, I_{ws}, meten we met het weerstation.

Figuur 4.15

Hoek α is de hoek waaronder de zon staat. Hoek α is het grootst rond het middaguur. Op 21 september was α in den Haag 38°.

a. Bereken I_Z op dat moment.
b. Vergelijk I_Z met de zonneconstante. Hoeveel % is het verschil?
c. Kun je het verschil verklaren uit bewolking?

66 Nacht

Tussen de drie dagen in figuur 4.14 zitten twee nachten. De eerste nacht daalde de temperatuur veel langzamer dan de tweede nacht. Geef hiervoor minstens twee mogelijke verklaringen.

4.3 Warmteopslag

We hebben tot nu toe alleen gekeken naar de balans tussen instroom en uitstroom. We hebben nog niet gekeken naar hoe de aarde reageert als die balans verstoord raakt. Hoe groot is het effect daarvan op temperatuur, wind, bewolking en neerslag?

Als je ergens warmte in stopt kunnen er in principe drie dingen gebeuren:

- de temperatuur kan stijgen,
- er kan een faseverandering optreden, zoals smelten of verdampen, en
- de warmte kan gebruikt worden voor een chemische reactie.

Chemische reacties spelen maar een zeer kleine rol. We komen er op terug in opgave 70.

Faseveranderingen

Bij een faseverandering wordt de warmte opgeslagen zonder dat de temperatuur stijgt. Dit heeft dus direct invloed op het weer. We kijken nu hoe groot het effect van faseveranderingen is.

Figuur 4.16

Practicum 4 - Smeltend ijs

a. Vul een glas met ijsblokjes en voeg een klein beetje water toe. Wacht even en meet dan de temperatuur van het ijswater.
b. Voeg een flinke schep zout toe en laat het zout oplossen. Roer zonodig (niet met de thermometer!). Meet direct daarna de temperatuur.
c. Beschrijf wat er gebeurt.
d. Verklaar wat er gebeurt.

Het proces wat je in dit practicum hebt gezien lijkt een beetje op de processen in opstijgende luchtbellen. De warmte die nodig is om het ijs te smelten wordt aan de vloeistof zelf onttrokken. Die daalt daardoor in temperatuur.

Dat kan, omdat het vriespunt van zout water lager ligt dan 0°C.

Wat opvalt is dat die temperatuurdaling vrij groot is. De temperatuur daalt al gauw meer dan 5 graden.

67 opdracht - Smelten, opwarmen en verdampen

Vergelijk nu de volgende drie processen:

- smelten van 1 kg ijs
- verwarmen van 1 kg water van 0 tot 100°C
- verdampen van 1 kg water

Laat zien voor welke van die processen de meeste warmte nodig is. Laat ook zien voor welke de minste warmte nodig is (zie BINAS, onder 'smeltwarmte' en 'verdampingswarmte').

Er gaat dus enorm veel energie zitten in faseveranderingen. Faseveranderingen hebben daarom een grote invloed op weer en klimaat. In de eerste plaats hebben ze een matigend effect op de temperatuur. Maar er is nog een tweede effect. IJs kan niet stromen. Water en vochtige lucht kunnen dat wel. Door die stroming kan veel warmte worden getransporteerd. Op het moment dat water ergens anders weer bevriest, of waterdamp condenseert, komt de opgeslagen energie weer vrij. Bij het proces van wolkenvorming wordt er enorm veel warmte getransporteerd van het aardoppervlak naar de atmosfeer.

Warmtecapaciteit van land, water en lucht

Als er geen faseveranderingen optreden zal de temperatuur van land en water stijgen als ze verwarmd worden. De vraag is: hoeveel en hoe snel?

De hoeveelheid warmte die nodig is om de temperatuur van een voorwerp, bijvoorbeeld de aarde, 1°C te verhogen heet de **warmtecapaciteit** van het voorwerp.

De warmtecapaciteit van een voorwerp is de hoeveelheid warmte die nodig is om de temperatuur van het voorwerp 1°C te verhogen.

De vraag is nu hoe groot de warmtecapaciteit van de aarde is. Het aardoppervlak bestaat voor 2/3 uit oceanen en 1/3 uit land. Beide soorten oppervlak absorberen warmte. Ook de atmosfeer neemt warmte op. De vraag is hoeveel het land, het water en de lucht opnemen per graad temperatuurverhoging.

68 opdracht - Warmteopslag in land, water en atmosfeer.

Wat heeft volgens jou de grootste warmtecapaciteit: het landoppervlak van de aarde, het wateroppervlak of de lucht? Geef argumenten.

Om de vraag preciezer te kunnen beantwoorden moeten we preciezer kijken naar de stoffen die worden opgewarmd. Wat zijn hun soortelijke warmtes, en hoeveel van elke stof wordt er opgewarmd?

	c $10^3 Jkg^{-1}K^{-1}$	k $WK^{-1}m^{-1}$
Vochtige aarde	2,5	2,3
Droge aarde		0,25
Asfalt	0,92	0,6
Baksteen	0,75	0,6
Graniet	0,8	3,5
IJzer		80
Koper		390
Zand (droog)	0,8	1
Zanderige klei	1,38	
Zandsteen		2,6
IJs	2,09	2,1
Sneeuw		0,63
Water	4,18	0,60
Zeewater	3,93	0,60
Lucht	1,00 (bij contante druk)	0,024

Figuur 4.17: soortelijke warmte en warmtegeleidingscoëfficiënt van een aantal stoffen.

Figuur 4.18: Temperatuur van zandgrond op verschillendediepten gedurende een etmaal (Bilthoven, 6-9-'41).

Soortelijke warmte

Je kent het begrip soortelijke warmte al (zie de module 'Materialen'):

Soortelijke warmte

Bij het verwarmen van een vaste stof of vloeistof geldt:

$$Q = c \cdot m \cdot \Delta T$$

Symbolen: Q is de toegevoegde warmte in Joule (J), c de soortelijke warmte in Joule per kilogram per Kelvin ($Jkg^{-1}K^{-1}$) en ΔT is de temperatuurverandering in Kelvin (K).

Zoals je weet betekent een grote soortelijke warmte dat er veel warmte nodig is om één kg van een stof één graad Celsius in temperatuur te verhogen. In figuur 4.17 zie je de soortelijke warmtes van een aantal stoffen bij het aardoppervlak. De soortelijke warmte van water is duidelijk groter dan die van land. Het ligt dus voor de hand dat er veel meer warmte in water wordt opgeslagen dan in landoppervlak.

Ook bij lucht kun je het hebben over soortelijke warmte. Je moet dan wel voorzichtig zijn. Het maakt immers veel uit of de lucht tijdens het verwarmen uitzet, of niet. Bij constante druk is de soortelijke warmte van lucht $1,0 \cdot 10^3 Jkg^{-1}K^{-1}$. Dit is van dezelfde orde van grootte als asfalt, maar de dichtheid van lucht is natuurlijk veel kleiner.

Warmtegeleiding en stroming

Soortelijke warmte zegt nog niet alles. Net zo belangrijk is de hoeveelheid van de stof die verwarmd wordt. De zonnestraling verwarmt alleen de bovenste laag van het oppervlak van de aarde. De vraag is tot welke diepte de warmte doordringt. Dat hangt af van het soort oppervlak.

- Bij *landoppervlak* kan de warmte alleen dieper in de aarde doordringen door warmtegeleiding, niet door stroming. In figuur 4.17 staan de warmtegeleidingscoëfficiënten *k* van verschillende grondsoorten. De warmtegeleidingscoëfficiënt ken je uit de module 'Materialen'. Als je het aardoppervlak vergelijkt met goede warmtegeleiders, zoals koper en ijzer, zie je dat het aardoppervlak niet goed geleidt, de waarden voor *k* zijn klein. De warmte zal niet diep in de bodem doordringen. Slechts een dunne laag van het aardoppervlak wordt verwarmd.

  Je kunt dit zelf eenvoudig onderzoeken door een dag lang de temperatuur in de grond te meten op verschillende diepten. In figuur 4.18 zie je resultaten van zo'n onderzoek in zandgrond. Op 40 cm diepte verandert de temperatuur van de grond nauwelijks. Bijna de helft van de warmte wordt opgenomen in bovenste laag zand. Die laag is ongeveer 5 cm dik.

- *Water* is een slechtere warmtegeleider dan droog zand. Als water niet stroomt en er geen wind is wordt alleen de bovenste laag water van circa 5 cm merkbaar verwarmd. Maar als water gemengd wordt door wind en stroming komt de warmte zeer veel dieper. In een druk bevaren kanaal van 3 m diep is het temperatuurverschil tussen de oppervlakte en de bo-

Figuur 4.19

dem meestal niet groter dan 0,2 °C. Ook op zee wordt het water goed gemengd. In klimaatmodellen wordt bij oceanen gerekend met een **effectieve diepte** van 50 m. Dat betekent, dat we in de die modellen doen alsof *alle* warmte van de zonnestraling die in het water terecht komt gelijk verdeeld wordt over een laag water van 50 m diep. Tot die diepte is de temperatuur in het model gelijk aan de temperatuur aan het oppervlak. Gedurende een dag verandert die oppervlaktetemperatuur nauwelijks (minder dan 0,5 °C). Onder de laag van 50 m dringt de warmte volgens het model niet door.

- *Lucht* is een zeer slechte warmtegeleider. Maar in hoofdstuk 2 en 3 heb je gezien dat de menging van lucht in de atmosfeer zeer goed is. Wolken kunnen soms opstijgen tot de stratosfeer op 12 km hoogte. De luchtlaag die verwarmd wordt is dus relatief dik. Bovendien bevat vochtige lucht veel 'verborgen' warmte, die vrij komt als het vocht condenseert.

Als je weet wat de soortelijke warmte c van een stuk aardoppervlak is en je weet hoeveel kilogram van dat oppervlak verwarmd wordt kun je de warmtecapaciteit C uitrekenen: $C = cm$. Soortelijke warmtes kun je opzoeken. Om de massa te vinden heb je de dichtheid ρ van de stof aan het oppervlak en het volume V dat verwarmd wordt nodig. Voor het volume V heb je de grootte van het oppervlak A en de effectieve diepte d_{eff} nodig: $V = A \cdot d_{eff}$.

Stof	***dichtheid ρ*** **(10^3 kg/m^3)**
water	1,00
zeewater	1,02
IJs (269 K)	0,917
asfalt	1,2
baksteen	1,5-1,8
basalt	2,7-3,2
cement (beton)	1,5-2,4
graniet	2,7
marmer	2,7
silicium	2,33
Zand (droog)	1,6

Figuur 4.20: dichtheden van stoffen.

69 opdracht - Warmtecapaciteit van land, water en lucht.

a. Maak een schatting van de warmtecapaciteit van het landoppervlak van de aarde.
b. Maak een schatting van de warmtecapaciteit van het wateroppervlak van de aarde.
c. Maak een schatting van de warmtecapaciteit van de atmosfeer.
d. Waar gaat de meeste warmte naartoe, en wat zou je kunnen verwaarlozen?

Een computermodel voor de warmtecapaciteit

Het schatten van de effectieve diepte van het aardoppervlak en wateroppervlak kan lastig zijn. Wij gaan proberen een schatting te doen met be-hulp van een computermodel. We laten het computermodel de temperatuur van het oppervlak gedurende een dag berekenen. Je past daarbij de belangrijke **modelparameters**, zoals de **effectieve diepte**, net zolang aan tot je model redelijk overeenkomt met meetgegevens.

Voor de meetgegevens gebruiken we figuur 4.21. Hier staan resultaten van eenvoudige temperatuurmetingen van aardoppervlak (zand), wateroppervlak (vijver of ven) en van de lucht bij Bilthoven op een zonnige voorjaarsdag.

Figuur 4.21: temperaturen van het aardoppervlak (zand), wateroppervlak en lucht gedurende een zonnige voorjaarsdag in Bilthoven.
(Uit: Minnaert, Natuurkunde van't Vrije Veld)

Het model hebben we grafisch afgebeeld in figuur 4.22. De pijlen geven aan wat afhangt van wat. Het is een uitbreiding van het model dat we eerder hebben gebruikt voor de aarde als geheel. Dat model bleek nog niet te kloppen, maar we hebben redenen om aan te nemen dat het overdag redelijk bruikbaar is. We komen hier in de opgaven bij de volgende paragraaf op terug.

Figuur 4.22: model voor berekening van de temperatuur gedurende een dag van 1 m² van verschillende soorten aardoppervlak.

We gaan nu uit van een stuk aardoppervlak van 1 m².

- De *instroom* in het model hangt af van de zonneconstante, de albedo, de breedtegraad en de tijd.
- In het model gaan we uit van een dag met 12 uur zon. Dat klopt alleen rond 21 maart en 21 september. We laten het model beginnen bij zonsopgang, in het model om 6.00 uur.
- De *uitstroom* wordt gegeven door de wet van Stefan-Boltzmann.
- De *temperatuur* aan het aardoppervlak hangt af van de warmte-inhoud en de warmtecapaciteit van het oppervlak. De warmtecapaciteit hangt op zijn beurt af van de soortelijke warmte, de dichtheid en de (effectieve) diepte tot waar het oppervlak verwarmd wordt.
- Als de dag begint heeft het oppervlak een bepaalde hoeveelheid warmte. Die moet in het model worden opgegeven. Dat doen we door een *begintemperatuur* op te geven.

Op http://www.natuurkunde.nl/nina vind je drie modellen: twee varianten in Coach 6, en één in Powersim. Met welke je gaat werken hangt af van je docent. Bij elk model hoort een korte handleiding. Die is in het model opgenomen.

Figuur 4.23: zandverstuiving bij Bilthoven

Practicum 5 - Verwarming van zandgrond

Start het gewenste computermodel op http://www.natuurkunde.nl/nina. Je komt in een scherm, waarin al een model klaar staat. Ga na hoe het model in elkaar zit.

Zes parameters in het model moeten worden ingesteld

- de breedtegraad (die staat al op 52°, de breedtegraad van Bilthoven),
- de albedo,
- de dichtheid van het aardoppervlak,
- de soortelijke warmte van het aardoppervlak,
- de begintemperatuur, en
- de diepte tot waar de het aardoppervlak effectief verwarmd wordt. Dit zouden we ook de *effectieve dikte* van de aardlaag kunnen noemen.

a. Je gaat kijken naar zand en water. Zoek hiervan de albedo's, dichtheden en soortelijke warmtes op (zie fig. 4.8, 4.17 en 4.20). Let goed op factoren 10^3!
b. Bedenk wat goede begintemperaturen zijn.
c. Ga na wat de maximum- en minimumtemperaturen zijn volgens figuur 4.21 voor zand (aarde) en water (een ven of een vijver).
d. Geef een verklaring voor de vorm van de grafiek voor het zand tussen 10.00 en 14.00 uur.
e. Je moet nu gaan onderzoeken bij welke diepte het computermodel redelijk overeenkomt met figuur4.21 Vul de parameters voor zand in. Laat de computer de grafiek tekenen. Pas je parameters aan totdat je computermodel redelijk overeenkomt met figuur 4.21 Het gaat hierbij vooral om de diepte, maar de albedo en de begintemperatuur mag je ook een beetje aanpassen. Noteer de parameters die de beste grafiek opleveren. Noteer ook het tijdstip waarop de maximumtemperatuur bereikt wordt. Wat kun je zeggen over de instroom en de uitstroom op die momenten?
f. Doe nu hetzelfde voor water (een ven of vijver).
g. Onderzoek hoe groot de variatie in de temperatuur is gedurende een dag op de oceaan volgens dit computermodel (effectieve diepte: 50 m).
h. Vergelijk de gevonden *effectieve dieptes* bij zand (d) en water (e). Probeer de uitkomsten zo goed mogelijk te verklaren.
i. Vergelijk de gevonden *tijdstippen* bij zand (d) en water (e). Verklaar het verschil.
j. Als de uitkomst van het model overeenkomt met de meetgegevens, betekent dat dan dat je model juist is? Leg je antwoord uit.

Extra opdracht:

In een stad in een woestijn in de buurt van de evenaar kan de temperatuur hoog oplopen. Zelfs de minimumtemperatuur is er hoog.

Het gaat er om die stad zo aan te passen dat de temperatuur dragelijk wordt. Een computermodel vind je op http://www.natuurkunde.nl/nina. De handleiding staat bij het model.

Op grond van soortelijke warmte, totale oppervlak en diepte tot waar de warmte doordring, is water dus duidelijk de belangrijkste factor voor warmteopslag op aarde. Dit blijkt ook uit figuur 4.24. In de figuur kun je duidelijk zien dat de meeste warmte wordt opgenomen in de tropische oceanen.

Figuur 4.24: Opwarming van het aardoppervlak door straling van de zon in W/m².

Opgaven

Figuur 4.25: Reisdompelaar

Figuur 4.26: Groenland

70 Chemische processen

a. Hoe heet het belangrijke chemisch-biologische proces waarbij warmte wordt opgenomen?

b. Leg uit of de warmteopname door dit proces tijdelijk is, of (gedeeltelijk) blijvend.

c. Hoe kun je nagaan of het blijvende effect verwaarloosbaar klein is?

71 Smeltend ijs

a. Bereken hoe lang het duurt om een plak ijs met een oppervlakte van 1 m², een dikte van 1,1 cm en een temperatuur van 0°C te smelten met een elektrische reisdompelaar met een vermogen van 130 W.

b. Bereken hoe lang het duurt om een plas water met een oppervlakte van 1 m² en een dikte van 1 cm te verwarmen van 0°C tot 80°C met dezelfde reisdompelaar.

130 W is ongeveer het vermogen aan zonnestraling op 1 m² op een heldere septemberdag rond het middaguur in het Noorden van Groenland.

c. Probeer te bedenken wat er zal gebeuren met het weer rond Groenland als al het landijs eenmaal gesmolten is.

Het smelten van het ijs op Groenland zal veel minder snel gaan dan je hebt berekend bij vraag a.

d. Geef minstens twee redenen waarom ijs op Groenland langzamer zal smelten dan je hebt berekend bij b.

Ook het drijfijs rond de Noordpool kan gaan smelten. Daarna zal de temperatuur van het zeewater gaan stijgen. Toch zal het stijgen van de temperatuur van het zeewater veel langzamer gaan dan je op grond van vraag b zou kunnen denken. Behalve dezelfde redenen als bij het landijs (vraag d) is daarvoor nog een belangrijke reden.

e. Leg uit waarom die temperatuur veel langzamer zal stijgen.

Het Groenlandse ijs blijkt veel sneller te smelten dan verwacht. De Groenlandse ijskap heeft een oppervlak van 1,7 miljoen km². Dat is zo groot als Frankrijk, Spanje, Duitsland, Nederland, België en het Verenigd Koninkrijk samen. De ijskap is gemiddeld zo'n drie kilometer dik.

f. Bereken hoeveel meter de zeespiegel kan gaan stijgen als al dat ijs smelt.

Figuur 4.27: Groenland

72 Zwembad

a. Leg uit waarom je het koud hebt als je bij een buitentemperatuur van 38°C nat uit een zwembad komt.

b. Leg uit waarom 38°C in de woestijn minder warm aanvoelt dan 38°C op een eiland in het Caraïbisch gebied.

c. Leg uit waarom temperaturen van 38°C in het Caraïbisch gebied veel minder vaak voorkomen dan in de woestijn.

73 Effectieve diepte

Schat de effectieve diepte voor warmteopslag van de zandlaag uit figuur 4.18.

74 Stadsklimaat en heiklimaat

Leg uit waarom het op een zomerse dag in de stad heter is dan op de hei.

75 Meertjes

Bij een diep, helder meertje wordt op een zomerse, windstille dag alleen de bovenste 5 cm van het water merkbaar warmer. Een minder diep helder meertje wordt wel in zijn geheel warmer. Leg uit waardoor dat komt.

76 Het warmste moment van de dag

Bij opgave 64, in figuur 4.14, heb je gezien dat de temperatuur het hoogst is enkele uren nadat de zon op zijn hoogste punt staat.

a. Leg uit of de hoeveelheid tijd tussen die twee momenten groter of kleiner zal zijn als de omgeving een grotere warmtecapaciteit heeft.

Bekijk figuur 4.21

b. Leg uit waarom de luchttemperatuur later zijn maximale waarde bereikt dan het aardoppervlak.

c. Leg uit waarom het wateroppervlak later zijn maximale temperatuur bereikt dan de lucht en het aardoppervlak.

4.4 De atmosfeer

Figuur 4.28: van boven naar beneden: Mercurius, Venus, Aarde en Mars.

Planeten.

In opdracht 56 vonden we een veel te lage temperatuur voor het oppervlak van de aarde. Maar wat is eigenlijk het oppervlak? Welke temperatuur hebben we eigenlijk berekend? Volgens bijlage 1 verandert de temperatuur met de hoogte. In de troposfeer is de temperatuur veel lager dan aan het aardoppervlak. Moeten we uitgaan van de temperatuur in de troposfeer? Maar in de stratosfeer stijgt de temperatuur weer naarmate je hoger komt. In de ionosfeer is het ronduit heet. De atmosfeer kun je onmogelijk zien als één oppervlak met één temperatuur.

Hoe zit het met de temperatuur op andere planeten? In de tabel hieronder hebben we de belangrijkste eigenschappen van de eerste 4 planeten op een rij gezet.

	Zonneconstante (10^3 W/m^2)	albedo	Gemiddelde temperatuur aan oppervlak (°C)	Berekende effectieve temperatuur (als zwarte straler) (°C)
Mercurius	9,26	0,06	167	
Venus	2,65	0,85	464	
Aarde	1,367	0,3	15	-18
Mars	0,597	0,15	-63	

Gedragen de andere planeten zich wel als zwarte stralers?

77 opdracht - De effectieve temperatuur van Mercurius

De afstand van Mercurius tot de zon varieert sterk, maar is gemiddeld $57{,}9 \cdot 10^9$ m. De temperatuurverschillen tussen dag en nacht zijn enorm, zo'n 500 K. De gemiddelde temperatuur is 440 K. Zijn albedo is 0,06.

a. Ga door middel van een berekening na, dat de zonneconstante voor Mercurius $9{,}26 \cdot 10^3$ Wm^{-2} is.
b. Bereken de evenwichtstemperatuur voor Mercurius.
c. Conclusie?

78 opdracht - De effectieve temperatuur van Venus

De afstand van Venus tot de zon is $108{,}2 \cdot 10^9$ m. De albedo is erg groot omdat het wolkendek veel straling weerkaatst. Venus is daardoor een erg heldere planeet.

a. Ga door middel van een berekening na, dat de zonneconstante voor Venus $2{,}65 \cdot 10^3$ Wm^{-2} is.
b. Bereken de evenwichtstemperatuur voor Venus.
c. Conclusie?

79 opdracht - De effectieve temperatuur van Mars

De afstand van Mars tot de zon is $1228{,}0 \cdot 10^9$ m. Op de plaats van de Viking 1 varieert de temperatuur dagelijks van -89°C tot -31°C. De gemiddelde temperatuur is -63°C.

a. Ga door middel van een berekening na, dat de zonneconstante voor Mars $0{,}597 \cdot 10^3$ Wm^{-2} is.
b. Bereken de evenwichtstemperatuur voor Mars.
c. Conclusie?

Als we berekende effectieve temperaturen vergelijken met de gemiddelde temperaturen kloppen ze goed voor Mercurius, vrij goed voor Mars en totaal niet voor Venus. Het verschil blijkt duidelijk samen te hangen met de dichtheid van de atmosfeer. Mercurius heeft geen atmosfeer, Mars heeft een ijle atmosfeer, de aarde een minder ijle atmosfeer en Venus heeft een zeer dichte atmosfeer. Een planeet lijkt dus redelijk op een zwarte straler als er geen atmosfeer is, en lijkt helemaal niet op een zwarte straler als er een dichte atmosfeer is.

De atmosfeer

Dat de atmosfeer een grote invloed heeft bleek al bij opgave 64. Tijdens een bewolkte nacht daalt de temperatuur van het aardoppervlak veel minder snel dan tijdens een onbewolkte nacht.
De atmosfeer zelf is absoluut geen zwarte straler. Onze atmosfeer is doorzichtig voor zichtbaar licht, als er tenminste geen wolken zijn. Maar warmtestraling en ultraviolet licht wordt door gassen in de atmosfeer geabsorbeerd. Dat geldt zowel voor straling van de zon naar de aarde toe als voor straling vanaf het aardoppervlak de ruimte in. Belangrijk daarbij is het verschil in **spectrum** van beide soorten straling. We moeten het spectrum van een zwarte straler preciezer bekijken. Zie figuur 4.29.

Figuur 4.29: spectra van zwarte stralers bij verschillende temperaturen.

In deze figuur is de intensiteit uitgezet tegen de golflengte. De golflengte zegt iets over de kleur. Bij 6000 K, ongeveer de temperatuur van het oppervlak van de zon, is de intensiteit het sterkst in het zichtbare gebied. Bij lagere temperaturen is de intensiteit niet alleen lager, maar ook het maximum verschuift. Onder 5000 K ligt dat maximum in het infrarood. Het aardoppervlak krijgt dus vooral zichtbaar licht binnen van de zon, en zendt haar energie uit in het infrarood. Juist deze straling wordt door de atmosfeer geabsorbeerd. Hierdoor wordt de atmosfeer warmer.

De gassen in de atmosfeer stralen op hun beurt weer warmte uit. Dit doen ze bij dezelfde golflengtes die ze ook absorberen. Die straling wordt uitgezonden in alle richtingen. Een deel gaat dus alsnog de ruimte in, maar een ongeveer even groot deel wordt teruggestuurd naar de aarde, die hierdoor opwarmt. Dit effect bedoelen we met het **broeikaseffect**.

Zeer veel gassen spelen een rol bij het broeikaseffect. Belangrijk zijn onder meer CO_2, waterdamp en wolken. Maar ook een gas als methaan is een broeikasgas. Als de taiga in Siberië ontdooit komt dit gas in grote hoeveelheden in de atmosfeer. Ook aerosolen (kleine zwevende deeltjes) spelen een rol.

Op zichzelf is het broeikaseffect gunstig voor ons. Zonder broeikaseffect zou de temperatuur op aarde ongeveer -18°C zijn en zouden wij niet op aarde kunnen leven. Maar op dit moment stijgt de concentratie van broeikasgassen, met name die van CO_2. Daarbij speelt de mens een belangrijke rol. Hierdoor is er sprake van een **versterkt broeikaseffect**. De temperatuur van de aarde is aan het stijgen.

Uitbreiden van het model

De atmosfeer maakt de beschrijving van de warmtehuishouding van de aarde vele malen ingewikkelder. Het begin van een verbetering is het *tweelagenmodel* in figuur 4.30 hieronder.

Figuur 4.30: begin van een tweelagenmodel voor de aarde.

- De zonnestraling komt de atmosfeer binnen. Een deel van de zonnestraling wordt gereflecteerd, een deel doorgelaten (vooral licht) en een deel geabsorbeerd. Dit laatste deel zorgt voor opwarming van de atmosfeer of verdamping van wolken.
- De atmosfeer raakt warmte kwijt door uitstraling, zowel naar de ruimte als naar de aarde.
- Straling bereikt het aardoppervlak. Een deel van de straling wordt gereflecteerd, een deel geabsorbeerd.
- De aarde raakt warmte kwijt door uitstraling en door opwarming van lucht aan het aardoppervlak (verdamping speelt hierbij ook een rol). De warme lucht transporteert de warmte verder omhoog.

Als we dit model verder willen uitwerken moeten we veel meer weten over de wisselwerking tussen verschillende gassen in de atmosfeer en straling. Dat zou een hoofdstuk apart zijn. Ook zouden we moeten kijken naar de processen die de concentratie van de verschillende gassen beïnvloeden. Wolkenvorming speelt een grote rol, we zouden daar beter naar moeten kijken.

Bij de berekening van de evenwichtstemperatuur in ons eerste model (figuur 4.3) kwam de warmtecapaciteit van de aarde niet voor. Die was alleen van invloed op de snelheid waarmee de evenwichtstemperatuur bereikt werd. In dit tweelagenmodel is de rol van die capaciteit groter.

Een tweelagenmodel geeft betere resultaten, maar nog beter is het om de atmosfeer te verdelen in meerdere lagen (zie bijlage 1). Ook moeten we rekening houden met de horizontale verdeling van warmte over het aardoppervlak en de atmosfeer. Stromingen en wind spelen hierbij een hoofdrol.

We kunnen hier dus nog veel dieper op ingaan. Veel zaken zijn nog onvoldoende bekend en moeten nog onderzocht worden. Wij laten het er nu bij. In het volgende hoofdstuk ga je wat dieper graven. Je gaat kijken naar eigenschappen van de aardkorst en de kern van de aarde.

Begrippen

Intensiteit
Zonneconstante
Albedo
Effectieve temperatuur
Faseverandering
Warmtecapaciteit
Smeltwarmte
Verdampingswarmte
Soortelijke warmte
Warmtegeleidingscoëfficiënt
Modelparameters
Effectieve diepte
Broeikaseffect
Versterkt broeikaseffect
Aerosolen
Tweelagenmodel

Samenvatting

- Als de instroom van energie naar de aarde gelijk is aan de uitstroom, is de temperatuur constant.
- Intensiteit is het vermogen dat door een oppervlak van 1 m² stroomt.
- De zonneconstante S_Z is de intensiteit van de zonnestraling bij de aarde (S_Z = 1367 W/m²).
- De albedo van een oppervlak is het deel van de straling dat door dat oppervlak gereflecteerd wordt.
- Wet van Stefan-Boltmann voor een zwarte straler is: $I = \sigma T^4$

- De warmtecapaciteit van een voorwerp is de hoeveelheid warmte die nodig is om het voorwerp 1°C warmer te maken.
- De smeltwarmte van een stof is de hoeveelheid warmte die nodig is om 1 kg van die stof te smelten.
- De verdampingswarmte van een vloeistof is de hoeveelheid warmte die nodig is om 1 kg van die stof te laten verdampen.

- Grote hoeveelheden warmte worden opgenomen tijdens smelten van ijs en verdampen van water. Door stroming wordt die 'verborgen' warmte getransporteerd. De warmte komt vrij tijdens bevriezing en condensatie.
- Omdat landoppervlak warmte slecht geleidt, wordt slechts een dunne laag van het landoppervlak door de zon verwarmd.
- De verwarmde laag is veel groter bij water omdat water gemengd wordt door stroming en wind.
- De meeste warmte wordt geabsorbeerd in de oceanen, vanwege de grootte van het oppervlak, de diepte tot waar de warmte doordringt en de soortelijke warmte van water.
- De hoeveelheid warmte die wordt opgenomen in lucht is niet verwaarloosbaar omdat de menging van lucht zeer goed is waardoor de verwarmde laag dik is. Bovendien bevat vochtige lucht veel verborgen warmte.

- Gassen in de atmosfeer laten licht door maar absorberen infrarode straling. Daardoor verdwijnt straling vanaf het aardoppervlak niet de ruimte in.
- De atmosfeer zendt ook infrarode straling uit. Dat gebeurt in alle richtingen. Hierdoor wordt het aardoppervlak extra opgewarmd. Dit heet het broeikaseffect.
- Door toename van onder meer CO_2 in de atmosfeer wordt het broeikaseffect versterkt en stijgt de gemiddelde temperatuur op aarde.

Opgaven

80 Dubbelrol

a. Leg uit op welke manieren wolken de temperatuur op aarde beïnvloeden.

b. Leg uit wat het effect is van opwarming van de aarde op wind, bewolking en regen.

Aerosolen zijn kleine 'verontreinigingen', kleine vaste deeltjes die in de lucht zweven. Voorbeelden zijn zoutkristallen (vooral boven zee), heel fijn zand en luchtverontreiniging (roet en dergelijke).

c. Bedenk enkele effecten van aerosolen op het klimaat op aarde.

81 Dagmodel

In de vorige paragraaf hebben we gezegd dat het computermodel bij practicum 5 overdag redelijk bruikbaar is, maar s' nachts niet.

Leg uit waarom.

82 Weer moeilijk klimaat

Klimaatmodellen zijn in principe eenvoudiger dan weermodellen.

Leg uit waarom.

83 Zekerheid?

Het worden er steeds minder, maar nog steeds zijn er wetenschappers die beweren dat het versterkte broeikaseffect niet bewezen is.

a. Wat vind je, wetenschappelijk gezien, van hun standpunt? Geef argumenten.

Hun standpunt was voor de Amerikaanse regering lange tijd een argument om verschillende verdragen die gericht waren op het tegengaan van het broeikaseffect, zoals het Kyoto-protocol, niet te ondertekenen of te bekrachtigen.

b. Mag je uit het feit dat er wetenschappelijke twijfel bestaat de conclusie trekken dat het versterkte broeikaseffect niet bestaat? Geef argumenten.

c. Hoe zou een goede klimaatonderzoeker aan politici moeten rapporteren: op een voorzichtige, wetenschappelijk verantwoorde manier, of minder voorzichtig? Geef argumenten.

Figuur 4.31: Conferentie over klimaatverandering van de Verenigde Naties op Bali in 2007.

5 Aarde

De structuur van de aarde

Hoofdstukvraag	**Hoe weten we de samenstelling van het binnenste van de aarde?**

5.1 Inleiding

In dit hoofdstuk bestuderen we het inwendige van de aarde. Een belangrijke vraag daarbij is, hoe we aan kennis over dat inwendige komen. Machines kunnen ongeveer tot 10 km diepte graven. Hoe weet je dan de samenstelling dieper onder de aardkorst? In de komende paragrafen gaan we op deze vraag in. Maar eerst kijken we naar hoe de aarde in elkaar zit.

84 Oriëntatieopdracht – Meten en tekenen aan de oppervlakte.

Bij deze opdracht hoort een werkblad. In de Grote Bosatlas is een aantal kaarten op dezelfde schaal opgenomen. Bijvoorbeeld die van Afrika, Noord Amerika en Zuid Amerika.

a. Neem het werkblad voor je. Hierop staat een cirkelboog, met eindpunten A en B, en een lengte van 18,8 cm. Hierbovenop moet je het reliëf van zowel het land als de oceaan op schaal tekenen.
b. Verrast het resultaat je als je dit vergelijkt met figuur 5.1?

Waarschijnlijk verrast het resultaat je, want in boeken worden vaak de maten vertekend om enig beeld te krijgen.

We gaan nu verder de diepte in. Zie figuur 5.2. De dikte en de dichtheid van de aardse lagen variëren. De aardkorst is onder de oceanen dunner dan onder de continenten. De dichtheid neemt toe met de diepte. In de korst is de dichtheid ongeveer 3.000 kg/m^3, in de mantel loopt dat op tot 5.500 kg/m^3. In de buitenkern is dat tussen de 10.000 en 12.000 kg/m^3, in de binnenkern denkt men dat de dichtheid ongeveer 13.000 kg/m^3 is.

Op het eerste gezicht lijkt dit een beetje op wat we gezien hebben in de atmosfeer: hoe dichter je bij het midden van de aarde komt, hoe groter de dichtheid is. Maar hier is iets anders aan de hand. Het gaat binnen de aarde om vaste of heel dik vloeibare gesteenten. Beide zijn niet goed samendrukbaar. Dit betekent dat een grotere dichtheid wijst op een andere samenstelling van de gesteenten. Er zitten zwaardere elementen in het hart van de aarde dan aan de buitenkant.

Ook de temperatuur in de aarde varieert. Hoe dieper je komt, hoe heter het is. In de buitenmantel neemt de temperatuur toe met de diepte, van ongeveer 1.500 K tot 3.300 K. Ook de binnenmantel heeft deze temperatuur. De buitenkern heeft een temperatuur van 4.000 tot 5.000 K, in het inwendige is het uiteindelijk zo'n 6.300 K. Er moet een verklaring voor zijn voor deze hoge temperaturen. Bovendien kun je je afvragen hoeveel we aan de buitenkant merken van de hoge inwendige temperatuur.

Figuur 5.2

Op zoek naar antwoorden zullen we beginnen met het bestuderen van een verschijnsel in de buitenmantel: aardbevingen. Het zal blijken dat we dankzij aardbevingen belangrijke informatie krijgen over de diepere aardlagen.

5.2 Aardbevingen

Aardbevingen ontstaan door het op elkaar botsen of langs elkaar schuiven van platen. Platen zijn onderdelen van de aardkorst. Op platen gaan we dieper in bij paragraaf 5.4.
Aardbevingen kunnen tot op grote afstand worden gevoeld. De energie van de aardbeving wordt dus door de aarde doorgegeven. Als je weet hoe verschillende bodems de energie doorgeven, kun je bij een nog onbekende bodem, door de manier van energie doorgeven, iets zeggen over de samenstelling.

Soorten golven

Je hebt al eerder (module Communicatie) geleerd dat er onderscheid gemaakt wordt tussen longitudinale en transversale golven. We frissen je kennis nog even op:

- Longitudinaal

De richting van de trilling is in de voortplantingsrichting. Een longitudinale golf kan zich in alle stoffen voortplanten, zowel in vaste stoffen, als in vloeistoffen, als in gassen.

- Transversaal

De richting van de trilling is loodrecht op de voortplantingsrichting. Een transversale golf kan zich niet in alle stoffen voortplanten. Hij plant zich alleen voort in een stof die voldoende samenhang heeft. De moleculen moeten als het ware aan elkaar vast zitten. Transversale golven gaan daarom niet door vloeistoffen en gassen. (Op het *oppervlak* van vloeistoffen kunnen ze wel bestaan, maar we kijken hier niet naar oppervlaktegolven).

Figuur 5.3

In de geologie, de aardwetenschap, worden er andere namen gebruikt. Longitidunale golven heten daar Primaire golven (P-golven), transversale golven heten Secundaire golven (S-golven). Bij een aardbeving ontstaan beide soorten golven. De P-golven zijn sneller dan de S-golven. Vandaar de namen.
P-golven zijn longitudinaal en gaan overal doorheen en S-golven zijn transversale golven en gaan niet door een vloeistof. Dit kunnen we gebruiken om de samenstelling van het binnenste van de aarde te weten te komen.
Op een **seismogram** worden de P- en S-golven vastgelegd. De P-golven zijn als eerste te zien. Hoe langer de afstand die de golven hebben afgelegd, hoe groter het tijdsverschil zal zijn tussen de P- en S-golven. Met maar 3 stations kan al bepaald worden waar de aardbeving ontstond.

85 Oriëntatieopdracht – P- en S-golven

Open op www.natuurkunde.nl/nina of
http://www.classzone.com/books/earth_science/terc/content/visualizations/es1002/es1002page01.cfm?chapter_no=visualization de animatie over P- en S-golven. Bekijk de animaties.

Lees onderstaande tekst:

"[...]Bij aardbevingen zijn seismografen vanaf het epicentrum (dat is de plaats van de beving) tot ongeveer 90° verder op de aarde in staat zowel P- als S-golven te registreren. Op grotere afstanden van het epicentrum komen de S-golven niet aan [...]"

Bron: http://nl.wikipedia.org/wiki/Seismische_golf

Secundaire golven komen niet alleen steeds later aan naarmate je verder van het epicentrum bent verwijderd, op grote afstanden komen ze zelfs helemaal niet meer aan. Zie verder de opgaven 86 tot en met 90.

Voor- en naschokken

Voordat er een aardbeving plaatsvindt, is het gesteente in de aarde al **elastisch** vervormd (zie de module Materialen). Dit komt door de enorme krachten die optreden in de aarde door de botsing of het langs elkaar schuiven van de platen. De scheidslijn tussen de platen heet **breuk**.

De elastische vervorming zorgt ervoor dat er in de buurt van de breuk een opeenhoping van steeds meer kleine breuken ontstaat. Dit verzwakt de aardkorst. De platen kunnen dan kleine stukjes verschuiven. Dit zijn **voorschokken**.

Uiteindelijk wordt de spanning zo groot dat de **hoofdbeving** plaatsvindt. Vanwege de plotselinge snelle beweging en het heftige schudden komt er warmte vrij die opnieuw zijbreuken veroorzaakt en **naschokken** opwekt.

Opgaven

86 Een homogene samenstelling van de aarde

Stel dat de aarde homogeen zou zijn, dus uit maar één soort stof zou bestaan. In figuur 5.4 zie je 3 afbeeldingen waarbij een aardbevingsgolf zich voortplant van de bovenkant van de aarde naar de onderkant van de aarde. De afbeeldingen zijn als filmpje te bekijken via: www.natuurkunde.nl/nina.

Figuur 5.4

Wat kun je zeggen over de vorm van de P- en S-golven? Is deze gelijk gebleven of is er sprake van een verandering van het beeld? Hoe komt dat?

87 Een inhomogene samenstelling van de aarde

Als golven op een stof met een andere samenstelling of dichtheid botsen, verandert de snelheid van de golf en bij scheve inval ook de richting van de golf. Er is sprake van breking, zoals we dat van licht kennen. In figuur 5.5 zie je 3 afbeeldingen waarbij een aardbevingsgolf zich voortplant van de bovenkant van de aarde naar de onderkant van de aarde. De figuren zijn als filmpje te bekijken via: www.natuurkunde.nl/nina.

Figuur 5.5

Wat kun je nu zeggen over de vorm van de P- en S-golven? Is deze gelijk gebleven of is er sprake van een verandering van het beeld? Hoe komt dat?

88 Nogmaals een inhomogene samenstelling van de aarde

Figuur 5.6

a. Bij deze inhomogene aarde is er sprake van een vloeibare buitenschil (onder een flinterdunne korst). Verklaar hoe je dit aan het filmpje kunt zien.

b. Waaruit blijkt dat deze inhomogene aarde een binnenkern met een andere samenstelling dan de buitenkant heeft?

89 Kernen vergelijken

Door het effect van de grootte van de kern op de golven te bestuderen en te vergelijken met wat bekend is door aardbevingen maakt men uiteindelijk een voorstelling van het binnenste van de aarde.
Bekijk het filmpje en beschrijf wat je ziet.

Figuur 5.7

90 De structuur van de aarde in beeld brengen

Tot slot nog een complexere structuur. Het filmpje is te vinden via www.natuurkunde.nl/nina. Bekijk het filmpje of gebruik figuur 5.8 om een schets te maken van de doorsnede van de aarde.

Figuur 5.8

91 P-golf

De snelheid van primaire golven is ca. 6 km/s. Soms zijn ze iets langzamer.
Geef hiervoor een verklaring.

92 Aardbeving

Bij een aardbeving lopen er longitudinale en transversale golven door de aarde. De transversale golven hebben in een bepaald gesteente een voortplantingssnelheid van 3,4 km/s. De frequentie van deze golven is 1,2 Hz.

a. Bereken de golflengte van de transversale golven in dit gesteente.

Aardbevingstrillingen worden geregistreerd door een seismograaf. In figuur 5.9 is een eenvoudig type seismograaf afgebeeld.

Figuur 5.9

Een zwaar blok hangt aan een veer en kan zonder wrijving draaien om scharnier A. Het stangetje en scharnier zorgen ervoor dat het blok alleen in verticale richting kan trillen. Bij een aardbeving mag het systeem van veer en blok niet gaan resoneren met de aardbevingstrillingen. Daarom moet de resonantiefrequentie van veer en blok klein zijn ten opzichte van de frequentie van de aardbevingstrillingen.

De resonantiefrequentie van veer en blok is 0,37 Hz. De massa van het blok is 4,2 kg.

b. Bereken de veerconstante van de veer.

De longitudinale golven hebben een andere voortplantingssnelheid dan de transversale. Door dit snelheidsverschil komen de golven niet tegelijk op een meetstation aan. In figuur 5.10 is een registratie van een aardbeving in Griekenland afgebeeld, gemeten door het KNMI in De Bilt. Op het tijdstip aangegeven met L kwamen de P-golven aan, op het tijdstip T de S-golven.

De longitudinale golven komen dus het eerst aan. Aangenomen mag worden dat beide soorten golven dezelfde weg hebben gevolgd.

Figuur 5.10

De aardbeving vond plaats op een afstand van $2{,}3 \cdot 10^3$ km. De gemiddelde snelheid van de transversale golven is 3,4 km/s.

c. Bepaal de gemiddelde snelheid van de longitudinale golven.

93 Computeropdracht: epicentrum en sterkte van de aardbeving bepalen

a. Het vinden van het epicentrum.

Ga naar www.natuurkunde.nl/nina of http://www.sciencecourseware.org/VirtualEarthquake/VQuakeExecute.html.

Op het scherm verschijnt onderaan het volgende:

> *Choose any one of the following regions to generate a set of seismograms for an earthquake:*
>
> 1. *San Francisco area*
> 2. *Southern California*
> 3. *Japan region*
> 4. *Mexico*

Figuur 5.11

Kies dus een regio om aan de hand van seismogrammen het epicentrum te vinden. Volg stap voor stap de opdracht zoals gegeven.

Met de knop zoals afgebeeld in figuur 5.11 kun je de verschiltijden wijzigen om je afgelezen meetwaarden te verbeteren.

b. Waarom hebben wetenschappers drie seismogrammen nodig om een aardbeving te vinden?

Figuur 5.12

Tot slot verschijnt onderin het scherm de knop uit figuur 5.12 om naar de volgende opdracht te gaan.

c. Het vinden van de sterkte (magnitude) van de aardbeving.

De sterkte van aardbevingen wordt aangegeven op de schaal van Richter. Volg net als bij de voorgaande opdracht de instructies op het scherm.

5.3 De kern

In deze paragraaf gaan we in op de vraag waaruit de kern van de aarde bestaat. Een belangrijke aanwijzing vinden we als we meteorieten bestuderen. Veel meteorieten blijken veel ijzer en nikkel te bevatten. Een tweede aanwijzing krijg je als je de dichtheid van de aarde gaat bestuderen.

94 Opdracht - Dichtheid van de aarde

a. Zoek in BINAS de straal R van de aarde op en bereken het volume V van de aarde met behulp van de formule voor de inhoud van een bol, $V = \frac{4}{3}\pi R^3$.

b. Zoek de massa van de aarde op in BINAS en toon met een berekening aan dat de gemiddelde dichtheid van de aarde $5{,}5 \cdot 10^3$ kg/m³ is.

Deze dichtheid is groter dan de dichtheid van water, maar ook groter dan de dichtheid van de diverse steensoorten in de buitenste laag. Die laag heeft een gemiddelde dichtheid van ongeveer $3{,}0 \cdot 10^3$ kg/m^3. Onder de buitenste laag moeten dus stoffen zitten met een hogere dichtheid. Een probleem is wel, dat de dichtheid in de aardkern hoger is dan de dichtheid van ijzer of nikkel.

Sterke aanwijzingen vind je als je de breking van aardbevingsgolven bestudeert. Andere aanwijzingen hebben te maken met radioactiviteit. Een interessant artikel is verschenen in het tijdschrift Natuurwetenschap en Techniek, maart 2004.

95 Opdracht - Kern van de aarde

a. Lees het artikel.

b. Hoe kun je volgens het artikel begrijpen dat de gemiddelde dichtheid van de kern verschilt van de dichtheden van ijzer en nikkel?

Je zou denken dat het feit dat de aarde een magnetisch veld heeft ook een aanwijzing is. Bij de hoge temperaturen in de aardkern zijn ijzer en nikkel echter niet meer magnetisch. Wel kunnen ijzer en nikkel elektrische stroom geleiden. Dit blijkt weer wel van belang in theorieën over het aardmagnetisch veld.

5.4 Convectie

In het binnenste van de aarde ligt de temperatuur rond 6.300 K. Een oorzaak van die hoge temperatuur is de hoge druk als gevolg van de zwaartekracht. Er wordt ook gedacht dat radioactiviteit van de aardkern een rol speelt.

Als gevolg van die hoge temperatuur in de aardkern ontstaat er convectie. Op bepaalde plaatsen is er een opwaartse stroom. Aan de oppervlakte is dat merkbaar door het warme materiaal dat door de korst omhoog komt. We spreken dan van vulkanen. Als je kijkt waar er op aarde vulkanen zijn, dan is dat niet willekeurig verdeeld.

96 Oriëntatieopdracht – Vulkanen

Neem een atlas voor je. Zoek gebieden op waar veel vulkanen liggen. Wat valt je op als je de ligging van de vulkanen bekijkt en deze vergelijkt met de breuklijnen?

Als gevolg van de convectie verschuiven stukken van de aardkorst over het oppervlak van de aarde. Deze stukken van de aardkorst worden tektonische platen of schollen genoemd. Het tempo is laag, enkele centimeters per jaar.

Waar twee platen langs elkaar bewegen wordt spanning opgebouwd. De gebieden waar dat voorkomt zijn de aardbevingszones. Zie figuur 5.13. De taal van de tekst bij die figuur is Zuid-Afrikaans.

Figuur 5.13

Als je naar de wereldkaart kijkt blijken de continenten in elkaar te passen. Het was Alfred Wegener die in de vorige eeuw voor het eerst met de theorie kwam dat Zuid-Amerika en Afrika ooit aan elkaar gezeten moeten hebben. Deze theorie heet plaattektoniek en is na veel onderzoek aanvaard als een goede beschrijving van het ontstaan van de huidige continenten. Als continenten uit elkaar schuiven, dan schuiven ze op andere plaatsen naar elkaar toe of tegen elkaar aan. En dat levert aardbevingen op.

Een aantal aardige animaties hiervan vind je op www.natuurkunde.nl/nina.

Begrippen

Elastische vervorming
Breuk
Longitudinale golven
Transversale golven
Aardbeving
Seismogram
Convectie
Resonantiefrequentie
Platentektoniek

Samenvatting

- De structuur van het binnenste van de aarde kunnen we te weten komen door naar golven door de aarde te kijken.
- De reistijd door het binnenste van de aarde hangt af van de samenstelling van de aarde, de dichtheden van de stoffen waar de golven doorheen gaan en van het soort golven.
- P-golven (longitudinale golven) reizen sneller dan S-golven (transversale golven).
- Een aardbeving bestaat uit voor- en naschokken en de hoofdbeving.
- Deze bevingen worden vastgelegd op een seismogram.
- Aardbevingen ontstaan door bewegingen van de platen.
- De platen bewegen door convectie.

Opgaven

97 Plaattektoniek

Hoe zou je de verschuiving van continenten kunnen meten?

98 Continentendrift

a. Noem twee problemen die Alfred Wegener had om zijn theorie van de continentendrift te bewijzen.

Volgens het artikel van bijlage 2 bewegen de continenten vanwege convectiestromen.

b. Waar komt de warmte vandaan om de convectiestromen op te wekken? Licht je antwoord toe.

c. Op welke twee manieren beïnvloedt plaattektoniek het klimaat?

99 Continentendrift (2)

Een mogelijke oorzaak van de beweging van de platen is (meerkeuze):

A. Convectie in de mantel;

B. De rotatie van de aarde;

C. De aantrekkingskracht van de maan;

D. De aantrekkingskracht van de zon.

6 Afsluiting

Eindopdracht - Subductiezone

Je gaat een presentatie verzorgen over een subductiezone. Hieronder vind je een aantal vragen die je kunt gebruiken bij het zoeken naar informatie. Betrek vooral natuurkundige verschijnselen in je presentatie.

Vragen:
- Wat is een subductiezone?
- Hoe ontstaat een subductiezone?
- Wat is er zo kenmerkend aan de San Andreasbreuk?
- Welke rol spelen oceaanplaten en welke continentale platen?

Eindopdracht - Aardbevingen

Je gaat een presentatie verzorgen over aardbevingen. Hieronder vind je een aantal vragen die je kunt gebruiken bij het zoeken naar informatie. Betrek vooral natuurkundige verschijnselen in je presentatie.

Vragen:
- Hoe wordt de kracht van een aardbeving gemeten? Geef aan hoe ze dit vroeger deden en hoe ze dit nu meten.
- Welke typen aardbevingen zijn er?
- Komen aardbevingen regelmatig op dezelfde plaats voor? En zo ja, waarom?

Eindopdracht - Tsunami

Je gaat een presentatie verzorgen over tsunami's. Hieronder vind je een aantal vragen die je kunt gebruiken bij het zoeken naar informatie. Betrek vooral natuurkundige verschijnselen in je presentatie.

Vragen:
- Wat is een tsunami en hoe ontstaat deze?
- Komen tsunami's vaak voor?
- Is een tsunami te verwachten? Zo ja, leg uit hoe.
- Waarom is een tsunami zo desastreus?

Eindopdracht - Vulkanen

Je gaat een presentatie verzorgen over vulkanen. Hieronder vind je een aantal vragen die je kunt gebruiken bij het zoeken naar informatie. Betrek vooral natuurkundige verschijnselen in je presentatie.

Vragen:
- Wat is een vulkaan en hoe ontstaat deze? Komen vulkanen vaak voor?
- Is een vulkaanuitbarsting te verwachten? Zo ja, leg uit hoe.
- Welke typen vulkaanuitbarsting zijn er? Geef een verklaring.
- Wat zijn fumarolen? Wat zijn geisers? Is er een verschil tussen een fumarol en een geiser?

Bijlagen

Bijlage 1 - Atmosfeer

Figuur B.1 een gemiddelde atmosfeer Deze figuur is overgenomen van http://nl.wikipedia.org/wiki/Aardatmosfeer