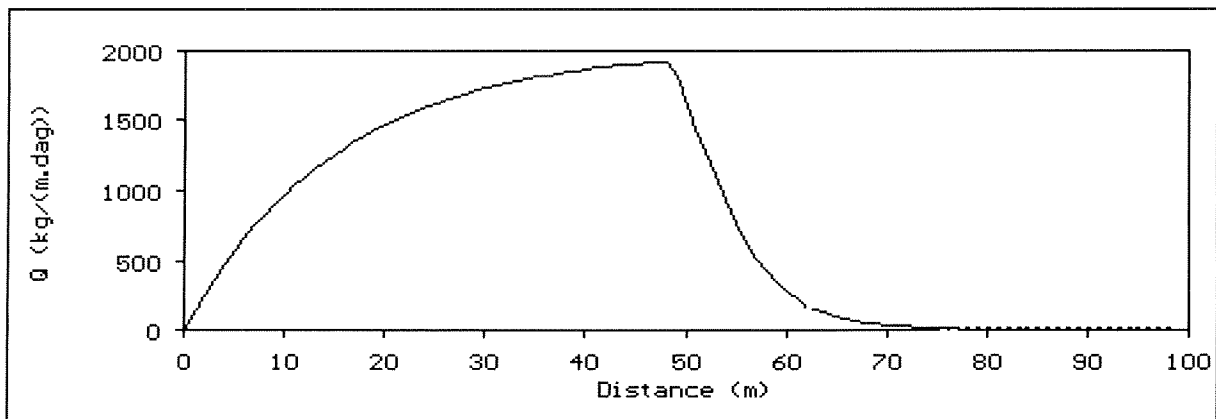
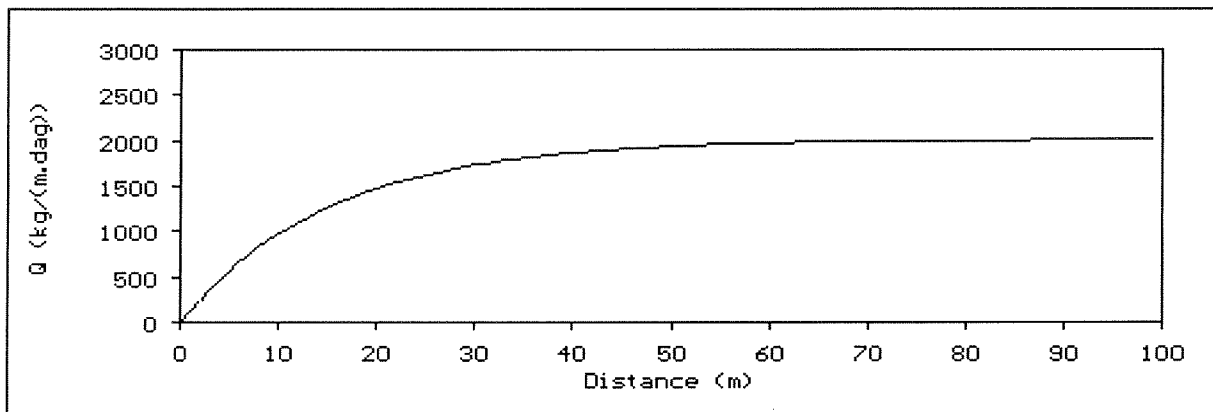


MODELLERING ZANDTRANSPORT ZEEREEP REKENPROCEDURES SAFE 0.0

Paul van Dijk
John van Boxel
Bas Arens



Vakgroep Fysische Geografie en Bodemkunde
Universiteit van Amsterdam

Ministerie van Verkeer en Waterstaat

Directoraat-Generaal Rijkswaterstaat



Dienst Weg- en Waterbouwkunde



#13011#
DDOCHJ0000165

01

Bewaren tot 2002



MODELLERING ZANDTRANSPORT ZEEREEP REKENPROCEDURES SAFE 0.0

Paul van Dijk
John van Boxel
Bas Arens

Vakgroep Fysische Geografie en Bodemkunde
Universiteit van Amsterdam

Ministerie van Verkeer en Waterstaat

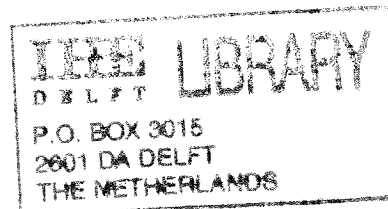
Directoraat-Generaal Rijkswaterstaat



Dienst Weg- en Waterbouwkunde

Rapport nr.:	Serie nr.:	Ontvanger catalogus nummer:	
Titel en subtitel: Modellering zandtransport zeereep. Rekenprocedures SAFE 0.0		Datum rapport: juni 1995	Kode uitvoerende organisatie: FGBL-UvA
Schrijvers: Drs. P.M. van Dijk, Dr. J.H. van Boxel, Dr. S.M. Arens		Nr. rapport uitvoerende organisatie:	Projekt naam: Fys. modellering zeereepontw.
Naam en adres opdrachtnemer: Universiteit van Amsterdam, Vakgroep Fysische Geografie en Bodemkunde, Nicuwe Prinsengracht 130, 1018 VZ Amsterdam		Kontrakt nummer: DWW-920	Type rapport: Projectrapportage
Naam en adres opdrachtgever: Rijkswaterstaat Dienst Weg- en Waterbouwkunde (DWW) ten behoeve van TAWC, Postbus 5044, 2600 GA, Delft		Kode andere opdrachtgever:	
Opmerkingen:			
<p>Referaat:</p> <p>In dit rapport wordt ingegaan op de modellering van sedimenttransport door de wind op het strand en in de zeereep. Het doel is te komen tot een model waarmee effecten van beheersmaatregelen op de morfologie van de zeereep kunnen worden voorspeld, ten einde het zeereepbeheer te optimaliseren. Dit rapport beschrijft (a) versie 0.0 van het SAFE-model (Simulation of Aeolian Foredune Evolution) en (b) een stromingsmodel (HILL_MDL) dat het verloop van het windprofiel over een transect simuleert als functie van de topografie en de oppervlakteruwheid. Het stromingsmodel is gebaseerd op het werk van Zeman en Jensen (1987). Het is een twee-dimensionaal, tweede orde sluitingsmodel (d.w.z. dat ook turbulente variaties in de stroming worden gesimuleerd). Het stromingsmodel levert windinvoergegevens voor het sedimenttransportmodel. SAFE 0.0 beperkt zich tot simulatie van zandtransport bij aanlandige wind, loodrecht op de zeereep. Het simuleert de ontwikkeling van een dwarsdoorsnede van strand en zeereep als functie van de topografie, vegetatie en sedimenteigenschappen. Er kan gerekend worden met een uniform windveld (dat wel in de tijd kan variëren) of met een windveld dat door het stromingsmodel wordt gegenereerd. De effecten van vegetatie, hellingshoek, vocht en sedimenteigenschappen zijn uitgewerkt in kwantitatieve relaties. Zowel het stromingsmodel als het transportmodel kunnen op een aantal punten worden uitgebreid/verbeterd. Vooral de interactie vegetatie, wind en sedimenttransport dient nader te worden onderzocht.</p>			
Trefwoorden: Sedimenttransport, wind, zeereep, model		Distributiesysteem:	
Classificatie:	Classificatie deze pagina:	Aantal blz.: 53 pp.	Prijs:

INHOUDSOPGAVE



VOORWOORD	- 1 -
1 INLEIDING	- 2 -
2 MODELLERING VAN HET SEDIMENTTRANSPORT	- 3 -
2.1 Transportvergelijkingen	- 3 -
2.2 Het actuele sedimenttransport	- 5 -
2.3 Processen en factoren die het sedimenttransport bepalen	- 6 -
3 MODELLERING VAN DE WIND	- 7 -
3.1 Het logaritmisch windprofiel	- 7 -
3.2 Niet-homogene oppervlakken, overgangen	- 8 -
3.3 De stroming over een heuvel	- 9 -
3.4 Windmetingen over de zeereep en windschaling	- 10 -
3.5 Reynoldse splitsing	- 10 -
3.6 Vergelijking voor de horizontale windsnelheid	- 10 -
3.7 De tweede-orde vergelijkingen	- 11 -
3.7.1 De varianties en de turbulente kinetische energie	- 11 -
3.7.2 De vergelijking voor de impulsflux	- 12 -
3.7.3 De dissipatievergelijking	- 13 -
3.7.4 Aannamen voor sluiting van de vergelijkingen	- 13 -
3.8 Randvoorwaarden	- 14 -
3.9 Structuur van het model	- 14 -
3.9.1 Het hoofdprogramma	- 14 -
3.9.2 De procedures Time_Steps, Flat_Surface en Hill_Flow	- 15 -
3.9.3 De overige procedures	- 16 -
3.10 Invoer en uitvoer files	- 16 -
3.11 Bekende problemen	- 17 -
3.11.1 Het optreden van recirkulatiewervels	- 17 -
3.11.2 De korte tijdschaal waarop redistributie plaatsvindt	- 17 -
3.11.3 De laterale windsnelheid	- 18 -
3.11.4 Berekening van de kromtestraal	- 18 -
4 DE INVLOED VAN VEGETATIE	- 19 -
4.1 Het model van Wasson en Nanninga (1986)	- 20 -
4.2 Het model van Buckley	- 21 -
4.3 De modellen van Raupach (1992) en Hagen en Armbrust (1994)	- 22 -
4.4 Discussie	- 24 -
5 DE INVLOED VAN SEDIMENTEIGENSCHAPPEN	- 26 -
5.1 Gemiddelde korrelgrootte en soortelijk gewicht	- 26 -
5.2 Korrelvorm en sortering	- 27 -
5.3 Cohesie	- 28 -
5.3.1 Het vochtgehalte van het bodemoppervlak	- 28 -
5.3.2 Overige cohesiebronnen	- 30 -
6 HELLINGSINVLOEDEN	- 31 -
7 HET TRANSPORTMODEL (SAFE 0.0)	- 33 -
7.1 De hoofdstructuur	- 33 -
7.2 Enkele modelsimulaties	- 36 -

8	AANBEVELINGEN	- 38 -
8.1	Modelvalidatie	- 38 -
8.2	Gevoeligheidsanalyses	- 38 -
8.3	Modelaanpassingen en -uitbreidingen	- 38 -
8.3.1	Luchtstroming	- 38 -
8.3.2	Vegetatie	- 38 -
8.3.3	Transportprocessen	- 39 -
	LITERATUUR	- 41 -
	BIJLAGEN	

LIJST VAN FIGUREN

Figuur 2.1:	Transportvergelijkingen van verschillende onderzoekers ($U_{*t}=0.22$ m/s).	- 4 -
Figuur 2.2:	Het verloop van Q_x voor een situatie met opbouwend transport over onbegroeid terrein (CHI=15m) en uitdovend transport als gevolg van aanwezigheid van vegetatie in de zone van 50 tot 100 m (CHI=5m).	- 5 -
Figuur 3.1:	Hoogte van de interne grenslaag en aangepaste grenslaag ($z_{01} = 0.1$ mm en $z_{02} = 10$ mm).	- 8 -
Figuur 3.2:	Hydrodynamische drukverstoring (in $m^2 \cdot s^{-2}$) en windsnelheid (in $m \cdot s^{-1}$) over een klokvormig duin (hoogte in m) zonder ruwheidsovergang.	- 9 -
Figuur 4.1:	De rol van vegetatie in het sedimenttransportproces (Bron: Wolfe en Nickling, 1993).	- 19 -
Figuur 4.2:	Stromingstypen bij verschillende elementdichtheden. De grijze vlakken zijn luwtezones. (Bron: Wolfe en Nickling, 1993).	- 20 -
Figuur 4.3:	De verhouding U_{*o}/U_{*c} als functie van de bedekkingsgraad C volgens vergelijking (4.1) (Wasson en Nanninga, 1986) en (4.4) (Buckley, 1987).	- 21 -
Figuur 4.4:	z_0/H als functie van $PAI \cdot C_d$ ($PAI =$ ruwheidsdichtheid λ) volgens Hagen en Armbrust (1994).	- 23 -
Figuur 4.5:	De verhouding van U_{*ov}/U_{*v} volgens Raupach (1992) en Hagen en Armbrust (1994) als functie van de ruwheidsdichtheid (λ).	- 25 -
Figuur 5.1:	Krachten en momenten die tijdens evenwicht werken op een korrel (Bron: Bagnold, 1954).	- 27 -
Figuur 5.2:	De kritische wrijvingsnelheid als functie van de korreldiameter. Fluid threshold = beweging als gevolg van de luchtstroming; Impact threshold = beweging onder invloed van inslagen van salterende korrels. (Bron: Bagnold, 1954).	- 28 -
Figuur 5.3:	De kritische wrijvingsnelheid als functie van de relatieve luchtvochtigheid volgens Arens (1994c).	- 30 -
Figuur 6.1:	De invloed van de hellingshoek van het oppervlak op de kritische wrijvingsnelheid volgens Iversen en Rasmussen (1994).	- 32 -
Figuur 7.1:	Stroomschema voor het model voor eolische zeereepontwikkeling versie 0.0 (Bron: Arens, 1994b; aangepast naar Steetzel, 1993).	- 33 -
Figuur 7.2:	De ontwikkeling van een (niet-bestaand) duinprofiel (x-as) in de tijd (y-as) onder invloed van (a) een constante uniforme wind en (b) een windveld gemodelleerd met het stromingsmodel Hill_md1.	- 37 -

LIJST VAN TABELLEN

Tabel 3.1:	Samenvatting van het hoofdprogramma van het windmodel.	- 15 -
Tabel 3.2:	Samenvatting van de procedures Time_Steps, Flat_Surface en Hill_Flow. (*..*) wil zeggen niet in HillFlow.	- 15 -
Tabel 3.3:	Schema van de belangrijkste procedure aanroepen vanaf het niveau van Time_Steps, Flat_Surface of Hill_Flow.	- 16 -
Tabel 7.1:	Samenvatting van het hoofdprogramma van SAFE 0.0.	- 34 -
Tabel 7.2:	Procedures voor de berekening van de kritische wrijvingsnelheid U_{*c} .	- 35 -
Tabel 7.3:	Procedure voor de berekening van het actuele transport.	- 35 -
Tabel 7.4:	Procedure voor de aanpassing van de lokale wrijvingsnelheid afhankelijk van de vegetatiebedekking, volgens Wasson en Nanninga (1986).	- 36 -
Tabel 7.5:	Procedures voor de berekening van het evenwichtstransport volgens White (1979) en het actueel transport.	- 37 -

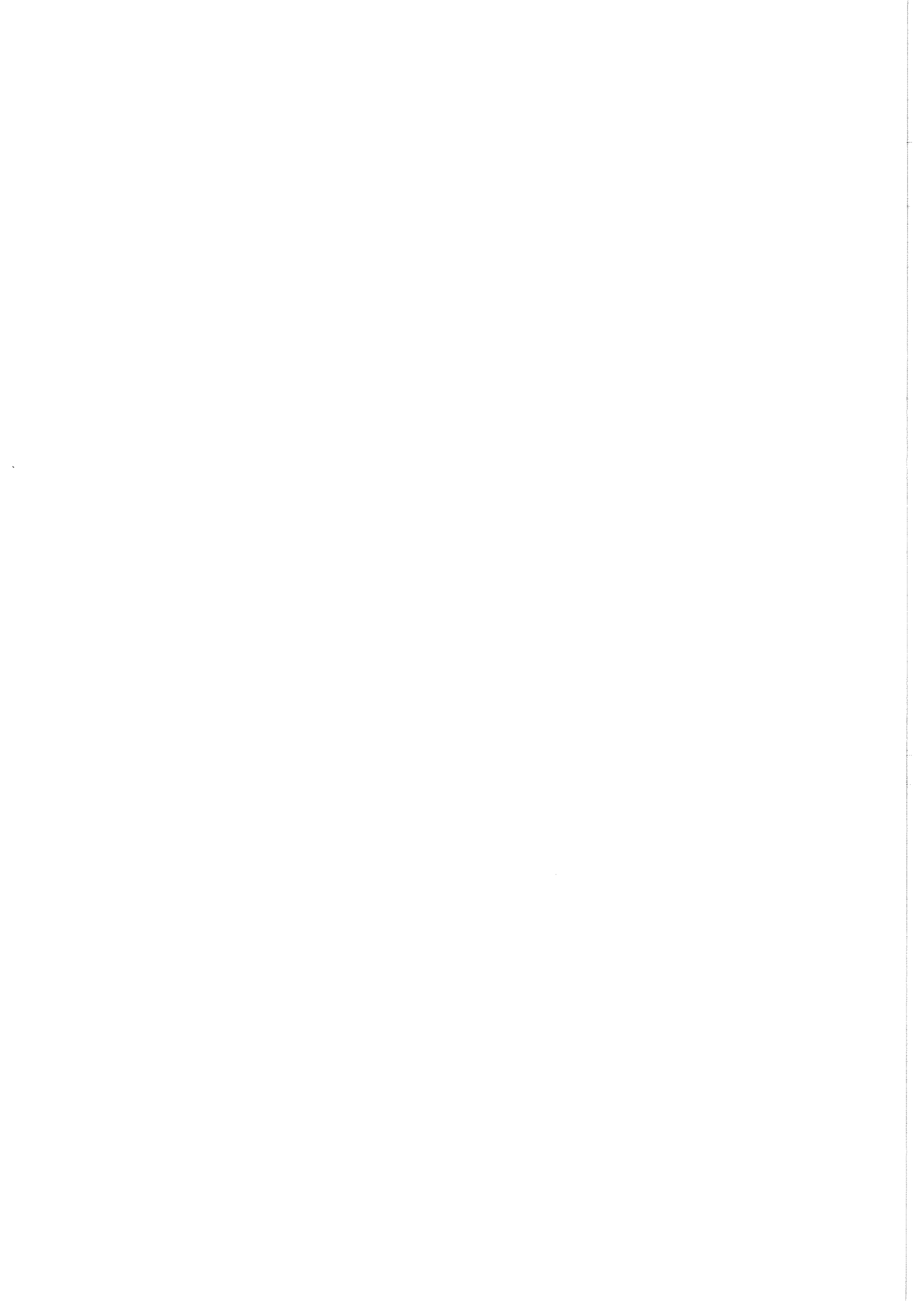
LIJST VAN BIJLAGEN

BIJLAGE 1:	Hoofdprogramma van het windmodel	- 44 -
BIJLAGE 2:	De procedure hill_flow	- 45 -
BIJLAGE 3:	Twee procedures voor termen v/d 2 ^{de} orde vergelijkingen	- 46 -
BIJLAGE 4:	Voorbeeld configuratiefile hill_mdl.Cfg	- 47 -
BIJLAGE 5:	Voorbeeld parameterfile voor SAFE 0.0	- 48 -
BIJLAGE 6:	De invloed van cohesie door vocht (zie hoofdstuk 5)	- 49 -
BIJLAGE 7:	De invloed van vegetatie, voorbeeld 1 (zie hoofdstuk 4)	- 50 -
BIJLAGE 8:	De invloed van vegetatie, voorbeeld 2 (zie hoofdstuk 4)	- 51 -
BIJLAGE 9:	De invloed van de hellingshoek op u_{*t} (zie hoofdstuk 6)	- 52 -
BIJLAGE 10:	De invloed van de topografie op de luchtstroming en het sedimenttransport (zie hoofdstuk 3)	- 53 -

VOORWOORD

Dit is het derde rapport in een serie van drie, voortvloeiend uit een opdracht van de Dienst Weg- en Waterbouw van Rijkswaterstaat voor de Technische Adviescommissie voor de Waterkeringen, Werkgroep C 'Zandige Kusten' (overeenkomst DWW-920). In dit rapport wordt ingegaan op rekenprocedures voor een model dat de ontwikkeling van de zeereep onder invloed van de wind simuleert. Dit model is bedoeld om effecten van beheersmaatregelen op de morfologie van de zeereep te kunnen voorspellen en zodoende het beheer te kunnen optimaliseren. De rekenmodules zullen geïncorporeerd worden in een balansmodel (SCOPE) dat momenteel bij het Waterloopkundig Laboratorium in ontwikkeling is.

Het eerste rapport in deze serie behandelt het conceptuele model voor zandtransport naar de zeereep (Arens, 1994a). De opzet en structuur van het numerieke model is beschreven in het tweede rapport (Arens, 1994b). Versie 0.0 van het testmodel SAFE (Simulation of Aeolian Foredune Evolution) komt in dit rapport aan de orde en is een eerste aanzet. Het model kan door vervolgstudies uitgebreid en verfijnd worden. De eerste versie beperkt zich tot simulatie van zandtransport bij aanlandige wind, loodrecht op de zeereep, als functie van topografie, vegetatie en sedimenteigenschappen. Het model simuleert de ontwikkeling van een dwarsdoorsnede van strand en zeereep (2-dimensionaal: x,z). Sedimenttransport wordt één-dimensionaal gemodelleerd (in x-richting). In dit rapport wordt eveneens ingegaan op een numeriek model waarmee het verloop van het windprofiel over een transect in x-richting kan worden berekend als functie van de topografie en de oppervlakteruwheid.



1 INLEIDING

Het centrale punt in de modellering van de zee-eerpontwikkeling is het vaststellen van sedimenttransport op meerdere punten op een bekend hoogteprofiel. Een verschil in transport tussen twee opeenvolgende profielpunten geeft aan dat er depositie danwel erosie is opgetreden tussen deze punten (het continuïteitsprincipe). Per profielpunt worden deze hoeveelheden erosie of depositie omgerekend naar hoogteveranderingen. Hierna kan een nieuw hoogteprofiel worden berekend dat gebruikt wordt voor berekeningen in een volgende tijdstap.

De continuïteitsvergelijking voor het sediment kan als volgt worden weergegeven (Stam, 1994):

$$\frac{\partial h}{\partial t} = - \frac{1}{\rho_s (1 - \Phi)} \left(\frac{\partial Q_x}{\partial x} + \frac{\partial Q_y}{\partial y} \right) \quad (1.1)$$

waarin:	h	=	topografische hoogte (m)
	t	=	tijd (s)
	ρ_s	=	dichtheid van het sediment (voor kwarts ongeveer $2650 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$)
	Φ	=	porositeit (-)
	Q_x	=	actueel sedimenttransport in x-richting per eenheid lengte in y-richting ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$)
	Q_y	=	actueel sedimenttransport in y-richting per eenheid lengte in x-richting ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$).

De waarden van Q hebben betrekking op het totale sedimenttransport over de luchtlag waarin het transport plaatsheeft:

$$Q = \int_{z=0}^{z=\infty} q_z dz \quad (1.2)$$

waarin: q_z = sedimenttransportflux op hoogte z ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$)

In dit rapport wordt ingegaan op de kwantificering van het actuele sedimenttransport als functie van meteorologische omstandigheden, topografie, sedimenteigenschappen en vegetatie. De beschreven relaties zijn samengebracht in een test- of onderzoeksmodel. Hiermee zijn enkele theoretische en reële situaties doorgerekend.

In deze eerste versie van het model wordt sedimenttransport één-dimensionaal gemodelleerd, in x-richting. Dat wil zeggen dat Q_y gelijk aan nul wordt gesteld. Als de droge bulkdichtheid van het zand constant is over het beschouwde hoogteprofiel, is de ontwikkeling van dat hoogteprofiel in de tijd alleen afhankelijk van Q_x .

Voor de berekening van het sedimenttransport zijn onder andere invoergegevens nodig over de luchtstroming nabij het bodemoppervlak. Versnellingen en vertragingen in de luchtstroming treden op afhankelijk van de topografie en de ruwheid van het bodemoppervlak. Het stromingspatroon wordt berekend in een aparte module. Hoofdstuk 3 van dit rapport bevat een beschrijving van de werking van dit stromingsmodel. Een koppeling tussen het stromingsmodel en het transportmodel is op dit moment mogelijk voor de rekensituatie waarin vegetatie afwezig is. Modelvalidatie is in dit stadium dus maar beperkt mogelijk. Wel kan op basis van de modelresultaten worden aangegeven waar de belangrijkste gevoeligheden liggen en waar uitbreidingen of veranderingen nodig zijn. Het Waterloopkundig Laboratorium brengt de geteste rekenprocedures uiteindelijk ondergebracht in het balansmodel SCOPE. Hiervan volgt een aparte rapportage, met meer aandacht voor validatieberekeningen. Bij de modelontwikkeling is gebruik gemaakt van gegevens verzameld tijdens het promotieonderzoek van Arens (1994c) en van daaruit verkregen kennis en inzichten.

2 MODELLERING VAN HET SEDIMENTTRANSPORT

Het *actuele* sedimenttransport op plaats x langs een topografisch profiel (Q_x) is een functie van de lokale wrijvingsnelheid aan het bodemoppervlak, de lokale kritische wrijvingsnelheid en het sedimenttransport direct windopwaarts van lokatie x . De wrijvingsnelheid (U_*) die heerst aan het oppervlak is een maat voor de erosieve kracht van de wind. Sedimenttransport treedt op zodra de wrijvingsnelheid een bepaalde kritische waarde overschrijdt. Deze waarde wordt aangeduidt met U_{*c} en is een maat voor de weerstand van het sediment tegen transport.

Het *evenwichtstransport* of de *transportcapaciteit* (Q_{eq}) is het transport dat optreedt indien de condities (wind, bodem, vegetatie etc.) die gelden op een bepaald punt, ook gelden voor een groter oppervlak windopwaarts van dat punt. Het windprofiel en het sedimenttransport hebben zich dan kunnen aanpassen aan de omstandigheden en hebben een bij die condities behorend evenwicht bereikt. Vaak zal echter het werkelijke transport (Q_x) afwijken van het evenwichtstransport dat geldt op punt x . Heel duidelijk is het voorbeeld van de geleidelijke toename van Q_x van 0 tot Q_{eq} , wanneer aan het begin van het beschouwde profiel een niet-erodeerbaar oppervlak aanwezig is (b.v. asfalt, open water, zeer dichte begroeiing etc.). Ook in het geval dat de lokale waarde van Q_{eq} lager is dan Q_x , zal het sedimenttransport pas na een bepaalde afstand te hebben afgelegd aangepast zijn aan dit nieuwe evenwicht. Dit is bijvoorbeeld het geval wanneer sediment, dat over een onbegroeid oppervlak beweegt, een vegetatiegrens bereikt.

Voor het berekenen van het evenwichtstransport zijn vele vergelijkingen ontwikkeld. Hierop wordt in § 2.1 ingegaan. De relatie tussen het lokale evenwichtstransport en het lokale actuele transport komt in § 2.2 aan de orde. In § 2.3 wordt aangegeven welke factoren en processen moeten worden gekwantificeerd om het actuele transport langs een hoogteprofiel te kunnen berekenen.

2.1 Transportvergelijkingen

In de literatuur komt men verschillende vergelijkingen tegen voor het voorspellen van de sedimenttransportcapaciteit. De meeste hiervan zijn gebaseerd op theoretische overwegingen, maar zonder uitzondering bevatten ze ook empirische coëfficiënten. De vergelijkingen die hier besproken worden, zijn gebaseerd op saltatietransport. Transport door 'kruip' wordt meestal in deze vergelijkingen verwerkt door aanpassing van een empirische constante. In de eerste versie van het SAFE-model wordt aangenomen dat het totale transport door saltatie en kruip wordt bepaald. Suspensietransport wordt dus buiten beschouwing gelaten.

De vergelijking van Bagnold (1954) wordt zeer veel gebruikt voor het schatten van de transportcapaciteit:

$$Q_{eq} = C_b \sqrt{\frac{d}{D} \frac{\rho_a}{g}} U_*^3 \quad (2.1)$$

waarin:

Q_{eq}	=	de transportcapaciteit of het evenwichtstransport ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$)
C_b	=	empirische coëfficiënt die afhangt van de sortering van het sediment ($C_b=1.5$ voor vrijwel uniform zand, 1.8 voor natuurlijk gegradeerd zand zoals duinzand, 2.8 voor slecht gesorteerd zand en 3.5 voor stenig materiaal)
D	=	referentiekorrelgrootte (= 0.25 mm)
d	=	gemiddelde korrelgrootte (eenheid: gelijk aan D)

In de coëfficiënt C_b is de aanname verwerkt dat kruiptransport 25% van het totale transport bedraagt. Vergelijking (2.1) heeft het nadeel ook transport te voorspellen bij windsnelheden beneden de kritische snelheid. Verschillende andere onderzoekers hebben vergelijkingen ontwikkeld waarin U_{*c} is

opgenomen, waaronder Kawamura (1964), Lettau en Lettau (1977) en White (1979). Deze vergelijkingen voldoen wel aan het criterium dat er geen transport wordt berekend als U_* kleiner is dan U_{*t} . Allen hebben ze gemeen dat wanneer U_* ruim hoger is dan U_{*t} , de transportcapaciteit ongeveer evenredig is met de derde macht van de wrijvingsnelheid.

Kawamura (1964) stelt de volgende vergelijking voor:

$$Q_{eq} = C_k \frac{\rho_a}{g} (U_* - U_{*t}) (U_* + U_{*t})^2 \quad (2.2)$$

met: C_k = constante met de waarde 2.78 (als Q is uitgedrukt in $\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$)

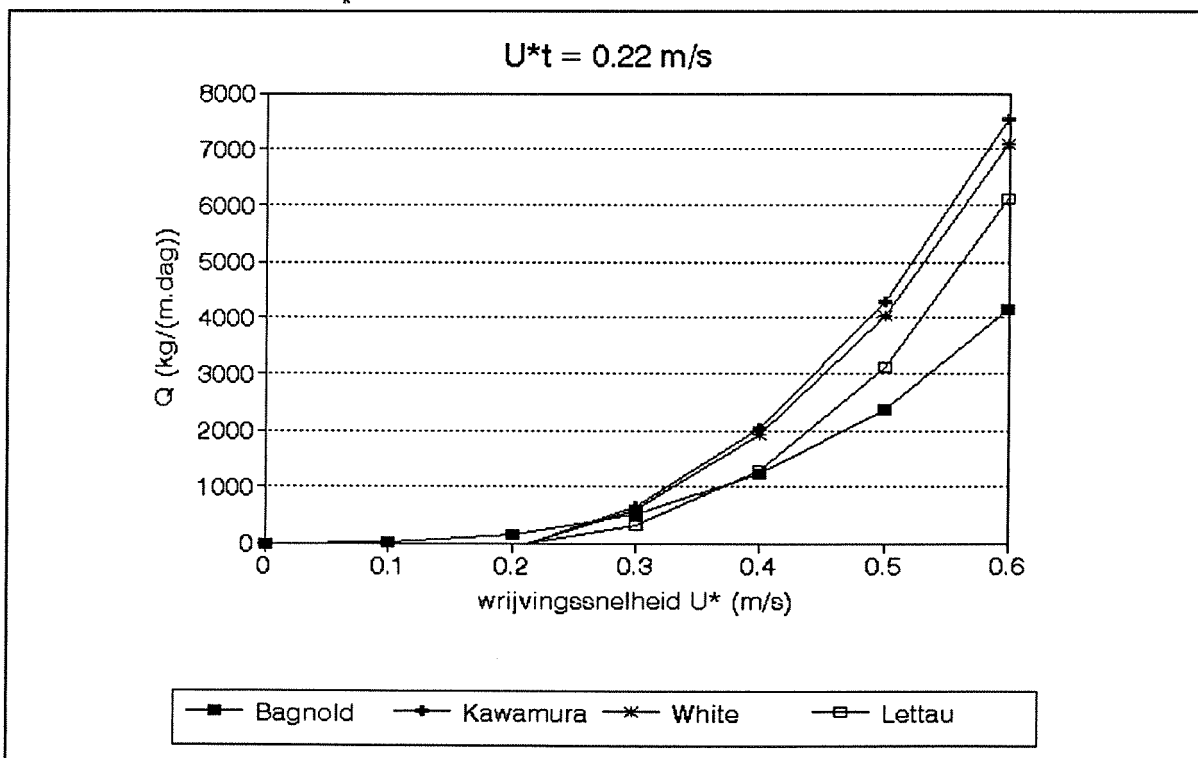
De vergelijking van White (1979), gecorrigeerd door Blumberg en Greeley (1993), blijkt ondanks een andere notatie identiek te zijn aan (2.2), met 2.61 als waarde voor C_k .

Lettau en Lettau (1977), tenslotte, geven:

$$Q_{eq} = C_l \sqrt{\frac{d}{D}} \frac{\rho_a}{g} U_*^2 (U_* - U_{*t}) \quad (2.3)$$

waarin de coëfficiënt C_l gelijk is aan 4.2.

In Figuur 2.1 staan de verschillende transportvergelijkingen weergegeven. Allen, behalve die van Bagnold, komen in aanmerking voor gebruik in het SAFE-model. Sarre (1987) en Blumberg en Greeley (1993) spreken een voorkeur uit voor de vergelijking van White (1979). In het SAFE-model is daarom voorlopig vergelijking (2.2) opgenomen voor de berekening van het evenwichtstransport, met 2.61 als waarde voor C_k .



Figuur 2.1: Transportvergelijkingen van verschillende onderzoekers ($U_{*t}=0.22 \text{ m/s}$).

2.2 Het actuele sedimenttransport

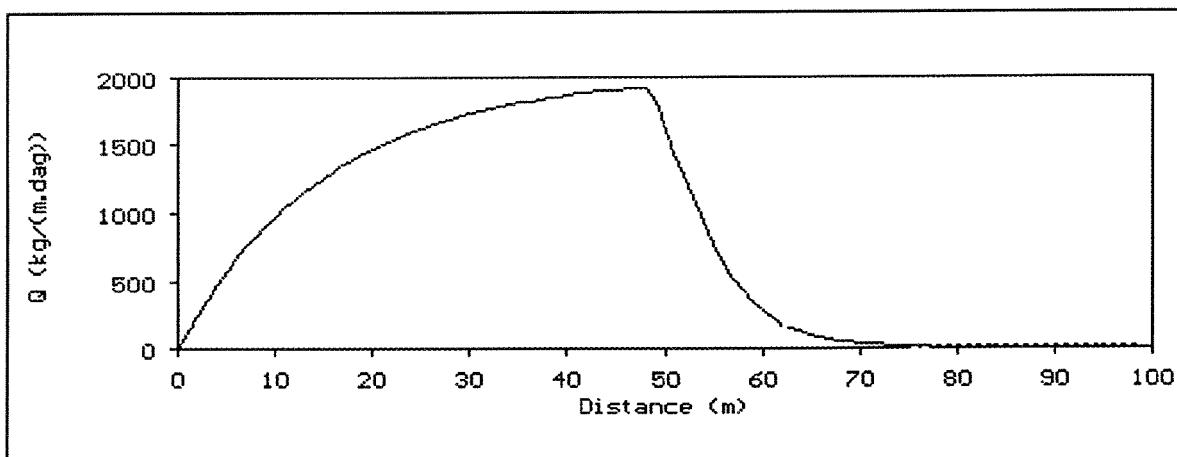
Het actuele transport op punt x (Q_x) hangt af van de transportcapaciteit op punt x (Q_{eqx} , te berekenen met één van de vergelijkingen uit § 2.1) en het actuele transport op punt $x-\partial x$ ($Q_{x-\partial x}$). Analoog aan de methode van Stout (1990) kan Q_x als volgt beschreven worden:

$$Q_x = Q_{eqx} + (Q_{x-\partial x} - Q_{eqx}) e^{-\partial x/CHI} \quad (2.4)$$

waarin: CHI = parameter, een maat voor de afstand waarover het sedimenttransport zich aanpast aan een nieuw evenwicht (m), voorlopig aangehouden waarden voor CHI zijn 15 m bij opbouwend transport en 5 m bij uitdovend transport.

Als voorbeeld kan een transect met een uniforme Q_{eq} genomen worden, windopwaarts begrensd door niet-erodeerbaar terrein. Er geldt dus op $x=0$ dat $Q=0$. Uit (2.4) volgt dan dat op afstand $x=CHI$ het actuele sedimenttransport 63.2 % van het evenwichtstransport bedraagt. In het algemeen geldt dat CHI de afstand is waarop $Q_{x=CHI}$ gelijk is aan $0.632 \cdot Q_{eqx} + 0.368 \cdot Q_{x-\partial x}$.

De waarde van CHI is afhankelijk van de vraag of Q_{eq} groter of kleiner is dan $Q_{x-\partial x}$. Bij opbouwend transport naar de evenwichtwaarde is de afstand CHI groter dan bij afbouwend transport. Een praktijkvoorbeeld van opbouwend transport is transport op het strand bij aanlandige wind, waarbij de zee het niet-erodeerbare vlak is. Een voorbeeld van afbouwend transport is de situatie waarin het sediment een begroeid oppervlak instroomt. De waarden van CHI die in het testmodel SAFE worden aangehouden voor opbouwend ($Q_{eqx} > Q_{x-\partial x}$) en afbouwend transport ($Q_{eqx} < Q_{x-\partial x}$) zijn respectievelijk 15 en 5 m. Deze waarden zijn tamelijk arbitrair. Literatuurgegevens hierover zijn schaars. Bij opbouwend transport, uitgaande van $Q=0$, worden waarden gemeld variërend van 10 tot 200 m om tot evenwichtstransport te komen (CHI is dan 6.3 tot 125 m). Knottnerus (1971) geeft aan dat minimaal 15 m nodig is om in een windtunnel de evenwichtssituatie te bereiken ($CHI=9.5$ m). Waarnemingen in dichte vegetatie tonen aan dat 'uitdoving' van sedimenttransport over korte afstand plaatsvindt. Salterend sediment komt dan zelden verder dan 10 m (Arens, 1994c). De werking van (2.4) is weergegeven in Figuur 2.2. Van 0 tot 50 m is sprake van opbouwend transport ($CHI=15$ m). In de zone van 50 tot 100 m is een vegetatiebedekking van 50 % aanwezig, waardoor het sedimenttransport afneemt tot 0 volgens (2.4) met $CHI=5$ m.



Figuur 2.2: Het verloop van Q_x voor een situatie met opbouwend transport over onbegroeid terrein ($CHI=15\text{m}$) en uitdovend transport als gevolg van aanwezigheid van vegetatie in de zone van 50 tot 100 m ($CHI=5\text{m}$).

2.3 Processen en factoren die het sedimenttransport bepalen

Langs het beschouwde hoogteprofiel dienen U_c en U_{*c} bekend te zijn om Q_x te kunnen berekenen. Om Q_x te kunnen modelleren, moet dus duidelijk zijn welke processen en factoren U_c en U_{*c} bepalen. Hieronder wordt dit in het kort samengevat. Steeds wordt daarbij aangegeven in welk hoofdstuk dit aan de orde komt.

De erosieve kracht van de wind aan het oppervlak (U_c) hangt af van de volgende factoren:

- de topografie (als gevolg van reliëf zullen versnellingen en vertragingen in de stroming optreden; hoofdstuk 3);
- ruwheidsovergangen (bij het passeren van een ruwheidsovergang is de stroming niet onmiddellijk aangepast aan de nieuwe condities en wijkt het windprofiel over enige afstand af van het evenwichtsprofiel; § 3.2);
- de ruwheid van het oppervlak (de vegetatie, windribbels, schelpen en andere onregelmatigheden dragen bij aan de ruwheid die de luchtstroming ervaart; de rol van vegetatie is in dit verband van groot belang; hoofdstuk 4).

Behalve door de wind, vindt er ook impulsoverdracht plaats op de korrels in het zandbed door de inslag van salterende korrels. Deze kunnen een deel van hun kinetische energie overdragen op korrels in het zandbed, waardoor deze ook in beweging kunnen komen. Hierop wordt in § 5.1 kort ingegaan.

Zodra sediment in saltatie gaat, ontstaat er een interactie tussen het salterend sediment en de luchtstroom. Raupach (1991) geeft aan dat in de saltatielaag een versnelde impulsuitwisseling optreedt ten opzichte van de situatie zonder saltatie. De stroming ervaart de saltatielaag als een extra ruwheidsfactor. De toename in de schijnbare ruwheid tijdens saltatie vergroot de wrijvingsnelheid U_c boven de saltatielaag. Echter, de schuifspanning aan het bodemoppervlak is lager dan U_c direct boven de saltatielaag. Voorlopig wordt aangenomen dat het netto effect van saltatie op de erosieve kracht van de wind aan het bodemoppervlak verwaarloosbaar is. Uitgaande van evenwicht tussen saltatie en U_c is deze aanname gerechtvaardigd.

De kritische wrijvingsnelheid (U_{*c}) wordt bepaald door de stabiliserende krachten die werken op een zandkorrel en hangt af van:

- sedimenteigenschappen (hoofdstuk 5) waaronder de korrelgrootteverdeling, dichtheid en vorm van de korrels en cohesieve krachten tussen korrels;
- de hellingshoek van het bodemoppervlak (hoofdstuk 6).

3 MODELLERING VAN DE WIND

Voor de berekening van de hoeveelheid zand die onder bepaalde omstandigheden getransporteerd kan worden is de windsnelheid dicht bij de grond of de wrijvingssnelheid een onmisbaar gegeven. In eerste benadering is de transportcapaciteit van de lucht evenredig met de derde macht van de wrijvingssnelheid (Bagnold, 1954). Ook recentere publikaties (Williams, 1964; Hsu, 1971; Lettau & Lettau, 1977; White, 1979) voorspellen een transportcapaciteit die voor windsnelheden ruim boven de kritische windsnelheid het derde-machtsverband goed benadert (zie § 2.1).

Boven vlak en homogeen terrein kan, onder neutrale omstandigheden, de verandering van de windsnelheid met de hoogte worden beschreven met het logaritmisch windprofiel. In dat geval kan de wrijvingssnelheid worden afgeleid uit de windsnelheid op een hoogte van bijvoorbeeld twee meter en de ruwheid van het oppervlak. Het systeem dat we hier beschouwen, strand, zeereep en duin, is echter niet vlak en niet homogeen. Voor een eenvoudige ruwheidsovergang is nog wel enigszins bekend hoe de wind zich aanpast aan het nieuwe oppervlak. Zijn er meerdere ruwheidsovergangen na elkaar dan wordt het profiel te ingewikkeld voor een analytische beschrijving. Voor niet vlakke terreinen is het nog veel moeilijker een analytische oplossing te geven.

Een analytische beschrijving van het windprofiel of het verloop van de wrijvingssnelheid over strand en zeereep is onmogelijk te geven. Er zijn tevens geen eenvoudige empirische verbanden beschikbaar, die gebruikt zouden kunnen worden om een schatting te maken voor het verloop van de wrijvingssnelheid. Daarom is gekozen voor een fysisch deterministisch numeriek model.

Het gebruikte model is gebaseerd op het Zeman en Jensen (1987) model. Dit is een tweedimensionaal model. De X-coördinaat is in de windrichting en de Z-coördinaat vertikaal. In de Y-richting wordt verondersteld dat er geen gradiënten zijn. Het coördinatenstelsel volgt de stroomlijnen. Er wordt voorwaarts geïntegreerd, de wind volgend (Langrangiaanse benadering). Het model maakt gebruik van tweede-orde sluiting (zie § 3.7.4). Het bevat dus niet alleen een vergelijking voor de gemiddelde wind maar ook voor alle relevante turbulente variabelen.

Hieronder wordt na een korte inleiding over het logaritmisch windprofiel en de aanpassing van het windprofiel bij ruwheidsovergangen een beschrijving gegeven van de belangrijkste vergelijkingen die in het model gebruikt worden. Voor de details wordt verwezen naar Zeman en Jensen (1987).

Omdat de fortrancode van het oorspronkelijke Zeman en Jensen model geen commentaar bevatte, nauwelijks gedocumenteerd was en op een aantal plaatsen afweek van de in de literatuur beschreven theorie is het model volledig opnieuw geïmplementeerd. Daarbij is gekozen voor een implementatie in TurboPascal.

De hier beschreven versie is een zogenaamde 0.0 versie. Dat wil zeggen dat het model gebruikt kan worden voor demonstratiedoeleinden en getest kan worden op zijn bruikbaarheid voor het beoogde doel. Het is echter op allerlei punten nog voor verbetering vatbaar. Enkele zaken zijn zelfs nog niet geïmplementeerd. Bij de beschrijving is aangegeven waar verbeteringen wenselijk zijn. In een eventueel vervolgproject kan het model verder vervolmaakt worden en kan meer aandacht besteed worden aan de parameterisering.

3.1 Het logaritmisch windprofiel

Boven een vlak en homogeen terrein kan men onder neutrale condities (dat wil zeggen dat de verticale temperatuursgradiënt het windprofiel niet beïnvloedt) de wrijvingssnelheid afleiden uit het logaritmisch windprofiel:

$$U(z) = \frac{U_*}{\kappa} \ln \left(\frac{z-d}{z_0} \right) \quad [\text{m s}^{-1}] \quad (3.1)$$

Waarin: $U(z)$ = de windsnelheid op hoogte z ,
 U_* = de wrijvingsnelheid,
 d = de verplaatsingslengte t.g.v. vegetatie,
 z_0 = de ruweidslengte voor het oppervlak,
 κ = de Von Karman constante (0.40).

Als de atmosferische stabiliteit niet neutraal is, wijkt het windprofiel af van dit logaritmisch verband. De stabiliteit wijkt meer af van neutraal als de verticale gradiënt van de temperatuur groot is en de windsnelheid laag. Aangezien verstuiving slechts optreedt bij hoge windsnelheden zullen we met deze afwijking geen rekening houden.

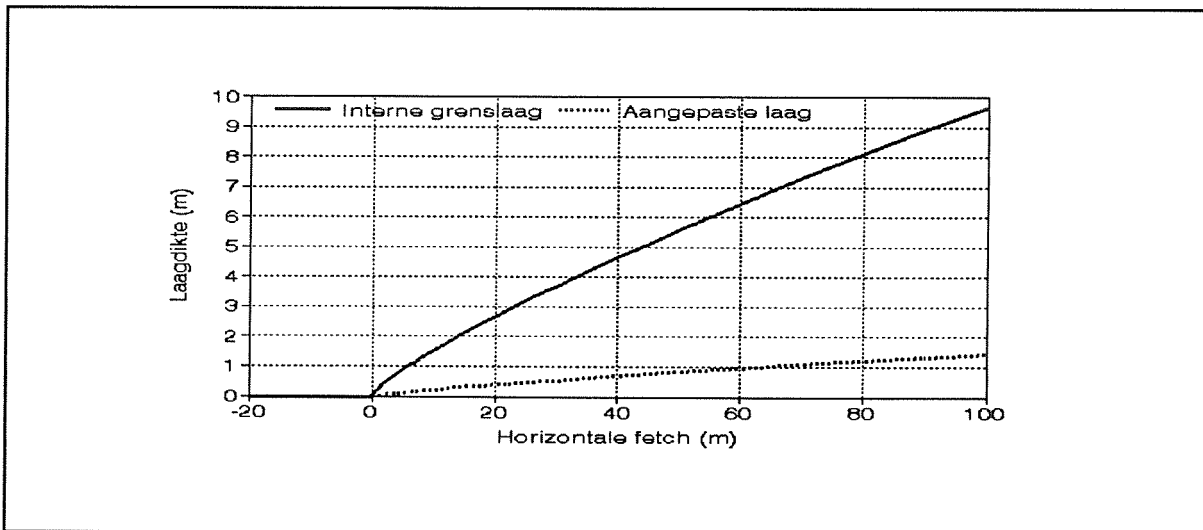
3.2 Niet-homogene oppervlakken, overgangen

Als het terrein niet homogeen is, bijvoorbeeld door de aanwezigheid van een ruweidsovergang, zal het windprofiel zich na de overgang gaan aanpassen aan het nieuwe oppervlak. De laag waar de invloed van de nieuwe ruweid voelbaar is heet de interne grenslaag. De hoogte van deze laag, H , is een functie van de afstand (fetch) na de overgang, x , (Kroon, 1985):

$$H = z_{02} a \left(\frac{x}{z_{02}} \right)^{0.8} \quad [\text{m}] \quad (3.2)$$

met

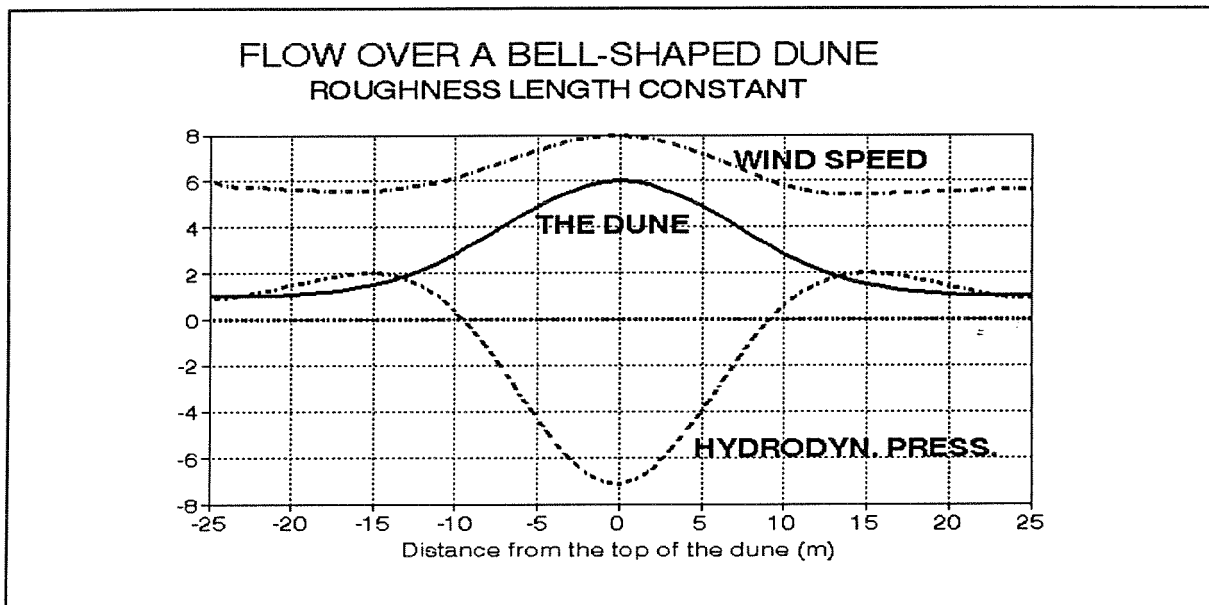
$$a = 0.75 + 0.03 \ln \left(\frac{z_{02}}{z_{01}} \right) \quad [-] \quad (3.3)$$



Figuur 3.1: Hoogte van de interne grenslaag en aangepaste grenslaag ($z_{01} = 0.1$ mm en $z_{02} = 10$ mm).

Hierin is z_{01} de ruweidslengte voor de overgang en z_{02} de ruweidslengte van het nieuwe terrein. Alleen het onderste deel van deze interne grenslaag heeft weer een logaritmisch profiel. De dikte van deze aangepaste grenslaag bedraagt ongeveer 15% van de interne grenslaag (Monteith, 1973). In Figuur 3.1 is te zien dat de dikte van de interne grenslaag bij deze overgang ongeveer 10% is van de fetch. 100 m na de overgang bedraagt de dikte van de aangepaste laag slechts circa 1.5 m. In het dungebied, waar vele ruweidsovergangen voorkomen, zal dus een dunne laag nabij het oppervlak een logaritmisch windprofiel vertonen. Willen we de wrijvingsnelheid bepalen uit het windprofiel,

dan zijn dus windgegevens nodig van dicht bij de grond. Zeer dicht bij de grond ($z < d + 10 z_0$) zal het gemeten windprofiel ook afwijken van het logaritmische windprofiel. Daar zijn de effecten van de afzonderlijke ruweidselementen voelbaar.



Figuur 3.2: Hydrodynamische drukverstoring (in $m^2 \cdot s^{-2}$) en windsnelheid (in $m \cdot s^{-1}$) over een klokvormig duin (hoogte in m) zonder ruweidsovergang.

3.3 De stroming over een heuvel

Wanneer de stroming zich over een duin beweegt zal zich voor het duin een overdruk opbouwen. De wind perst zich als het ware tegen het duin aan. Wordt de helling convex, dan is er een kracht nodig die moet zorgen dat de wind het duin volgt, er ontstaat een lichte onderdruk. Aan de lijzijde van het duin waar de helling weer concaaf wordt ontstaat weer een overdruk (Figuur 3.2).

Waar de druk in de windrichting toeneemt wordt de wind vertraagd en waar de druk in de windrichting afneemt versnelt de wind (Figuur 3.2).

Zeman en Jensen (1988) beschrijven de hydrodynamische drukverstoring als:

$$P(x,z) = -U_0^2 \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\eta'(s) (x-s)}{(x-s)^2 + z^2} ds \quad [m^2 \cdot s^{-2}] \quad (3.4)$$

Hierin is U_0 de windsnelheid op een referentiehoogte, z de hoogte, x de horizontale afstand en s een integratievariabele. $\eta'(s)$ is een vormfunctie die afhangt van de vorm van het duin.

Hoe de vormfunctie $\eta'(s)$ wordt berekend, wordt in Zeman en Jensen (1987) niet vermeld. Uit de fortrancode van het oorspronkelijke model blijkt dat $\eta'(s)$ wordt berekend als de tangens van de hellingshoek ter plaatse van s gedeeld door de maximale hoogte van het duin. Dit delen door de maximale hoogte maakt dat het Zeman en Jensen model niet getest kan worden boven vlak terrein, omdat de drukverstoring dan oneindig groot wordt. Dat is niet juist. Daarnaast lijkt de keuze van de tangens van de hoek geen gelukkige, omdat de tangens bij steile hellingen zeer groot wordt. In onze implementatie van het model is daarom gekozen voor een vormfactor die evenredig is met de sinus van de hellingshoek. De sinus is immers voor hellingshoeken kleiner dan 30° vrijwel gelijk aan de tangens, maar is voor een hoek van 90° gelijk aan 1.0 i.p.v. oneindig groot. Als evenredigheidsfactor is niet de hoogte van het duin gekozen, maar een constante parameter, die onafhankelijk is van het duin. Voor de waarde van deze parameter is voorlopig 0.20 gekozen. De juiste waarde kan pas vastgesteld worden als het model uitgebreid getest is. De vormfunctie luidt nu dus:

$$\eta'(s) = Par \sin(\alpha) \quad [-] \quad (3.5)$$

Waarin: α = hellingshoek ter plaatse van s ,
 Par = Evenredigheidsparameter (0.20).

3.4 Windmetingen over de zeereep en windschaling

Door Arens (1994c) zijn in de loop van 1990 en 1991 windmetingen gedaan op het strand en in de zeereep. Deze metingen zijn verricht op drie lokaties: Schiermonnikoog, Grootte Keeten en Nieuw-Haamstede. Steeds zijn vijf tot zes masten opgesteld en is op iedere mast op drie tot vier hoogtes de windsnelheid gemeten (voor meer details zie Arens, 1994c). Na het verwijderen van evidente fouten en de metingen bij windsnelheden van minder dan 2 m/s op 5 m hoogte op het strand resteerden data over nog ruim 4000 uren. Deze zijn geanalyseerd.

Een van de belangrijkste conclusies die uit deze gegevens volgde was dat voor iedere windrichting de windsnelheid op een bepaalde hoogte geschaald kon worden met de windsnelheid op dezelfde hoogte op het strand (Arens et al., 1995). D.w.z. dat als de windsnelheid op het strand 2 maal zo groot is dat dan ook op een willekeurig punt boven de zeereep de windsnelheid 2 maal zo groot is. Voor de verschillende windrichtingen waren de resultaten wel verschillend. Van Kaam-Peters (1992) analyseerde met name de metingen gedaan op Schiermonnikoog en ontdekte dat de schaling minder goed opging voor de windmetingen aan de lijzijde van de zeereep. Dit wordt mogelijk veroorzaakt door het soms optreden van een recirkulatiewervel (Arens et al., 1995).

Dat windschaling succesvol kan zijn is op een geheel verschillende lokatie bevestigd door metingen van Baas (1994).

3.5 Reynoldse splitsing

Bij de beschrijving van een turbulente stroming kan men niet volstaan met een beschrijving van de gemiddelden, de vergelijkingen moeten ook uitdrukkingen bevatten voor het turbulente deel. Dit turbulente deel wordt vooral gekenmerkt door grillige fluctuaties. Op een bepaald moment en bepaalde plaats is de windsnelheid meestal niet gelijk aan de gemiddelde windsnelheid, maar hij fluctueert om dat gemiddelde. In de vergelijkingen wordt dat als volgt tot uiting gebracht:

$$\begin{aligned} \tilde{U} &= U + u \\ \tilde{V} &= V + v \\ \tilde{W} &= W + w \end{aligned} \quad [m \ s^{-1}] \quad (3.6)$$

Hierin staan de variabelen met een \sim er boven voor de momentane waarden, U , V en W voor het gemiddelde van de longitudinale (in de windrichting), laterale, respectievelijk verticale wind en u , v , w voor de turbulente afwijkingen van het gemiddelde.

De gemiddelde waarde van $u \cdot u$ (aangegeven door \overline{uu}) is de variantie van de longitudinale windsnelheid (Stull, 1988). Evenzo stellen \overline{vv} en \overline{ww} de variantie van de laterale en de vertikale windsnelheid voor. Wordt de covariantie van de horizontale wind en de verticale wind (\overline{uw}) vermenigvuldigd met de dichtheid van de lucht ρ , dan geeft dit de verticale flux van horizontale impuls. Aan de grond komt dit overeen met de wrijving. De wrijvingsnelheid is aan het oppervlak dan ook gelijk aan $\sqrt{-\overline{uw}}$.

De uitdrukkingen \overline{uu} , \overline{vv} , \overline{ww} en \overline{uw} worden tweede-orde termen genoemd. De varianties zijn uiteraard altijd positief. \overline{uw} is in de regel negatief.

3.6 Vergelijking voor de horizontale windsnelheid

De berekening van de horizontale windsnelheid vindt plaats met de volgende vergelijking (Zeman en

Jensen, 1987):

$$U \frac{\partial U}{\partial x} = - \frac{\partial P}{\partial x} + (V - V_g) f - \frac{\partial \overline{uw}}{\partial z} - \frac{\partial \overline{uu}}{\partial x} - \frac{W}{U} \frac{\partial \overline{uu}}{\partial z} \quad [\text{m s}^{-2}] \quad (3.7)$$

Hierin is V_g de component van de geostrofische wind in de laterale richting en f de Coriolisparameter.

De eerste term beschrijft de reactie van de wind op de horizontale drukgradiënt die ontstaat door de aanwezigheid van het duin.

De tweede term bevat de grootschalige drukgradiënt. Deze zal grotendeels gecompenseerd worden door de Corioliskracht. Echter vooral dicht bij de grond zal de wind niet geostrofisch zijn en is een correctie noodzakelijk.

De derde term bestaat uit de verticale divergentie van \overline{uw} . $\overline{p\overline{uw}}$ staat voor de wrijving. Als de wrijving met de hoogte verandert zal dat gevolgen hebben voor de windsnelheid.

De voorlaatste term komt niet voor in modellen die ontwikkeld zijn voor homogene oppervlakken, daar in dat geval in de horizontale richting geen gradiënten voorkomen.

De laatste term is het gevolg van het feit dat de stroming zich niet horizontaal over de zeereep kan bewegen en dat in stroomlijncoördinaten wordt gerekend. Voor details hieromtrent wordt verwezen naar Zeman en Jensen (1987).

3.7 De tweede-orde vergelijkingen

Vergelijking (3.7) bevat twee tweede-orde termen. Om deze te kunnen berekenen zijn tweede-orde vergelijkingen nodig, die in deze paragraaf worden besproken. In het model komen een vijftal tweede-orde vergelijkingen voor, namelijk drie voor de respectievelijke varianties, één voor de impulsflux (\overline{uw}) en één voor de dissipatie. Deze worden hieronder kort besproken.

3.7.1 De varianties en de turbulente kinetische energie

De varianties worden berekend met de volgende vergelijkingen:

$$U \frac{\partial \overline{uu}}{\partial x} = - 2\overline{uw} \frac{\partial U}{\partial z} - 2\overline{uu} \frac{\partial U}{\partial x} - 2\overline{uw} \frac{U}{R} - \frac{q}{3\lambda_2} \left(\overline{uu} - \frac{q^2}{3} \right) - \frac{\partial \overline{uuw}}{\partial z} - \frac{2}{3} \epsilon \quad (3.8)$$

$$U \frac{\partial \overline{vv}}{\partial x} = \quad \text{prod } \overline{vv} \quad - \frac{q}{3\lambda_2} \left(\overline{vv} - \frac{q^2}{3} \right) - \frac{\partial \overline{v\overline{vw}}}{\partial z} - \frac{2}{3} \epsilon \quad (3.9)$$

$$U \frac{\partial \overline{ww}}{\partial x} = \quad + 2\overline{ww} \frac{\partial U}{\partial x} + 4\overline{uw} \frac{U}{R} - \frac{q}{3\lambda_2} \left(\overline{ww} - \frac{q^2}{3} \right) - \frac{\partial \overline{w\overline{ww}}}{\partial z} - \frac{2}{3} \epsilon \quad (3.10)$$

Hierin is R de kromtestraal van de stroming (negatief voor convexe stroomlijnen), λ_2 een lengteschaal die evenredig is met de mengweglengte, q^2 de turbulente kinetische energie (deze is gedefinieerd als $q^2 = \overline{uu} + \overline{vv} + \overline{ww}$) en ϵ de snelheid waarmee deze turbulente kinetische energie wordt gedissipeerd door wrijving aan de rand van de kleinste turbulente wervels. Voor de dissipatie bevat het model een aparte vergelijking (zie verderop).

In de fortrancode van het Zeman en Jensen model wordt de kromtestraal R benaderd als de reciproke van de tweede afgeleide van de hoogte van de stroomlijn naar x . Hoewel dit formeel niet juist is, vormt het een goede benadering, zolang de helling van de stroomlijn niet steiler is dan 20° .

De eerste drie termen zijn produktietermen. Zij geven aan welke factoren van belang zijn voor de

produktie van turbulente fluctuaties in de drie richtingen. De eerste term is in ieder tweede-orde stromingsmodel aanwezig, de tweede term komt alleen voor bij inhomogene oppervlakken en de derde alleen bij gekromde oppervlakken. Bij de beoordeling van de verschillende produktietermen moet men vooral letten op het teken van de tweede-orde termen. De varianties zijn uiteraard altijd positief. \overline{uw} is in de regel negatief. De produktie van turbulentie vindt voornamelijk plaats in de longitudinale richting. Waar de wind vertraagt ($\partial U/\partial x$ negatief) vindt extra produktie plaats in de longitudinale richting, terwijl de bijdrage aan de verticale variantie juist negatief is. Versnellingen hebben een omgekeerd effect. Ook concave hellingen (R is positief) geven een produktie van longitudinale variantie en een negatieve produktie van verticale variantie, terwijl dit op convexe hellingen omgekeerd is. Merk op dat het effect op de verticale variantie twee maal zo groot is als het effect op de horizontale variantie. Dientengevolge zal op concave hellingen meer turbulente kinetische energie verdwijnen dan geproduceerd worden. Op de convexe hellingen is het netto effect van die convexiteit juist een toename van de turbulente kinetische energie.

De vierde term is de redistributieterm. Omdat de produktie van turbulente-kinetische energie voornamelijk plaatsvindt in de longitudinale richting zal de longitudinale variantie groter zijn dan de laterale en de verticale. De snelheidsfluctuaties geven echter aanleiding tot drukfluctuaties. Deze drukfluctuaties produceren weer turbulente snelheidsfluctuaties. Daar druk echter alzijdig werkt zullen deze fluctuaties gelijkelijk over alle richtingen verdeeld zijn. Dit wordt de redistributie van turbulente kinetische energie genoemd. $3\lambda_2/q$ is een tijdschaal die aangeeft hoe snel het redistributieproces verloopt. Deze formulering is ontleend aan het Wilson en Shaw (1977) model en wijkt af van wat Zeman en Jensen (1987) beschreven. De vijfde term is een transport term. Net zoals \overline{uw} het verticale transport van horizontale impuls door turbulente wervels voorstelt, kan \overline{uww} opgevat worden als het verticale turbulente transport van longitudinale fluctuaties. Komt er aan de ene kant meer binnen dan er aan de andere kant uitgaat, dan levert dat een bijdrage aan de toename van de longitudinale variantie. Hetzelfde geldt voor $\partial \overline{vww}/\partial z$ en $\partial \overline{www}/\partial z$.

De laatste term in de vergelijkingen geeft de dissipatie, de snelheid waarmee deze turbulente kinetische energie wordt gedissipeerd door wrijving aan de rand van de kleinste turbulente wervels. Omdat verondersteld wordt dat de turbulentie op de schaal van de kleinste wervels isotroop is wordt de dissipatie gelijkelijk over de drie varianties verdeeld.

3.7.2 De vergelijking voor de impulsflux

De impulsflux (wrijving) wordt beschreven door de vergelijking:

$$U \frac{\partial \overline{uw}}{\partial x} = - \overline{ww} \frac{\partial U}{\partial z} + 2\overline{uu} \frac{U}{R} - \overline{ww} \frac{U}{R} - \frac{q}{3\lambda_2} \overline{uw} - \frac{\partial \overline{uww}}{\partial z} + C q^2 \frac{\partial U}{\partial z} \quad (3.11)$$

De betekenis van de termen is grotendeels vergelijkbaar met de vergelijkingen voor de varianties. De eerste produktieterm is weer in ieder tweede-orde sluitingsmodel aanwezig. De tweede en derde term hangen samen met de convexiteit van de helling. Op concave hellingen wordt extra wrijving geproduceerd, terwijl op convexe hellingen de wrijving juist vermindert. Dit draagt bij aan de hoge snelheidsgradiënten die kunnen ontstaan op de top van de zeereep.

De vierde term laat zien dat drukfluctuaties ook een bijdrage leveren aan de wrijving.

De vijfde term is weer een transportterm.

De zesde en laatste term is ook het gevolg van drukfluctuaties. Deze term draagt echter bij tot een destructie van \overline{uw} . In de engelstalige literatuur wordt deze term aangeduid als rapid distortion. Uit de fortrancode bleek dat Zeman en Jensen voor C een waarde van 0.20 gebruikt hadden. In een ander model (Wilson & Shaw, 1977) komen we een waarde van 0.07 tegen. Deze waarden lopen nogal uiteen. Een onjuiste keuze van deze parameter maakt dat het model boven een homogeen terrein geen stationaire toestand meer zal berekenen. Deze eigenschap is gebruikt om een goede schatting te verkrijgen van de waarde van de parameter C . In de initialisatiefase (een stroming over een homogeen terrein) past het model deze parameter zodanig aan dat de stroming stationair wordt. Opmerkelijk is dat steeds een waarde wordt gevonden van ongeveer 0.116, onafhankelijk van de gekozen ruwheid of windsnelheid. De waarde van 0.116 ligt ongeveer tussen de uit de literatuur bekende waarden.

Overigens zal de exacte waarde nog beïnvloed worden door de keuze van de andere parameters in het model.

3.7.3 De dissipatievergelijking

In een aantal tweede-orde modellen komt geen expliciete vergelijking voor de dissipatie voor, maar worden bepaalde aannamen gemaakt voor het verband tussen de dissipatie en sommige andere variabelen in het model (bijv. de turbulente kinetische energie) (Stull, 1988). In het Zeman en Jensen (1987) model wordt deze methode van sluiting niet toegepast, dit model bevat wel een vergelijking voor de dissipatie:

$$U \frac{\partial \epsilon}{\partial x} = - 3.8 (\epsilon - \beta \Pi) \frac{\epsilon}{q^2} - \frac{\partial}{\partial z} \left(K_\epsilon \frac{\partial \epsilon}{\partial z} \right) \quad (3.12)$$

Hierin is Π de totale produktie aan turbulente kinetische energie (de som van de eerste drie termen in de variantievergelijkingen), β een dimensieloze model parameter die volgens Zeman en Jensen (1987) de waarde 0.75 heeft, en K_ϵ de turbulente uitwisselingscoëfficiënt voor dissipatie. Ook het getal 3.8 is in feite een modelparameter.

De eerste term is een soort produktieterm. Is de dissipatie veel groter dan de produktie van turbulente kinetische energie, dan zal deze term de dissipatie doen afnemen. Is de dissipatie daarentegen relatief klein dan beschrijft deze term een toename van de dissipatie. De andere term is een transportterm, die vergelijkbaar is met de triple produkten in de andere tweede-orde vergelijkingen. De turbulente uitwisselingscoëfficiënt, K_ϵ , die hier gebruikt wordt is echter volgens Zeman en Jensen (1987) 0.68 maal zo groot als de turbulente uitwisselingscoëfficiënt voor de andere termen.

Het fysisch fundament onder de dissipatievergelijking is niet erg sterk, zeker niet in vergelijking tot de andere tweede-orde vergelijkingen. In feite komt het er op neer dat de hier gebruikte vergelijking niet veel beter onderbouwd is dan de sluiting die in vele andere tweede-orde modellen wordt toegepast voor de dissipatie.

3.7.4 Aannamen voor sluiting van de vergelijkingen

In het voorgaande bleek dat in de vergelijkingen voor eerste-orde variabelen (i.c. vergelijking (3.7)) tweede-orde termen verschijnen. Het is mogelijk voor de tweede-orde variabelen weer vergelijkingen af te leiden. Er zijn echter meer tweede-orde variabelen dan eerste-orde variabelen. Bovendien zijn de tweede-orde vergelijkingen ingewikkelder en bevatten ze termen die moeilijk te interpreteren zijn. Een nog groter probleem is dat in de tweede-orde vergelijkingen weer derde-orde termen verschijnen. Als voor deze termen weer vergelijkingen worden afgeleid zijn dat er nog meer, ze zijn nog ingewikkelder, nog moeilijker te interpreteren en ze bevatten vierde-orde termen. Dit probleem is theoretisch onoplosbaar. Men houdt altijd meer onbekenden dan vergelijkingen. Op enig niveau zullen dus aannamen gemaakt moeten worden voor de hogere orde termen. Dit heet het sluiten van de vergelijkingen. In het Zeman en Jensen model gebeurt dat op het tweede-orde niveau. Vandaar dat gesproken wordt van een tweede-orde sluitingsmodel.

In de vergelijkingen zoals genoemd in de vorige paragrafen zitten al enkele aannamen voor sluiting verwerkt. Deze hebben voornamelijk betrekking op drukfluctuaties: de redistributieterm in de vergelijkingen voor de varianties en in de impulsfluxvergelijking (3.11) term vier (vergelijkbaar met redistributieterm) en term zes (rapid distortion).

De triple produkten worden geïnterpreteerd als transporttermen. Net zoals \overline{uw} het verticale transport van horizontale impuls door turbulente wervels voorstelt, kan $\overline{u\overline{uw}}$, $\overline{v\overline{vw}}$, respectievelijk $\overline{w\overline{ww}}$, opgevat worden als het verticale turbulente transport van longitudinale, laterale respectievelijk verticale fluctuaties. Het is in de natuurkunde heel gebruikelijk de flux te berekenen als het produkt van een gradiënt en een uitwisselingscoëfficiënt.

$$\begin{aligned} \overline{u'w'} &= -K \frac{\partial \overline{u'u'}}{\partial z}, & \overline{v'w'} &= -K \frac{\partial \overline{v'v'}}{\partial z}, \\ \overline{w'w'} &= -K \frac{\partial \overline{w'w'}}{\partial z}, & \overline{u'w'w'} &= -K \frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z} \end{aligned} \quad (3.13)$$

In het geval van laminaire stromingen is deze uitwisselingscoëfficiënt, K , de diffusieconstante. Bij een turbulente stroming is de uitwisselingscoëfficiënt afhankelijk van de hoogte. Hier wordt een benadering toegepast welke veel lijkt op wat in de mengwegtheorie gebruikelijk is, met dien verstande dat nabij de top van de grenslaag een correctie wordt toegepast:

$$K = q \delta_1 \kappa z \left(1 - \frac{z}{z_i}\right)^2 \quad [m^2 s^{-1}] \quad (3.14)$$

Hierin is δ_1 een modelparameter die ontleend is aan Wilson en Shaw (1977) en z_i de grenslaaghoogte. De uitdrukking $(1-z/z_i)^2$ maakt dat de turbulente uitwisselingscoëfficiënt boven in de grenslaag weer met de hoogte afneemt.

3.8 Randvoorwaarden

Het model heeft voor alle variabelen randvoorwaarden nodig voor de onderzijde (bodem of vegetatie), en bovenzijde.

De bovenzijde van het model is gekozen ruim boven de atmosferische grenslaag. Hier zal de windsnelheid geostrofisch zijn. Deze blijft gedurende de simulatie constant. Omdat boven de grenslaag de turbulente fluctuaties verwaarloosbaar zijn ten opzichte van de fluctuaties in de grenslaag wordt voor de varianties en de impulsflux aangenomen dat deze aan de bovenkant van het model gelijk zijn aan 0. Als er geen turbulentie is aan de bovenkant zal uiteraard ook de dissipatie nul zijn.

De onderrand van het stromingsmodel ligt op de topografische hoogte plus de verplaatsingshoogte (d) plus de ruwheidslengte (z_0). Als onder-randvoorwaarde voor de varianties en de impulsflux is aangenomen dat de gradiënt tussen het onderste gridpunt en de bodem nul is. Voor de windsnelheid wordt aangenomen dat deze nul is aan de grond. De windsnelheid op het eerste gridpunt wordt bepaald uit het logaritmisch windprofiel, de lokale ruwheidslengte en de wrijvingsnelheid aan de grond ($U_* = \sqrt{-\overline{u'w'}}$).

Het startprofiel voor de gemiddelde wind is nabij het oppervlak een logaritmisch windprofiel. Hoger in de grenslaag is de verandering van de windsnelheid met de hoogte minder dan het logaritmisch profiel voorspelt. Boven de grenslaag is de windsnelheid constant.

Voor de beginprofielen van de overige variabelen worden betrekkelijk willekeurige aannamen gemaakt. In de initialisatiefase van het model wordt de stroming echter over een uniform vlak terrein geleid, dat dezelfde eigenschappen heeft als het terrein aan de bovenwindse kant van de te modelleren zeereep. Hierdoor krijgen de profielen de gelegenheid zich aan te passen aan het terrein.

3.9 Structuur van het model

De source code van het model is verdeeld over drie Pascal files:

- HILLTYPE.PAS Type definities
- HILLCALC.PAS Enkele algemene rekenprocedures
- HILL_MDL.PAS De rest (het grootste deel dus).

3.9.1 Het hoofdprogramma

Bijlage 1 bevat een volledige listing van het hoofdprogramma. De belangrijkste punten zijn

samengevat in Tabel 3.1. Eerst wordt met de procedure Read_Config een aantal instellingen ingelezen uit de file HILL_MDL.CFG, zoals de wrijvingssnelheid aan de bovenwindse zijde van het model. Daarna worden de gegevens omtrent de topografie (Read_Dune) en de ruwheidslengte (Read_Roughness) ingelezen en worden deze op vaste gridafstanden weggeschreven (Write_Dune). Hierna worden eerst vrij willekeurige startprofielen berekend voor alle variabelen (Initial_Profiles).

In de file HILL_MDL.CFG (zie bijlage 4) staat ook of de initialisatiefase doorlopen moet worden. Deze initialisatiefase bestaat uit twee procedures. In de procedure Time_Steps loopt het model over een vlak en uniform terrein met vaste tijdstappen. Daarna gebeurt vrijwel hetzelfde maar dan met vaste afstandstappen. De tijdstap neemt in dit laatste geval met de hoogte af omdat de windsnelheid met de hoogte toeneemt. Als de initialisatiefase doorlopen wordt dan worden de resultaten hiervan weggeschreven in de file INITIAL.IN (Generate_Output). Wordt de initialisatiefase niet doorlopen dan worden dat de resultaten hiervan gelezen uit de file INITIAL.IN (Read_Variables).

De echte simulatie over de zeereep, waarvan de topografie en de ruwheid met de afstand verandert, gebeurt vervolgens met de procedure Hill_Flow.

3.9.2 De procedures Time_Steps, Flat_Surface en Hill_Flow

De procedures Time_Steps, Flat_Surface en Hill_Flow hebben vrijwel dezelfde opbouw. In bijlage 2 is een (enigszins verkorte) listing van de procedure Hill_Flow opgenomen. Tabel 3.2 geeft een samenvatting van de procedures Time_Steps, Flat_Surface en Hill_Flow. Nadat in het begin van de procedure een aantal variabelen een waarde hebben gekregen en een melding op het scherm gezet is begint de "while loop" (in Time_Steps "While (t < tend) do"). Zolang de eindtijd of de eindafstand nog niet bereikt is wordt deze lus doorlopen.

Eerst wordt eventueel uitvoer weggeschreven naar file. Vervolgens wordt de hydrodynamische drukverstoring en de gradiënt hiervan berekend (Calculate_Pressure; Alleen in Hill_Flow). Dan worden alle termen van de tweede-orde vergelijkingen berekend (Higher_Order_Equations).

In de initialisatieprocedures wordt zonodig de parameter C in vergelijking (3.11) aangepast. Als dat nodig is, wordt ook de verandering van uw gecorrigeerd voor de in de berekeningen gebruikte onjuiste waarde van de parameter C. Omdat vooral Time_Steps (maar in mindere mate ook Flat_Surface) wel eens geconfronteerd kan worden met onrealistische beginprofielen wordt gekeken over welke tijd of afstand maximaal vooruit geïntegreerd kan worden (Max_Time_or_Distance) en wordt zonodig de stapgrootte aangepast (Change_ddt_or_ddx). In Hill_Flow ontbreekt deze voorziening, daar wordt gerekend met een vaste stapgrootte.

```

PROCEDURE DO_MAIN:
BEGIN
  Read_Config;
  Read_Dune;
  Read_Roughness;
  Write_Dune;
  Initial_Profiles;
  If (Initialise = TRUE) Then
  Begin
    Time_Steps;
    Flat_Surface;
    Generate_Output ('Initial.in');
  End
  Else Read_Variables('Initial.in');

  Hill_Flow;
END;
```

Tabel 3.1: Samenvatting van het hoofdprogramma van het windmodel.

```

PROCEDURE Hill_Flow;
BEGIN
  While (X < Xend) do
  Begin
    If ..... Then Generate_Output;
    Calc_Pressure;
    Prepare_Calculations;
    Higher_Order_Equations;
    Calculate_New_Values;
    (* Correct_ddt_uw; *)
    (* Max_Time_or_Distance; *)
    (* Change_ddt_or_ddx; *)
    Smoothing;
    Boundary_Conditions;
    Calculate_WindSpeed;
    Copy_New_to_Old;
  End;
END;
```

Tabel 3.2: Samenvatting van de procedures Time_Steps, Flat_Surface en Hill_Flow. (*.*) wil zeggen niet in HillFlow.

Aan de hand van de berekende termen van de tweede-orde vergelijkingen worden met de al dan niet aangepaste stapgrootte de nieuwe waarden van de tweede-orde variabelen berekend (Calculate_New_Values). Voor de randvoorwaarden wordt de procedure Boundary_Conditions aangeroepen.

Pas daarna kan de windsnelheid berekend worden (Calculate_WindSpeed). In Time_Steps wordt nog geen nieuwe windsnelheid berekend, omdat eerst het turbulente deel (de hogere orde termen) zich goed moeten instellen. De procedure Copy_New_to_Old bewaart de berekende resultaten in aparte arrays, welke in de volgende loop weer gebruikt kunnen worden.

```

Time_Steps/FlatSurface/Hill_Flow
-> Generate_Output
-> Calc_Pressure
    -> Cubic_Eval
-> Prepare_Calculations
    -> Calculate_ddz
    -> Calculate_Eddy
    -> Calculate_Time_Scales
    -> Higher_Order_Equations
        -> Calculate_Terms_uu
        -> Calculate_Terms_vv
        -> Calculate_Terms_ww
        -> Calculate_Terms_qq
        -> Calculate_Terms_uw
        -> Calculate_Terms_eps
        -> Calculate_ddt_or_ddx
    -> Set_First_and_Last
    -> Calculate_Transport
    -> Calculate_Transport
    -> Calculate_Transport
    -> Calculate_Transport
    -> Calculate_Transport
    -> Calculate_Transport
-> Correct_ddt_uw
-> Max_Time_or_Distance
-> Change_dt_or_dx
-> Calculate_New_Values
    -> Calculate_New
-> Smoothing
-> Boundary_Conditions
-> Calculate_WindSpeed
-> Copy_New_to_Old
  
```

Tabel 3.3: Schema van de belangrijkste procedure aanroepen vanaf het niveau van Time_Steps, Flat_Surface of Hill_Flow.

3.9.3 De overige procedures

Het zou te ver voeren om in het kader van dit rapport voor iedere procedure een gedetailleerde beschrijving te geven. Een schema van de belangrijkste procedure-aanroepen vanaf de procedures Time_Steps, Flat_Surface en Hill_Flow is gegeven in Tabel 3.3.

In de procedures Calculate_Terms_uu/vv/ww/qq/uw/eps is gepoogd om de Pascal code zo goed mogelijk aan te laten sluiten bij de theorie die in het voorgaande besproken is (dit in tegenstelling tot de fortrancode van Zeman en Jensen). Als voorbeeld zijn enkele van deze procedures opgenomen in bijlage 3.

3.10 Invoer en uitvoer files

Het model gebruikte de volgende invoerfiles:

- HILL_MDL.CFG Configuratie van parameters
- PROFDUNE.IN Topografische hoogte
- PROF_Z0.in Ruwheidslengte.

De opbouw van de configuratiefile is toegelicht in bijlage 4.

De files PROFDUNE.IN en PROF_Z0.IN bevatten op iedere regel een X-coördinaat en een hoogte respectievelijk ruwheidslengte. De afstand dient op te lopen, er wordt niet gesorteerd. De files worden afgesloten met een regel "9999 9999".

3.11 Bekende problemen

In de inleiding werd reeds aangegeven dat dit een 0.0-versie van het model is. Dat betekent dat het gedrag van het model al beoordeeld kan worden en dat het belang ervan voor de transportprocessen getoetst kan worden. Het model is echter nog niet volledig vrij van fouten en/of problemen.

Het ontwikkelde model (in Pascal) is veel algemener toepasbaar dan het oorspronkelijke Zeman en Jensen model, wat in de fortrancode allerlei eigenschappen van het te modelleren duin bevatte.

Hoewel de Pascal versie veel minder gevoelig is treden bij sommige configuraties toch problemen op. Sommige problemen leiden tot het vastlopen van het model en zijn dus zeer evident, andere problemen zijn minder opvallend. Hieronder wordt een aantal van die zaken kort genoemd.

3.11.1 Het optreden van recirkulatiewervels

Bekend is dat met name aan de lijzijde van het duin een wervel kan optreden. Dit heeft tot gevolg dat dicht bij de grond daar de windrichting omkeert. In het model komt dat tot uiting doordat de windsnelheid negatief wordt. Dit model is een voorwaarts integrerend model. Wordt de windsnelheid negatief dan is deze voorwaartse integratie onmogelijk. Uit tests van het model is gebleken dat dit probleem vooral optreedt bij runs met hoge windsnelheden. Dit zou in overeenstemming kunnen zijn met de windmetingen (§ 3.4). Het lijkt er bovendien op dat de waarschijnlijkheid van een recirkulatiewervel toeneemt als de ruwheid groter wordt.

Ook aan de windwaartse zijde van een duin kan een recirkulatiewervel ontstaan. Dit komt echter niet zo vaak voor omdat er steilere hellingen voor nodig zijn.

Op dit moment wordt het ontstaan van recirkulatiewervels vermeden door het model te draaien voor lage windsnelheden. Deze worden daarna zonodig opgeschaald naar de gewenste hogere windsnelheid. Uit de metingen van Arens (1994c) is gebleken dat deze schaling in de zeereep goed werkt.

Op termijn zou dit probleem opgelost moeten worden door bij het inlezen van de zeereeprofielen de scherpste overgangen al wat af te vlakken. De lijwervel kan mogelijk ook tijdig gedetecteerd worden. Als die op dreigt te treden kan het oppervlak opgetild worden, en de randvoorwaarde voor de ruwheidslengte aangepast worden. Deze oplossing komt er op neer dat de lucht die zich in de recirkulatiewervel bevindt dan in het model niet meegesimuleerd wordt.

3.11.2 De korte tijdschaal waarop redistributie plaatsvindt

Als wordt bekeken hoe snel de redistributie van de turbulente kinetische energie gaat dan blijkt dat de bijbehorende tijdschaal vrij kort is, met name dicht bij de grond. De tijdstap waarin wordt gerekend is bij de grond juist groot. In één tijdstap zal dan de redistributie aanzienlijk kunnen bijdragen aan de herverdeling van de turbulente kinetische energie. Zolang productie, redistributie, transport en dissipatie min of meer in evenwicht zijn is dit geen probleem.

Treden er echter snelle veranderingen op in de productie, dan komt het effect daarvan pas één stap later terecht in de betreffende variabele (bijvoorbeeld uu). Die neemt daardoor plotseling sterk toe. In de stap daarna zal de redistributie een flink deel van het overschot aan turbulente kinetische energie in één richting verdelen over alle richtingen (uu neemt weer sterk af). Dit zou wel eens kunnen leiden tot ongewenste oscillaties. In de procedures Time_Steps en Flat_Surface wordt hier rekening mee gehouden en wordt zonodig de stapgrootte verkleind. In Hill_Flow wordt met een vaste stapgrootte gerekend waardoor daar wel problemen kunnen ontstaan.

Zeman en Jensen hebben dit ook onderkend en verdelen reeds binnen één tijdstap de productie over de drie richtingen. De mate waarin dat gebeurt hangt echter niet af van de tijdstap of de redistributietijdschaal. Het algoritme dat zij hiervoor gebruiken is bovendien nogal ondoorzichtig. Onder andere is niet duidelijk of de alvast herverdeelde productie ook in mindering wordt gebracht op de redistributie. Vooralsnog is geen goede methode beschikbaar om de productie al enigszins her te verdelen. Dit punt zou in de toekomst meer aandacht moeten krijgen.

3.11.3 De laterale windsnelheid

De laterale windsnelheid komt voor in de vergelijking voor de gemiddelde wind. Daar is het een minder belangrijke term.

In de tweede-orde vergelijking voor v_v komt echter ook een produktieterm voor die evenredig is met het kwadraat van de verticale gradiënt van V (de laterale wind). Dit maakt dat bij hoge windsnelheden een op het oog onrealistisch profiel wordt berekend voor v_v , met name hoger in de grenslaag. Dit probleem was ook al geconstateerd in de fortranversie van het Zeman en Jensen model. Hoewel lang niet zeker is dat dit belangrijk is voor de processen die zich dicht bij de grond afspelen, zal toch uitgezocht moeten worden hoe de laterale wind berekend wordt, hoe dit schaalt met de wrijvingsnelheid en waarom hoge windsnelheden leiden tot relatief hoge waarden van v_v nabij de top van de grenslaag.

3.11.4 Berekening van de kromtestraal

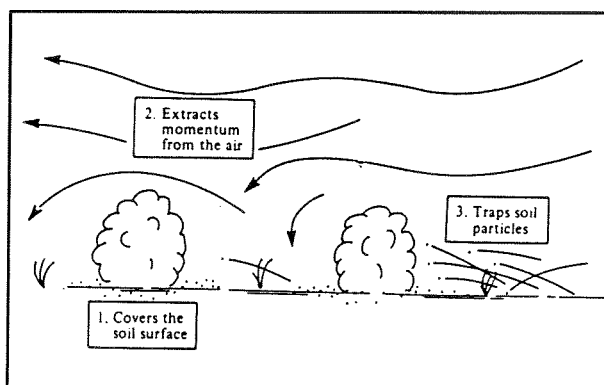
In § 3.7 is reeds gemeld dat de berekening van de kromtestraal formeel weliswaar niet correct is, maar wel een goede benadering. Als de berekening van de kromtestraal echter wordt opgenomen in het model worden met name op de top van de zee-reep veel te hoge waarden gesimuleerd voor de turbulente kinetische energie. Er moet nog uitgezocht worden of dit een simpele bug is in de berekening van de kromtestraal, of dat de afwijkingen misschien toch groter zijn dan verwacht, of dat op de plaatsen waar de kromtestraal gebruikt is misschien ergens een verkeerd teken staat, of dat Zeman en Jensen bij de afleiding van de theorie ergens in de fout gegaan zijn.

4 DE INVLOED VAN VEGETATIE

In hoofdstuk 3 is beschreven hoe het windprofiel als functie van de topografie en de ruwheid van het oppervlak kan worden gemodelleerd. Het windmodel beschouwt ruwheid als een gegeven. Berekende windprofielen gelden vanaf het niveau waarop zich het aërodynamische oppervlak bevindt. Dit is vaak niet het bodemoppervlak, bijvoorbeeld wanneer een dichte vegetatie aanwezig is. Hoe vegetatie de luchtstroming beïnvloedt komt in dit hoofdstuk aan de orde.

Vegetatie beïnvloedt het winderosieproces op verschillende manieren (Figuur 4.1). Het bedekt een deel van het oppervlak (reductie van het emissieoppervlak), het beïnvloedt de luchtstroming (reductie van de effectieve schuifspanning aan het oppervlak) en het vangt salterende korrels in (interceptie). Zelfs een geringe vegetatiebedekking kan sedimenttransport sterk reduceren (Wasson en Nanninga, 1986; Buckley, 1987; Hagen en Armbrust, 1994). De invloed van vegetatie op de luchtstroming krijgt in de literatuur de meeste aandacht. Alleen Hagen en Armbrust (1994) gaan expliciet in op de andere twee effecten.

De invloed van vegetatie op de luchtstroming is zeer complex en hangt samen met vele vegetatie-eigenschappen. Vegetatie vormt een significante obstructie voor luchtstroming boven het bodemoppervlak. Het resulterende windprofiel is afhankelijk van vegetatiekenmerken waaronder dichtheid, afmetingen, vorm en rangschikking van vegetatie-elementen. Het logaritmisch windprofiel geldt niet beneden de maximale hoogte van de ruwheidselementen. In de vegetatielaag wordt impuls onttrokken aan de stroming, turbulentie geproduceerd in de luwte van de obstakels en worden grotere turbulente patronen afgebroken tot kleinschalige bewegingen (Glendening, 1977).

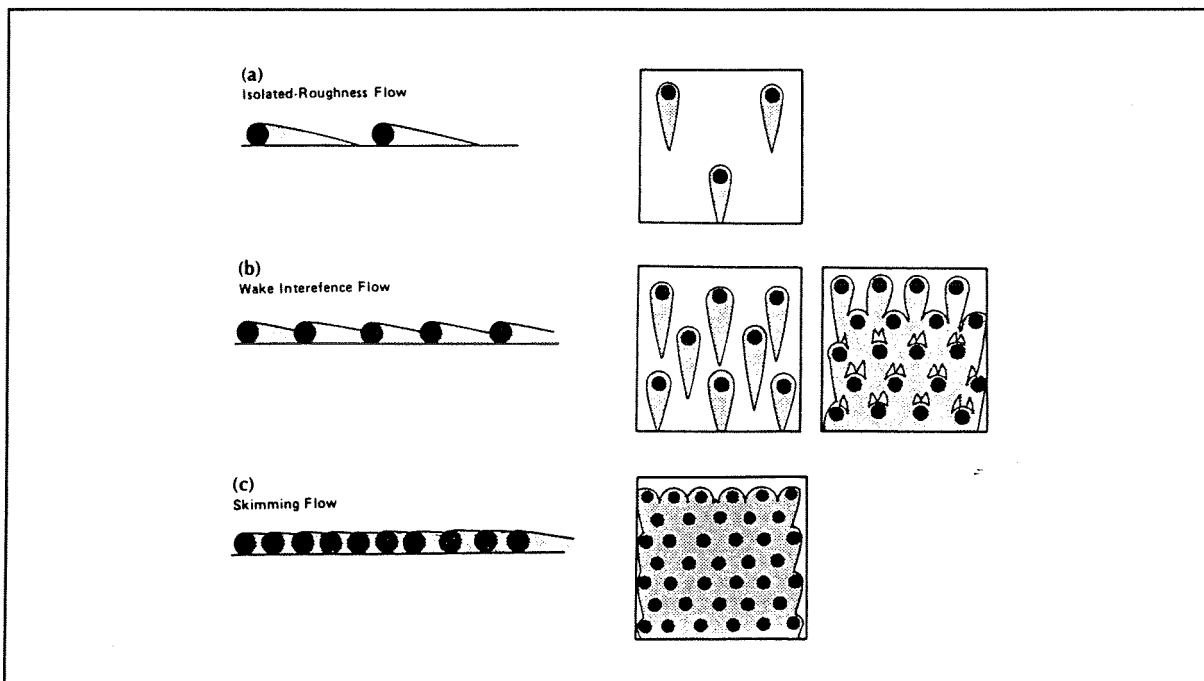


Figuur 4.1: De rol van vegetatie in het sedimenttransportproces (Bron: Wolfe en Nickling, 1993).

In geval van één obstakel ontstaat er een luwte windafwaarts van het obstakel waar de windsnelheid lager is dan daaromheen. In deze zone treedt separatie op. Aan de zijkanten ontstaan zones waar de stroming versnelt. Hier ontstaan bijbehorende spiraalvormige vortices (zgn. horseshoe vortices). Als er meer obstakels zijn kunnen drie stromingssituaties worden onderscheiden die gerelateerd zijn aan de afstand tussen de obstakels (Morris, 1955; Figuur 4.2):

1. *isolated roughness flow*: in geval van wijd verspreid staande obstakels. Ieder element heeft een eigen volledig ontwikkelde luwte- en separatiezone.
2. *wake interference flow*: bij toenemende obstakeldichtheid kunnen de luwte- en separatiezones niet volledig ontwikkelen omdat de obstakels in elkaars luwtegebied staan.
3. *skimming flow*: bij nog verdere toename van de obstakeldichtheid bevindt het hele oppervlak zich in de luwte van obstakels (ondanks het feit dat een flink deel van het oppervlak onbedekt kan zijn).

Dit concept is van belang bij de rol van vegetatie in het sedimenttransportproces. Lee en Soliman (1977) onderzochten welke elementdichtheden overeenkomen met deze stromingstypen. Skimming flow trad op bij een oppervlaktebedekking van 40 %. Bij deze stromingssituatie is er geen of weinig directe invloed van de stroming op het oppervlak. Skimming flow wordt geassocieerd met bosvegetatie en landbouwgewassen, vanwege de vaak hoge dichtheid hiervan. Onder (semi-)natuurlijke omstandigheden kan de bedekking zeer sterk variëren. De bedekking kan gering en onregelmatig zijn (geclusterd), waardoor isolated roughness flow of wake interference flow optreedt. Een significant deel van het bodemoppervlak is dan blootgesteld aan de erosieve kracht van de wind. Dit is ook vaak het geval op de zeevaartse helling van de zeeoever, waar helmvegetatie in duidelijke clusters bijeen staat,



Figuur 4.2: Stroomingstypen bij verschillende elementdichtheden. De grijze vlakken zijn luwtezones. (Bron: Wolfe en Nickling, 1993).

met daartussen onbedekt sediment.

In geval van massieve ruweidselementen bepalen de volgende eigenschappen de invloed op de stroming: hoogte, breedte, vorm, tussenafstand en rangschikking. Bij vegetatie spelen ook de porositeit en flexibiliteit een rol. Het zal duidelijk zijn dat het fysisch modelleren van U_{*0} aan het bodemoppervlak als functie van vegetatiekarakteristieken niet eenvoudig is. Hieronder worden vier methoden beschreven om de invloed van vegetatie op sedimenttransport te kwantificeren. Het betreft methoden van resp. Wasson en Nanninga (1986), Buckley (1987), Raupach (1992) en Hagen en Armbrust (1994).

4.1 Het model van Wasson en Nanninga (1986)

Wasson en Nanninga (1986) beschrijven het effect van vegetatie op sedimenttransport via de verlaging van de windsnelheid. Deze verlaging is vastgesteld door het simultaan meten van de windsnelheid op 1 m hoogte boven begroeid en onbegroeid terrein. De reductie is gerelateerd aan de bedekkingsgraad (C) van de vegetatie volgens:

$$f_c = e^{-k_1 C - k_2 C^2} \quad (4.1)$$

waarin:

C	=	geprojecteerde horizontale vegetatiebedekking (%)
k_1	=	empirische constante met de waarde 0.00617 (-)
k_2	=	empirische constante met de waarde 0.000429 (-)
f_c	=	functie welke afneemt met toenemende vegetatiebedekking C (-)

De windsnelheid op 1 m hoogte boven begroeid terrein volgt dan uit:

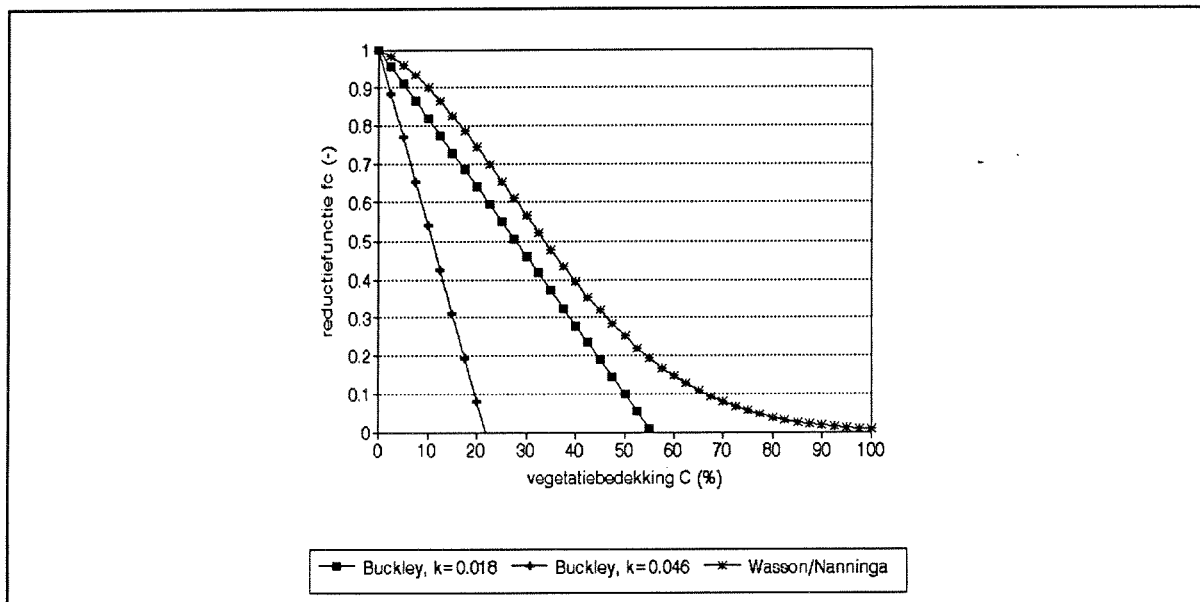
$$U_{C(1\text{ m})} = f_c U_{C=0(1\text{ m})} \quad (4.2)$$

De vraag is of (4.1) ook gebruikt mag worden om de verlaging van U als functie van C te schatten. Indien dit het geval is wordt de wrijvingsnelheid aan het bodemoppervlak (u_{*0}) gegeven door

(Figuur 4.3):

$$U_{*0c} = f_c U_* \quad (4.3)$$

waarin: U_* = ongestoorde wrijvingsnelheid, indien $C=0$ ($m \cdot s^{-1}$)
 U_{*0c} = effectieve wrijvingsnelheid aan het bodemoppervlak als functie van C ($m \cdot s^{-1}$)



Figuur 4.3: De verhouding U_{*0}/U_* als functie van de bedekkingsgraad C volgens vergelijking (4.1) (Wasson en Nanninga, 1986) en (4.4) (Buckley, 1987).

De methode van Wasson en Nanninga heeft een aantal nadelen. Ten eerste is de reductie van de windsnelheid gemeten en niet die van de wrijvingsnelheid. Het is daarom onzeker of (4.3) mag worden gebruikt. Ten tweede is uit onderzoek gebleken dat de relatie tussen de bedekkingsgraad C en de reductie van de windsnelheid verschilt per vegetatietype. De metingen van Wasson en Nanninga (1986) hebben betrekking op stugge struiken en grassen (*Zygochloa* sp., *Triodia* sp., *Nitraria* sp.) met een hoogte/breedte ratio van ongeveer 1 (dus sterk afwijkend van bijvoorbeeld helmvegetatie). Bij een gelijke bedekkingsgraad reduceert hoge vegetatie de schuifspanning aan het oppervlak effectiever dan lage vegetatie (o.a. Siddoway et al., 1965; Musick et al., in prep; Bilbro & Fryrear, 1994). De vegetatieparameter C is daar ongevoelig voor. Tenslotte worden de aërodynamische ruwheid en de resulterende luchtstroming boven de vegetatie niet in het verhaal betrokken (black box). Een belangrijk voordeel is dat C een eenvoudig te bepalen parameter is.

4.2 Het model van Buckley (1987)

Buckley (1987) benadert de invloed van vegetatie op dezelfde wijze als Wasson en Nanninga (1986). Het enige verschil is de invulling van de functie f_c (Figuur 4.3):

$$f_c = 1 - k C \quad (4.4)$$

waarin: k = empirische constante met de waarde 0.018 voor smalle rechtopstaande vegetatie of 0.046 voor kleine ronde stamloze planten (-)

De metingen van Buckley zijn uitgevoerd in een windtunnel. Welke vegetatie gebruikt wordt, wordt niet vermeld. Wel wordt gesproken over kleine, rechtopstaande duinplanten. Ook deze vegetatie wijkt af van helm, vooral vanwege de geringe hoogte (ongeveer 12 cm).

De effectieve wrijvingsnelheid U_{*oc} aan het oppervlak wordt weer gegeven door (4.3) waarbij voor f_c (4.4) wordt genomen. De voor- en nadelen van de methode van Wasson en Nanninga gelden ook voor de methode van Buckley.

4.3 De modellen van Raupach (1992) en Hagen en Armbrust (1994)

Hagen en Armbrust (1994) gaan expliciet in op de drie genoemde effecten van vegetatie op zandtransport namelijk de verlaging van U_* , interceptie van saltatie en reductie van het emissie oppervlak. De analyse beperkt zich tot staande vegetatie zonder bladeren (stengels) die uniform verspreid is over het oppervlak. Dit type vegetatie is goed vergelijkbaar met helmvegetatie. Geclusterde vegetatie in de zeereep heeft geen uniforme bedekking en wijkt op dat punt dus af van de door Hagen en Armbrust beschouwde situatie. De methode gaat, veel meer dan de methoden van Wasson en Nanninga (1986) en Buckley (1987), uit van de fysische mechanismen die een rol spelen.

De wrijvingsnelheid aan het bodemoppervlak wordt in een aantal stappen berekend. Eerst wordt de aërodynamische ruwheidslengte z_0 als functie van vegetatie-eigenschappen berekend:

$$z_{0v} = \frac{H}{K_1 + \frac{K_2 \ln(C_d \lambda)}{C_d \lambda} + \frac{K_3}{C_d \lambda}} \quad (4.5)$$

met:

$$\begin{aligned} K_1 &= 28.41 - 3.72 \ln(d_v) \\ K_2 &= -3.052 + 0.6 \ln(d_v) \\ K_3 &= -8.33 + 1.541 \ln(d_v) \end{aligned} \quad (4.6)$$

waarin:

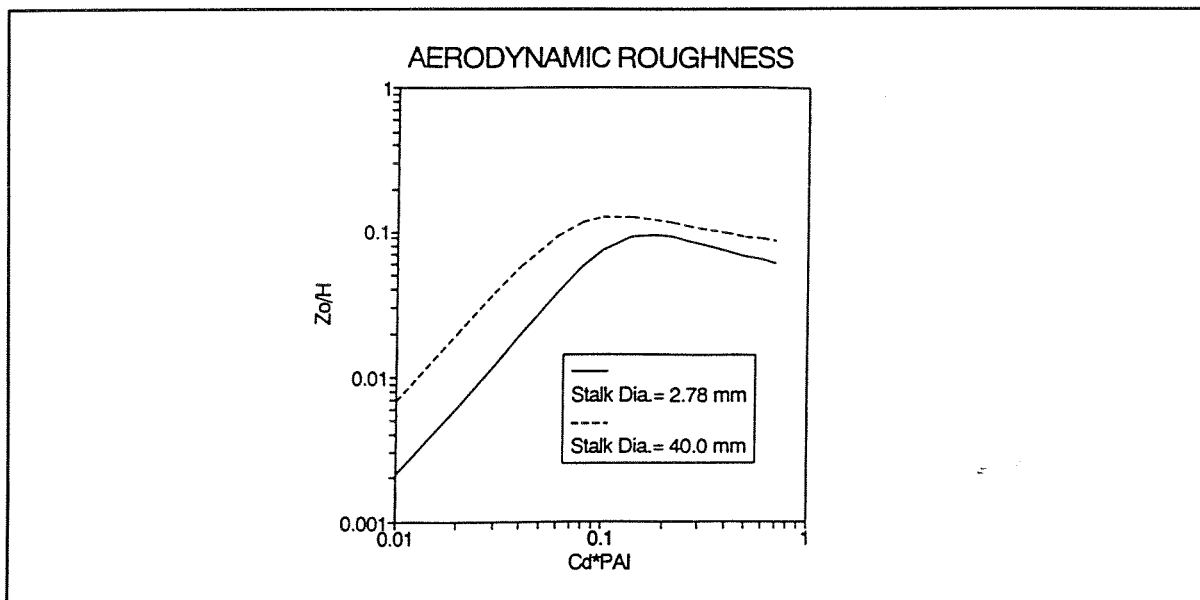
d_v	=	diameter van de stengels (mm)
C_d	=	drag coëfficiënt (volgens Hagen en Armbrust ongeveer 1 voor lange stengels)
H	=	vegetatiehoogte (m)
z_{0v}	=	aërodynamische ruwheidslengte (m)
λ	=	ruwheidsdichtheid of plant area index ($m^2 \cdot m^{-2}$), is gelijk aan het frontale oppervlak van de vegetatiedelen per eenheid grondoppervlak

De ruwheidsdichtheid (λ) kan voor stengels met een hoogte H , een diameter d_v en een dichtheid van N stengels per m^2 grondoppervlak worden berekend met:

$$\lambda = H d_v N \quad (4.7)$$

Vergelijking (4.5) is voor twee stengeldiameters weergegeven in Figuur 4.4. Te zien is dat z_0 eerst toeneemt met de ruwheidsdichtheid λ tot een maximum en daarna weer afneemt. Dit hangt samen met het feit dat een oneindig hoge dichtheid van identieke elementen uiteindelijk een nieuw glad vlak vormt (lage z_0). De windprofiel wordt opgetild naar een nieuwe referentiehoogte (d , de verplaatsingshoogte). Dit is het geval bij skimming flow.

Vervolgens wordt met de ruwheidslengte die volgt uit (4.5), de wrijvingsnelheid boven de



Figuur 4.4: z_0/H als functie van $PAI \cdot C_d$ (PAI = ruweheidsdichtheid λ) volgens Hagen en Armbrust (1994).

vegetatielaag (U_{*v}) berekend. Hiervoor geven Hagen en Armbrust een empirische vergelijking waarin de ongestoorde windsnelheid in een windtunnel is opgenomen. Dit maakt de vergelijking niet goed bruikbaar. Veel beter is het om met het windmodel, beschreven in hoofdstuk 3, de wrijvingsnelheid te berekenen waarbij de berekende ruweheidslengtes z_{0v} als invoer worden gebruikt. Als U_{*v} bekend is moet de wrijvingsnelheid aan het bodemoppervlak (U_{*0v}) berekend worden. Deze is een functie van de hoogte (H), de ruweheidsdichtheid (λ) en de drag coefficient (C_d) van de vegetatie (Hagen en Armbrust, 1994):

$$U_{*0v} = U_{*v} \left(0.86 e^{-C_d \lambda / 0.0298} + 0.25 e^{-C_d \lambda / 0.356} \right) \quad (4.8)$$

Als λ naar 0 gaat blijkt de ratio U_{*0v}/U_{*v} groter dan 1 te zijn. Dit hangt samen met het optreden van versnellingen rondom de vegetatie. Bij zeer lage vegetatiedichtheden is dit effect sterker dan de vertragingen die optreden in de lufte van de elementen (Hagen, pers. comm.). Logie (1982) komt met soortgelijke waarnemingen. Voor vergelijking (4.8) geldt dat λ groter dan 0 moet zijn.

Zodra U_{*0v} bekend is kan de transportcapaciteit Q_{eq} worden berekend met één van de vergelijkingen uit § 2.1. Hagen en Armbrust corrigeren Q_{eq} voor interceptie van korrels door de vegetatiestengels en voor de reductie van het emissieoppervlak met:

$$Q_{eqv} = Q_{eq} \frac{c_{emv}}{c_{emv} + T} \quad (4.9)$$

waarin: Q_{eqv} = transportcapaciteit van het oppervlak met staande vegetatie ($kg \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$)
 c_{emv} = emissiecoëfficiënt van het begroeide oppervlak (m^{-1})
 T = interceptiecoëfficiënt van de begroeiing (m^{-1})

De emissiecoëfficiënt T kan voor een begroeiing met uniforme staande stengels worden berekend met:

$$T = C_t \frac{\lambda}{h}$$

waarin: C_t = interceptiecoëfficiënt van een individuele stengel (-), Hagen en Armbrust (1994) geven hiervoor de waarde 1, dat wil zeggen dat iedere korrel die een stengel raakt, uit de luchtstroom wordt genomen.

Hagen (pers. comm.) geeft aan dat de waarde van 1 voor C_t niet berust op onafhankelijke metingen. Echter, Hagen neemt aan dat een korrel het grootste deel van zijn voorwaartse impuls verliest zodra een stengel geraakt wordt. De korrels kunnen zelfs terugkaatsen. De waarde van $C_t=1$ bleek in het model goede resultaten te geven. Hagen geeft geen indicaties met de betrekking tot de waarde van de emissiecoëfficiënt.

Raupach (1992) werkt op globaal dezelfde wijze toe naar de berekening van U_{*0v} . De beschreven procedure is gebaseerd op de gedachte dat de luwte en de wrijvingseigenschappen van een ruwheidselement gekarakteriseerd kunnen worden door een effectief luwteoppervlak en een effectief luwtevolume. Deze beschrijven respectievelijk de afname van de schuifspanning achter het element en de afzwakking van de schuifspanning op obstakels die zich in die luwte bevinden. Raupach (1992) doet twee aannamen waardoor de resulterende uitdrukkingen niet zullen gelden bij hoge vegetatiedichtheden ($\lambda > 1$). Een verschil met de methode van Hagen en Armbrust (1994) is dat eerst de verplaatsingshoogte (d) wordt berekend als functie van de plant area index (λ). De waarde van z_{0v} is dan een functie van de verplaatsingshoogte (d) en de vegetatiehoogte (h). Zodra z_{0v} bekend is en daarmee U_{*v} , kan volgens Raupach (1992) U_{*0v} worden berekend met:

$$U_{*0v} = \frac{U_{*v}}{\sqrt{1 + \beta \lambda}} \quad (4.11)$$

Hierin is β gelijk aan:

$$\beta = \frac{C_r}{C_s}$$

met: C_r = drag coëfficiënt van een geïsoleerd, aan het bodemoppervlak verbonden ruwheidselement, Raupach gebruikt de waarde 0.3 (-)
 C_s = drag coëfficiënt van het onderliggende onverstoorde oppervlak, waarde ongeveer 0.003 (-)

De methode van Raupach bevat één impliciete vergelijking die numeriek moet worden opgelost. In Figuur 4.5 zijn vergelijkingen (4.8) en (4.11) weergegeven voor de berekening van U_{*0v}/U_{*v} .

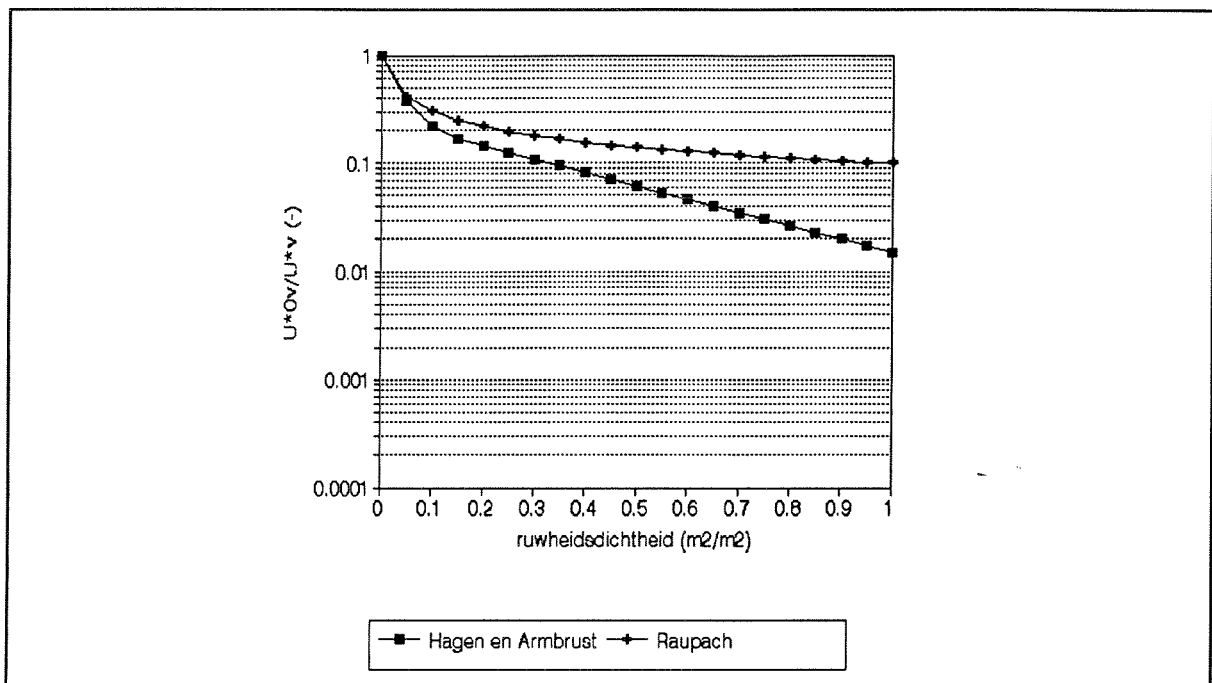
4.4 Discussie

Er zijn verschillende mogelijkheden om de invloed van vegetatie op sedimenttransport te kwantificeren. De methoden van Wasson en Nanninga (1986) en Buckley (1987) hebben de volgende voordelen:

- De methoden zijn eenvoudig en de berekende effecten voldoen aan de verwachtingen.
- De bedekkingsgraad, de vegetatieparameter die in deze modellen wordt gebruikt, wordt ook in andere studies veel gebruikt en is relatief eenvoudig te bepalen. Dit houdt in dat de beschikbaarheid van invoergegevens met betrekking tot de bedekkingsgraad niet snel problematisch zal zijn. Dit aspect kan belangrijk zijn voor de uiteindelijk toepasbaarheid van het model.

Deze modellen hebben echter ook een aantal belangrijke nadelen:

- Ze gaan niet uit van de wrijvingsnelheid maar van een windsnelheid op een bepaalde hoogte.



Figuur 4.5: De verhouding van U_{*0v}/U_{*v} volgens Raupach (1992) en Hagen en Armbrust (1994) als functie van de ruwheidsdichtheid (λ).

- het is onduidelijk of gevonden reductiefuncties ook voor de wrijvingsnelheid gelden;
- De bedekkingsgraad is ongevoelig voor de plantgeometrie, hierdoor zijn de modelparameters gebonden aan het vegetatietype en niet universeel toepasbaar. Ook de planthoogte wordt niet beschouwd. Dit is een nadeel zodra vegetatie-eigenschappen dynamisch worden gemodelleerd als functie van profielveranderingen door erosie of sedimentatie (bijvoorbeeld overstuiving van vegetatie kan niet gemodelleerd worden).
- Ze geven een direct empirisch verband tussen vegetatiebedekking en de erosieve kracht van de wind, een koppeling met het windmodel wordt hierdoor bemoeilijkt.

Toepassing van deze modellen sorteert een effect dat kwalitatief voldoet aan de verwachtingen. Transport neemt af met toenemende bedekkingsgraad en stopt geheel zodra de bedekkingsgraad groter wordt dan zo'n 50%, ongeacht de windsnelheid. Dat stemt in grote lijnen overeen met veldwaarnemingen.

De methoden van Hagen en Armbrust (1994) en Raupach (1992) hebben een aantal voordelen:

- Ze sluiten beter aan bij optredende processen en mechanismen.
- Ze gaan uit van de wrijvingsnelheid.
- De gebruikte vegetatieparameters zijn relevant voor de beschrijving van de obstructie van de luchtstroom.
- Beide modellen beschrijven de interactie tussen vegetatie en de luchtstroming; een koppeling met het luchtstromingsmodel is zondermeer mogelijk.

Het belangrijkste nadeel van deze methoden is dat ze nog nauwelijks zijn toegepast in situaties met natuurlijke vegetatie. De vergelijkingen zijn vooral gebaseerd op windtunnelmetingen en hebben betrekking op een uniforme vegetatiebedekking. Op dit moment zijn er geen goede gegevens beschikbaar met betrekking tot de ruwheidsdichtheid (λ = plant area index) van vegetatie in de zeereep. Hagen (pers. comm.) geeft aan dat zijn model waarschijnlijk significant moet worden aangepast voor toepassing op niet-uniforme vegetatiebedekking. Voorlopig maakt het SAFE-model daarom gebruik van de methode van Wasson en Nanninga (1986). Het is echter van groot belang dat andere, fysische modellen als die van Raupach (1992) en Hagen en Armbrust (1994) worden bestudeerd op inpassing in het model. Verder is meer duidelijkheid gewenst over:

- de invloed van clustering van vegetatie op de verschillende processen;
- waarden van relevante vegetatieparameters voor vegetatietypen in de zeereep.

5 DE INVLOED VAN SEDIMENTEIGENSCHAPPEN

5.1 Gemiddelde korrelgrootte en soortelijk gewicht

De kritische wrijvingsnelheid voor een horizontaal oppervlak bestaande uit cohesieloos sediment met een gemiddelde korrelgrootte d , kan als volgt worden afgeleid (Bagnold, 1954; Figuur 5.1). De horizontale kracht (F) die de wind uitoefent op een bodemdeeltje is evenredig met de schuifspanning (τ) en het oppervlak van het deeltje dat blootgesteld wordt aan de stroming ($d^2 \cdot \pi/4$):

$$F = r' \tau \frac{d^2}{4} = r \tau d^2 = r \rho_a U_*^2 d^2 \quad (5.1)$$

waarin: r, r' = evenredigheidscoëfficiënten (-)
 ρ_a = dichtheid van lucht ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$)
 d = korreldiameter (m)
 F = horizontale kracht (N)

Tegengesteld aan F werkt de horizontale kracht die veroorzaakt wordt door het zwaartekrachtmoment (Figuur 5.1). Deze hangt af van het gewicht van de korrel en de hoek van interne wrijving:

$$S = s' m g \tan \alpha \quad (5.2)$$

waarin: s' = evenredigheidscoëfficiënt (-)
 S = horizontale component van zwaartekrachtmoment (N)
 m = massa van een korrel (kg)
 g = zwaartekrachtversnelling ($\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$)
 α = hoek van interne wrijving ($\approx 33^\circ$ voor droog zand)
 ρ_s = dichtheid van de korrel ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$)

Door s' , $\tan \alpha$, en $\pi/6$ samen te nemen in coëfficiënt s en de massa m in te vullen, kan (5.2) worden herschreven als:

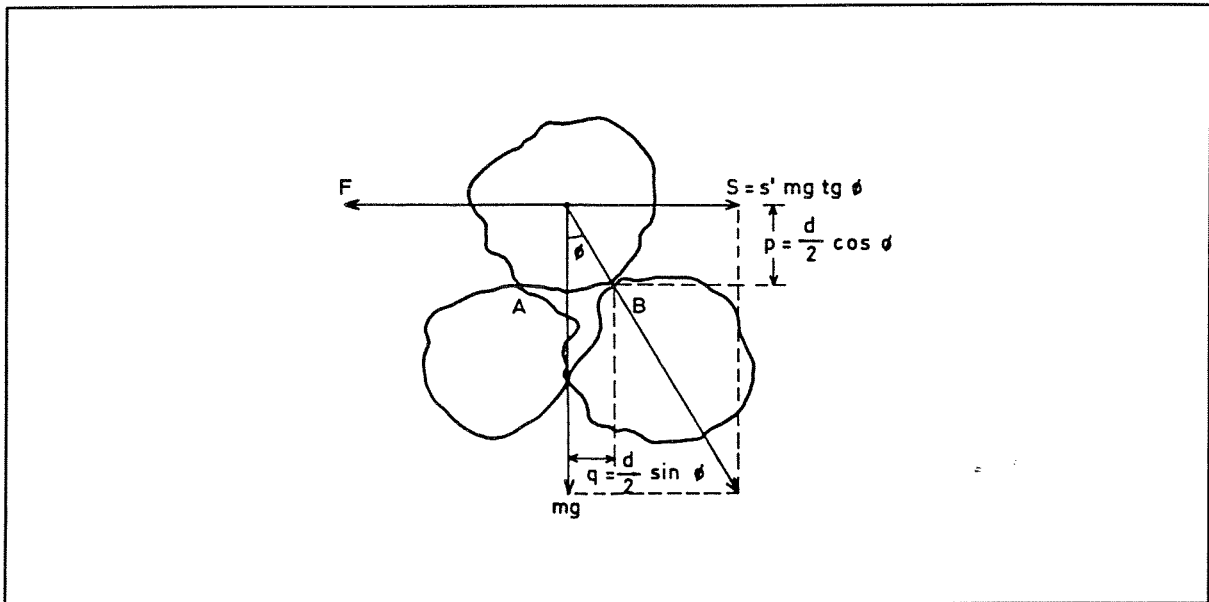
$$S = s (\rho_s - \rho_a) g d^3 \quad (5.3)$$

De korrel komt in beweging zodra F groter wordt dan S . Door vergelijkingen (5.1) en (5.3) aan elkaar gelijk te stellen kan U_{*t} worden geschreven als:

$$U_{*t} = \sqrt{\frac{s}{r} \frac{\rho_s - \rho_a}{\rho_a} \frac{d^3}{d^2} g} = A \sqrt{\frac{\rho_s - \rho_a}{\rho_a} g d} \quad (5.4)$$

met: A = empirische coëfficiënt (-)

De wrijvingsnelheid die nodig is om sedimenttransport op een horizontaal vlak te initiëren is dus een functie van de *korrelgrootte* en *dichtheid* van het materiaal (voor kwarts $2650 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$). Deze vergelijking van Bagnold voor de bepaling van U_{*t} wordt zeer veel gebruikt in het winderosieonderzoek. Het is een eenvoudig model en levert goede resultaten indien de juiste waarde voor coëfficiënt A wordt gekozen (Iversen et al., 1976). Andere vergelijkingen voor de kritische wrijvingsnelheid worden gegeven door Chepil (1959) en Allen (1970). Deze worden hier niet besproken, omdat zij geen meerwaarde hebben.



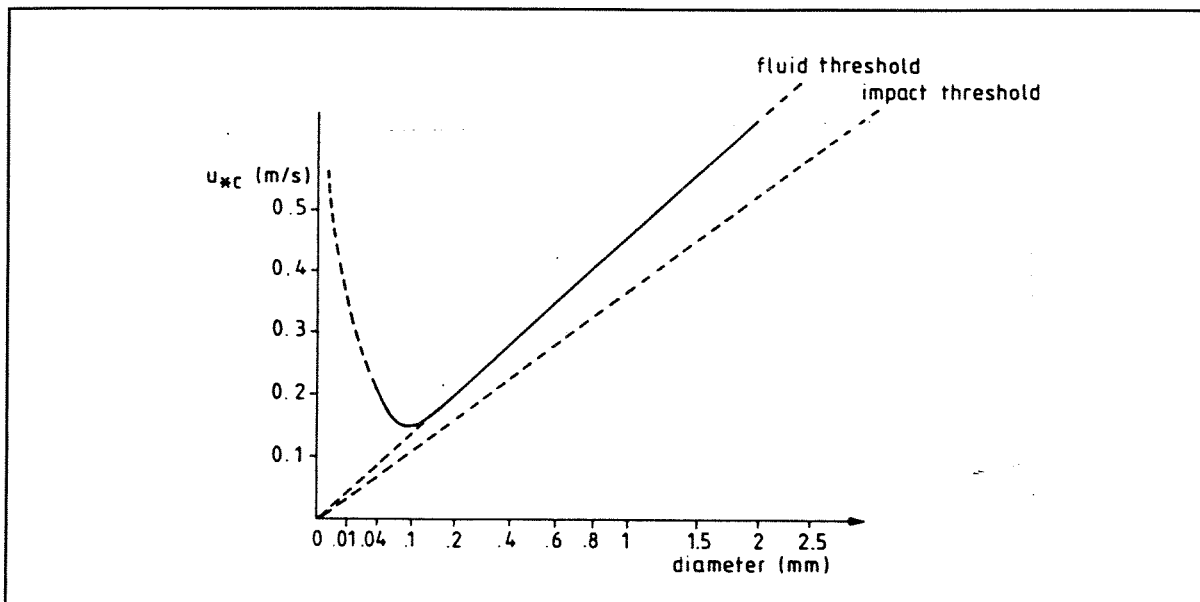
Figuur 5.1: Krachten en momenten die tijdens evenwicht werken op een korrel (Bron: Bagnold, 1954).

De waarde van A wordt vrij algemeen op ongeveer 0.1 à 0.118 (Pye en Tsoar, 1990) geschat voor korrels groter dan 0.1 mm. Voor kleinere korreldiameters neemt A toe (Bagnold, 1954). Dit komt doordat deze kleinere deeltjes niet langer individueel in transport gaan. Zij zijn onderhevig aan cohesieve krachten (vooral: Van der Waals-krachten en electrostatische krachten).

De inslagenergie van salterende korrels is, samen met de wind, belangrijk voor het losmaken van korrels uit het zandbed. Het effect van de inslagenergie op het sedimenttransport wordt niet expliciet meegenomen in de transportvergelijkingen. Er wordt geen analyse gemaakt waarin windenergie en inslagenergie afzonderlijk gekwantificeerd worden en bepalend zijn voor het totaal transport. De meest gebruikte benadering is dat saltatie-inslagen de kritische wrijvingsnelheid verlagen. Bij afwezigheid van saltatie wordt gesproken van de 'fluid threshold'. Dit is de kritische snelheid om beweging van korrels te initiëren. Zodra saltatie optreedt geldt de 'impact threshold', die lager is dan de fluid threshold. Het verschil tussen de fluid en impact threshold wordt bepaald door de kinetische energie van de salterende korrels en neemt zwak toe met de korreldiameter. De coëfficiënt A uit vergelijking (5.4) (die ongeveer 0.1 is voor de fluid threshold) bedraagt ongeveer 0.08 à 0.085 voor de impact threshold (Pye en Tsoar, 1990). In Figuur 5.2 wordt het verloop van U_{*i} als functie van de korreldiameter weergegeven voor zowel de fluid als de impact threshold.

5.2 Korrelvorm en sortering

Behalve de korreldiameter en dichtheid beïnvloeden ook de *korrelvorm* en de *sortering* van het sediment de kritische wrijvingsnelheid (Williams, 1964; Willetts, 1983; Sarre, 1987; Van der Wal et al., 1995). Het effect van de korrelvorm is onderzocht door Williams (1964) en blijkt alleen van belang bij lage windsnelheden. Het effect van sortering kan een belangrijke rol spelen, die echter moeilijk te kwantificeren is, vooral vanwege het feit dat door erosie de korrelsamenstelling van de bovenlaag kan veranderen. Wanneer bij slecht gesorteerd materiaal de fijne deeltjes aan het oppervlak door erosie zijn verdwenen, zullen de grotere korrels het onderliggende materiaal tegen erosie beschermen. Een duidelijk voorbeeld hiervan zijn zogenaamde schelpenvloeren, waarbij de fractie van het oppervlak dat door schelpmateriaal wordt ingenomen zo groot is dat erosie vermindert of zelfs geheel stopt (Van der Wal et al., 1995). Bij een gelijke waarde voor d voorspelt (5.4) een afname van Q bij toenemende sortering. Van der Wal et al. (1995) beschrijven de stuifgevoeligheid van suppletiezanden (matig tot slecht gesorteerd materiaal) en vinden een tegengesteld effect van sortering op Q. Bij natuurlijke duinzanden, met een tamelijk uniforme textuur, was er geen aantoonbaar effect van sortering op verstuiving.



Figuur 5.2: De kritische wrijvingsnelheid als functie van de korreldiameter. Fluid threshold = beweging als gevolg van de luchtstroming; Impact threshold = beweging onder invloed van inslagen van salterende korrels. (Bron: Bagnold, 1954).

5.3 Cohesie

Samenhang tussen korrels heeft tot gevolg dat het oppervlak stabiel wordt en dat er een grotere schuifspanning nodig is om transport te initiëren. Cohesie kan een gevolg zijn van de aanwezigheid van vocht, zout, algen, schimmels, klei, organische stof en kalk. Voor een zandige zeereep zijn cohesieve krachten vooral het resultaat van de aanwezigheid van *vocht* en *zout*.

5.3.1 Het vochtgehalte van het bodemoppervlak

De invloed van het vochtgehalte van het bodemoppervlak op U_{*} is lange tijd een onderbelicht aspect geweest in het winderosieonderzoek. De laatste jaren heeft het echter wat meer aandacht gekregen, om de eenvoudige reden dat het een zeer bepalende factor is in het sedimenttransportproces.

Vocht kan het bodemoppervlak bereiken door:

- atmosferische aanvoer: regen, dauw, mist, luchtvocht, sneeuw, etc.
- aanvoer via grondwater: capillair transport
- aanvoer vanuit zee: getij, stormvloed, 'seaspray'.

Ook relatief lage vochtgehalten van het bodemoppervlak kunnen zandtransport significant beïnvloeden. Luchtvocht (andere vochtbronnen dus uitgesloten) kan voor oppervlaktevochtgehalten zorgen van 0.25 tot 0.60% (gravimetrisch) (Belly, 1964; Bradley et al., 1992). Namikas en Sherman (1994) vergelijken verschillende modellen die de invloed van bodemvocht op U_{*} voorspellen. Dit betreft empirische modellen van Chepil (1956), Belly (1964) en Hotta et al. (1984) en theoretische modellen van Kawata en Tsuchiya (1976), McKenna-Neuman en Nickling (1989) en Gregory en Darwish (1990). Deze vergelijking geeft aan dat bij een vochtgehalte van 0.6 % de voorspelde waarde van U_{*} gemiddeld met 48 % toeneemt ten opzichte van droge omstandigheden. Echter de variatie in de voorspelde toename is zeer groot: van 4 tot 105%. Dit geeft aan dat er substantiële verschillen bestaan in de modellen betreffende de potentiële invloed van lage vochtgehalten. Ook bij hogere vochtgehalten is de spreiding in de resultaten groot; bij 4 % zijn toenames in U_{*} berekend van 47 tot 206 %. Voor de discrepanties zijn verschillende redenen denkbaar:

1. Het meten van het vochtgehalte van het oppervlak: voor sedimenttransport door wind is het vochtgehalte van de bovenste paar mm van de bodem van belang. Het is moeilijk het vochtgehalte te meten van een dergelijk dunne laag.

2. De definitie van het begin van transport: hierover hebben verschillende onderzoekers verschillende opvattingen. Ook het vaststellen van beginnend transport wordt steeds op een andere manier gedaan.
3. De dynamiek van het vochtgehalte van het oppervlak: het vochtgehalte van de dunne bovenlaag is een zeer dynamische variabele, zeker bij hogere windsnelheden. De evaporatiesnelheid bepaalt hoe snel het sediment uitdroogt en door de luchtstroom kan worden meegenomen. Het vochtgehalte van de onderliggende laag is van belang zodra 'droog' sediment is verwijderd.
4. De verschillen in karakteristieken van sediment dat gebruikt is voor experimenten: men gaat veelal uit van een gemiddelde korreldiameter. Echter, de poriegeometrie is een functie van textuur en sortering. De capillaire krachten van goed en slecht gesorteerd materiaal zijn dan ook verschillend. McKenna-Neuman en Nickling (1989) hebben U_{*t} als functie van de vochtspanning uitgedrukt, theoretisch gezien een betere parameter dan het gravimetrisch vochtgehalte. Het belangrijke nadeel is echter dat de vochtspanning aan het bodemoppervlak zo mogelijk nog moeilijker te bepalen is.

In het veld zijn op korte afstand grote verschillen mogelijk in het bodemvochtgehalte. Dit is zeker het geval als op vochtig strand verstoven zand accumuleert op bepaalde plaatsen terwijl andere plaatsen onbedekt blijven. Daarbij is het vochtgehalte van het oppervlak, zoals gezegd, moeilijk meetbaar en een momentopname. Ook al is de relatie tussen het vochtgehalte en U_{*t} bekend, dan is operationaliseren van zo'n model erg lastig.

Arens (1994c) geeft een vergelijking die de kritische snelheid voor dagen zonder neerslag relateert aan de relatieve luchtvochtigheid (Figuur 5.3):

$$U_{*tw} = U_{*t0} \left(1 - \frac{K_{RV}}{100} + \frac{K_{RV}}{100 - RV} \right) \quad (5.5)$$

waarin:

U_{*tw}	=	de kritische wrijvingsnelheid van het vochtige oppervlak ($m \cdot s^{-1}$)
U_{*t0}	=	de kritische wrijvingsnelheid van het droge oppervlak ($m \cdot s^{-1}$)
RV	=	relatieve luchtvochtigheid (%)
K_{RV}	=	empirische coëfficiënt met de waarde 2.11 (-)

De waarde van K_{RV} is mogelijk lokatie- of textuurgebonden en kan op andere lokaties dan Schiermonnikoog afwijken van de door Arens (1994c) gevonden waarde van 2.11. Dit dient onderzocht te worden.

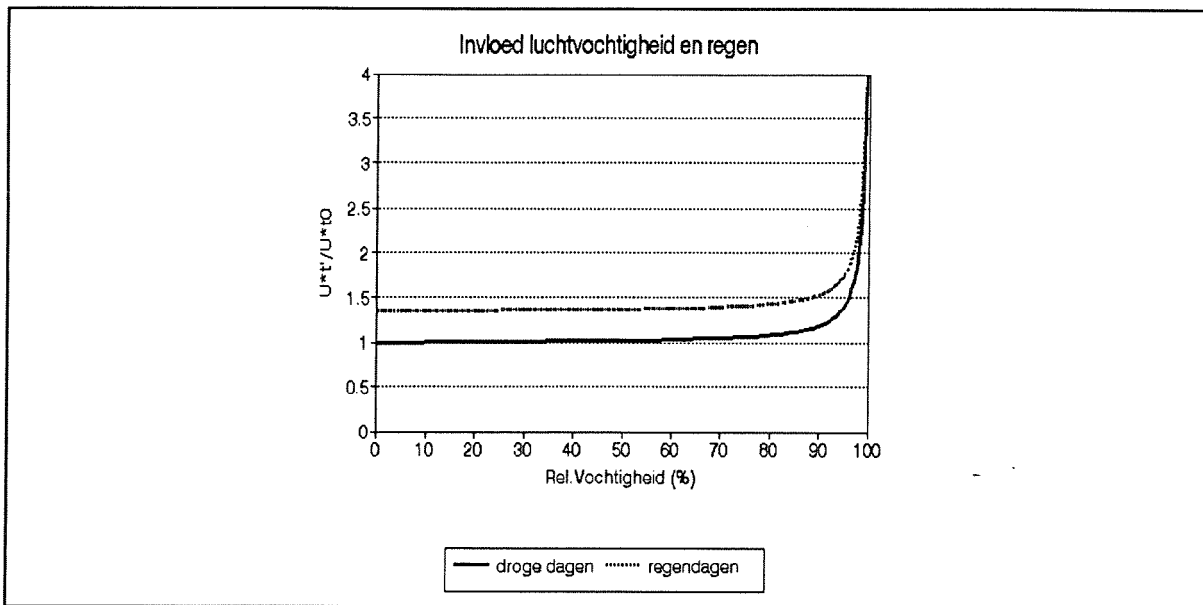
De relatieve luchtvochtigheid kan als indicator voor het vochtgehalte van het zandoppervlak gelden als andere vochtbronnen gedurende enige tijd geen vochtbijdrage hebben geleverd. Dat wil zeggen dat vergelijking (5.5) U_{*t} niet goed voorspelt tijdens en enige tijd na neerslag. De toename van U_{*t} gedurende regenachtige dagen blijkt volgens Arens (1994c) ongeveer 35 % te bedragen:

$$U_{*tr} = U_{*t0} (1 + C_{rain}) \quad (5.6)$$

waarin:

U_{*tr}	=	de kritische wrijvingsnelheid gedurende regenachtige dagen ($m \cdot s^{-1}$)
U_{*t0}	=	de kritische wrijvingsnelheid gedurende droge dagen ($m \cdot s^{-1}$)
C_{rain}	=	coëfficiënt, 0 voor droge dagen, 0.35 voor regenachtige dagen (-)

Deze vergelijkingen zijn gebaseerd op veldmetingen van meteorologische condities en sedimenttransport gedurende enkele maanden op Schiermonnikoog. In de zone zeewaarts van de gemiddelde hoogwaterlijn zal (5.5) meestal niet opgaan, omdat daar het vochtgehalte aan het oppervlak gedomineerd wordt door het getij als vochtbron. Verder zal de geschatte waarde van U_{*t} niet kloppen



Figuur 5.3: De kritische wrijvingsnelheid als functie van de relatieve luchtvochtigheid volgens Arens (1994c).

daar waar ondiep grondwater het vochtgehalte van het oppervlak beïnvloedt. De relatieve luchtvochtigheid heeft het voordeel dat het niet meer nodig is om evaporatiesnelheden te kennen. Indien RV als dynamische invoerparameter bekend is, kan U_{*t} dynamisch gemodelleerd worden. Vooral is dat niet te bereiken met de beschikbare modellen die door Namikas en Sherman (1994) worden besproken. De relatieve luchtvochtigheid is tevens goed meetbaar en als meteorologische variabele goed gedocumenteerd. In het testmodel is de methode van Arens (1994c) opgenomen om de invloed van vocht te kwantificeren.

5.3.2 Overige cohesiebronnen

De aanwezigheid van zout in relatief lage concentraties kan de waarde van U_{*t} voor droog zand significant verhogen. Zout kan worden aangevoerd door direct contact van het zeewater met het sediment als gevolg van getijdebewegingen en stormvloed en door zogenaamde 'salt spray'. Na verdamping van het bodemvocht leidt de aanwezigheid van het zout veelal tot korsten (Sarre, 1987; Nickling en Ecclestone, 1981). Het cohesieve effect van een korst is veelal langduriger dan cohesie door vocht. Een korst als gevolg van zout verdwijnt vrij langzaam door oplossing van zout in regenwater of door abrasie door salterende korrels. Nickling en Ecclestone (1981) geven de volgende relatie tussen het zoutgehalte en U_{*t} :

$$U_{*ts} = U_{*t0} 0.97 e^{0.1031 s} \quad (5.7)$$

waarin: U_{*ts} = de kritische wrijvingsnelheid van zouthoudende sediment ($m \cdot s^{-1}$)
 U_{*t0} = de kritische wrijvingsnelheid van het zoutloze sediment ($m \cdot s^{-1}$)
 s = het zoutgehalte (mg per g droog sediment)

Deze vergelijking is nog niet meegenomen in het testmodel, om de hoeveelheid benodigde invoergegevens te beperken. Het is wel van belang dat wordt uitgezocht in hoeverre het zoutgehalte het transportproces beïnvloedt en of de vergelijking van Nickling en Ecclestone (1981) een juiste beschrijving is van dit effect.

Algen en schimmels kunnen tot korstvorming leiden (Pluis, 1993; Van den Ancker et al., 1985; Nickling en Davidson-Arnott, 1990) en spelen plaatselijk een rol in het strand/zeereepsysteem (Arens, 1994c; Van der Wal et al., 1995). Hierop, en op de cohesieve effecten door kleideeltjes, organische stof en kalk, wordt in dit rapport niet ingegaan.

6 HELLINGSINVLOEDEN

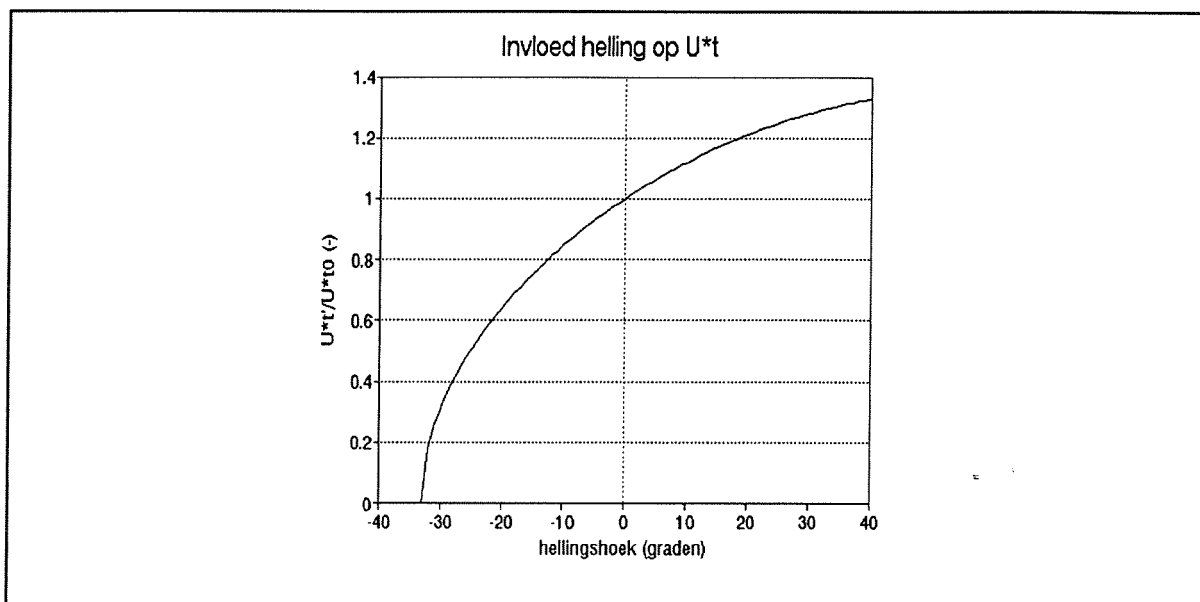
In hoofdstuk 3 is uitgebreid ingegaan op de invloed van de topografie op de wind. Hellingen hebben echter ook invloed op de kritische wrijvingsnelheid. De waarde voor U_{*t} , berekend uit vergelijking (5.4) geldt voor een horizontaal oppervlak met cohesieloos sediment. Door de werking van de zwaartekracht neemt U_{*t} toe bij een positieve helling (hellingopwaarts) en af bij een negatieve helling. De invloed van de hellingshoek op U_{*t} is onderzocht door Howard (1977), Allen (1982), Dyer (1986), Hardisty en Whitehouse (1988) en Iversen en Rasmussen (1994). Als cohesie-effecten en het effect van het Reynoldsgetal worden verwaarloosd, kan de invloed van de helling op U_{*t} als volgt worden uitgedrukt (Iversen en Rasmussen, 1994):

$$U_{*t\phi} = U_{*t0} \sqrt{\cos\phi + \frac{\sin\phi}{\tan\alpha}} \quad (6.1)$$

waarin:

α	=	hoek van interne wrijving van zand (ongeveer 33 °)
ϕ	=	hellingshoek (°)
U_{*t0}	=	kritische wrijvingsnelheid van een horizontaal oppervlak met cohesieloos sediment (m/s), zie vergelijking (5.4)
$U_{*t\phi}$	=	kritische wrijvingsnelheid van het hellende oppervlak (m/s)

Bij 0° wordt $U_{*t\phi}$ gelijk aan U_{*t0} . Figuur 6.1 geeft de verhouding van $U_{*t\phi}/U_{*t0}$ als functie van de hellingshoek. Bij een positieve helling (hellingopwaarts) neemt de kritische wrijvingsnelheid geleidelijk toe met de hellingshoek. Er is dan meer energie nodig om transport te initiëren dan bij een horizontaal oppervlak. Bij een toenemende negatieve helling verloopt de curve steeds steiler totdat de verhouding nul wordt bij 33° (de hoek van interne wrijving). Dat wil zeggen dat spontaan transport optreedt zodra deze helling wordt overschreden (er ontstaat een zogenaamde slipface). De vergelijkingen gegeven door Allen (1982) en Dyer (1986) zijn ondanks een andere formulering identiek aan vergelijking (6.1). Gegevens van experimenten (462 proeven in de Sahara) van Hardisty en Whitehouse (1988) bevestigen (6.1). Howard (1977) voegt de hoek tussen de lokale windrichting en de normaal van het hellende oppervlak toe in de berekening van $U_{*t\phi}$. Bij een aanname van 90° hiervoor is ook de methode van Howard gelijk aan die van de anderen.



Figuur 6.1: De invloed van de hellingshoek van het oppervlak op de kritische wrijvingsnelheid volgens Iversen en Rasmussen (1994).

Ook door het afstortproces vindt transport van sediment plaats, voornamelijk aan de lijzijde van steile duinhellingen. De modellering hiervan vindt niet plaats via de berekening van de transportsnelheid Q , maar door bepaalde hoeveelheden zand te herverdelen over de helling indien de condities voor afstorten zich voordoen.

Voor de modellering van het afstorten zijn de volgende uitgangspunten geformuleerd:

1. afstorten gebeurt alleen op de helling aan de lijzijde van een duin;
2. afstorten begint als de hellingshoek van een hellingsegment de storthoek overschrijdt (ongeveer 37° volgens Iversen en Rasmussen, 1994);
3. afstorten stopt zodra het hellingsegment een hoek heeft kleiner dan de rusthoek (ongeveer 32 tot 34° volgens Allen, 1970).

De methode werkt als volgt. Er wordt gecontroleerd of de hellingsegmenten aan de lijzijde groter zijn dan de storthoek. Zo ja, dan stort er zand af totdat de helling kleiner dan de rusthoek. Gelijk daarna wordt gecontroleerd of door deze afstorting het hellingsegment daarboven niet instabiel is geworden. Zo ja, dan herhaalt de afstortprocedure zich op dat instabiele hellingsegment waarna opnieuw het hellingsegment daarvoor weer gecontroleerd wordt. Zo nee, dan wordt het volgende hellingsegment bekeken. Afstorting gebeurt alleen door sediment met de wind mee te verplaatsen. Bij deze methode wordt geen rekening gehouden met de mogelijkheid dat steilere hellingen kunnen voorkomen als gevolg van cohesieve effecten (door vocht, zout, wortels, stratificatie of compactie).

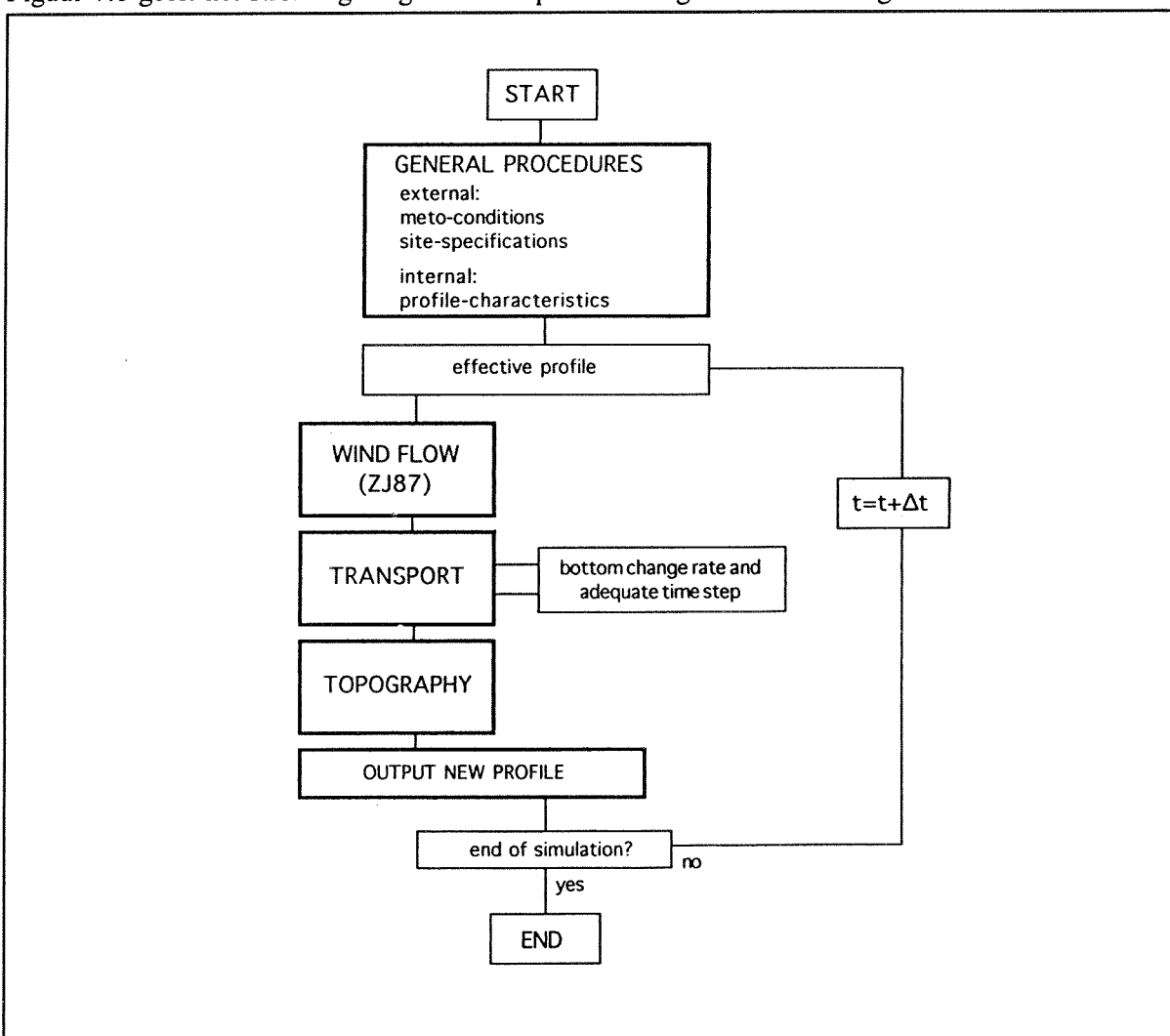
7 HET TRANSPORTMODEL (SAFE 0.0)

In dit hoofdstuk wordt kort ingegaan op de structuur van het huidige testmodel (SAFE 0.0) en de werking van enkele essentiële subroutines. Hierbij wordt verwezen naar de bijbehorende hoofdstukken. Het testmodel is geprogrammeerd in Turbo-Pascal.

Tenslotte worden enkele voorbeelden gegeven van modelsimulaties. Modelvalidatie vindt in een later stadium plaats. Er wordt niet ingegaan op de formats van in- en uitvoerfiles en de gebruikersinterface. Dit in verband met het feit dat het uiteindelijke transportmodel SCOPE, dat door het Waterloopkundig Laboratorium wordt ontwikkeld en waar de hier besproken rekenprocedures in worden opgenomen, een geheel andere omgeving heeft. Het SCOPE-model is van belang voor de gebruiker.

7.1 De hoofdstructuur

Figuur 7.1 geeft het stromingsdiagram waarop de werking van het model gebaseerd is.



Figuur 7.1: Stroomschema voor het model voor eolische zeeerepontwikkeling versie 0.0 (Bron: Arens, 1994b; aangepast naar Steetzel, 1993).

In het hoofdprogramma waarvan de meest essentiële regels zijn weergegeven in Tabel 7.1, is de structuur van Figuur 7.1 terug te vinden.

Bij het starten van het programma dient eerst een naam te worden opgegeven van een parameterfile. Dan wordt gevraagd of er met een uniforme wind moet worden gesimuleerd of met een wind die

```

Time:=0;
Read Parameter File
Read Data: {InTezen hoogte- en vegetatiegegevens}
{ .. en een aantal initialisatieprocedures ..}

{-----DYNAMISCH GEDEELTE -----}

REPEAT
  OldProfile:=Profile;
  Read_Meteo;
  Calc_minThreshold (profile);
  CalcThreshold (profile);
  TideBoundary (profile);
  CalcActtransport (profile);
  CalcHeights (profile);
  CheckSlipFace (profile);
  if not UCONST then CheckWind (profile.Do_Wind);
  time:=time+deltaT;
UNTIL ((time>Tend) or (key=#27));

{-----Einde dynamisch gedeelte-----}

CheckBalance(profile);

```

Tabel 7.1: Samenvatting van het hoofdprogramma van SAFE 0.0.

wordt berekend met het stromingsmodel (hoofdstuk 3).

SAFE 0.0 leest dan gegevens uit een parameterfile. Dit betreft o.a. de namen van bestanden met basisgegevens (topografie, vegetatie, meteorologische gegevens), de tijd- en afstandstap voor de simulatie, het tijdsinterval voor uitvoer van simulatiegegevens, de waarden voor de parameter CHI voor opbouwend en uitdovend transport (zie hoofdstuk 2), de gemiddelde korreldiameter, het niveau waarbeneden geen deflatie meer plaats kan hebben (b.v. grondwaterspiegel) en het gemiddelde tijverschil. Een voorbeeld van zo'n parameterfile is te vinden in Bijlage 5.

Vervolgens wordt het hoogteprofiel ingelezen (x, z) en de vegetatiegegevens (nu nog de bedekkingsgraad C). Dan begint het dynamische gedeelte.

Uit de file met meteorologische gegevens wordt de eerste regel gelezen. Hierin staat voor tijdstip $t=0$ de referentiewaarde voor U . en de relatieve luchtvochtigheid RV . Indien er gekozen is voor simulatie van het windveld met het stromingsmodel wordt door SAFE het externe programma HILL_MDL aangeroepen. Dit programma berekend voor ieder profielpunt de waarde van U . Als er voor een uniforme wind is gekozen, krijgt ieder profielpunt voor U . de ingelezen referentiewaarde toegekend, ongeacht de topografie.

De volgende stap is de berekening van de kritische wrijvingsnelheid U_{*t} (Tabel 7.2; hoofdstuk 5). Dit gebeurt op basis van de korrelgrootte, de luchtvochtigheid en regen (alle drie constant verondersteld over het hele profiel). De laatste stap in de berekening van U_{*t} is de hellingcorrectie (hoofdstuk 6).

De procedure TideBoundary berekent vervolgens tot welk profielpunt het zeewater reikt, afhankelijk van het ingelezen tijverschil en de tijd. Zeewaarts van dit punt x (waterx genoemd) is geen transport mogelijk.

Hierna volgt de berekening van het actuele transport (Q_x) met de procedure CalcActTransport (Tabel 7.3). U . wordt eerst gereduceerd met de methode van Wasson en Nanninga (1986) indien er vegetatie aanwezig is (hoofdstuk 4; de procedure VegWasson, Tabel 7.4). Indien U_{*t} groter is dan of gelijk is aan de lokale effectieve U . wordt het evenwichtstransport gelijk aan nul gesteld. Hetzelfde geldt indien de lokale hoogte z zich beneden het niveau bevindt waarop geen deflatie meer kan optreden of als het punt x zich zeewaarts van de berekende waterlijn (waterx) bevindt. Als dit alles niet opgaat, wordt het evenwichtstransport berekend met de vergelijking van White (Tabel 7.5; hoofdstuk 2). Vervolgens wordt vergelijking (2.4) toegepast om het actuele transport te berekenen (Tabel 7.5).

```

{----- procedure CalcMinThreshold: process 4 (initial and each new us/relh) -----}

Procedure CalcMinThreshold(var ust0: single);
{ berekent de drempel-U* afhankelijk van de korrelgrootte d van het zand,
  { de rel. luchtvochtigheid en regen, voor het geval helling=0!
  { ust0 is over het hele hoogteprofiel gelijk, i.t.t. ust[j]
Begin
    ust0:=0.1*sqrt((Rhos-Rhoa)*g*d/Rhoa);           {Bagnold}
    if relhum>=100 then relhum:=99.7; {voorkom delen door nul}
    if Rain then ust0:=ust0*(1.35-(2.11/100)+(2.11/(100-RelHum)))
    else ust0:=ust0*(1-(2.11/100)+(2.11/(100-RelHum))); {Arens}
End;

{----- procedure calcthreshold: process 5 (Each TimeStep) -----}

Procedure CalcThreshold(var profile: profilepoint);
var j: integer;
    slope: Single;
{ berekent de waarde van de drempel-U* op een hellend oppervlak volgens de
  { vergelijking van Iversen en Rasmussen, 1994.
  { Dit is de plaatsvariabele Threshold.
begin
    with profile do
        for j:=0 to actlength do
            begin
                Slope:=360*arctan(slopes[j]/(2*pi));
                ust[j]:=ust0*sqrt(cos(rad(slope))+sin(rad(slope))/tan(rad(AngleYield)));
            end;
end;
{-----}

```

Tabel 7.2: Procedures voor de berekening van de kritische wrijvingsnelheid U_{*c} .

```

Procedure CalcActTransport(var profile: profilepoint);
var j: integer;
    Qlocmax, Qold, usresult, chi, slope, uscr: single;
{ Berekent het actuele transport per cel }
Begin
    with profile do
        begin
            Qold:=Q0;
            for j:=0 to actlength do
                begin
                    VegWasson(j); {process 6}
                    usresult:=useff[j]-ust[j];
                    if (usresult<=0) or (z[j]<lowline) or (x[j]<waterx) then Qlocmax:=0
                    else Qlocmax:=White(useff[j],ust[j]);
                    if ((Qold<=Qlocmax) and (Qlocmax<>0)) then Chi:=Chi1 else Chi:=Chi2;
                    if x[j]<waterx then Q[j]:=0
                    else if j=0 then Q[j]:=Q0
                    else if (z[j-1]<lowline) then Q[j]:=0
                    else Q[j]:=Acttransport(Qlocmax,Chi,Q[j-1],x[j-1],x[j]);
                    Qold:=Q[j];
                end;
            end;
        end;
end;

```

Tabel 7.3: Procedure voor de berekening van het actuele transport.

Als op alle profiepunten het actuele transport bekend is wordt de continuïteitsvergelijking toegepast om de hoogteveranderingen die optreden in het betreffende tijdsinterval te berekenen. Hieruit volgt dan de nieuwe topografie (Procedure CalcHeights).

De berekeningen herhalen zich dan voor de nieuwe tijdstappen totdat de tijd gelijk is aan Tend (tijdstip einde simulatie). In de procedure Read_Meteo wordt iedere tijdstap gekeken of er nieuwe waarden voor de referentie-U, en de relatieve vochtigheid moeten worden ingelezen. Ook wordt iedere tijdstap gecontroleerd in welke mate het hoogteprofiel afwijkt van het profiel waarvoor het windveld is berekend. Bij overschrijding van een kritische waarde voor de verandering van de topografie wordt het stromingmodel opnieuw gedraaid.

```

{-----}
{----- procedure VegWasson: process 6 (Each TimeStep) -----}
{-----}

Procedure VegWasson(var j: integer);

{ Berekent een effectieve U* die bepaald wordt door de vegetatiebedekking C }
{ volgens de vergelijking van Wasson en Nanninga, 1986 }

Begin
  with profile do
    useff[j]:=us[j]*exp(-0.00617*VC[j]-0.000429*(VC[j]*VC[j]));
end;

{-----}

```

Tabel 7.4: Procedure voor de aanpassing van de lokale wrijvingsnelheid afhankelijk van de vegetatiebedekking, volgens Wasson en Nanninga (1986).

7.2 Enkele modelsimulaties

Voorbeelden van enkele modelsimulaties zijn te vinden in bijlagen 6 tot en met 10, met een korte toelichting bij ieder voorbeeld. Enkele belangrijke aspecten komen hieruit naar voren:

- de effecten van vegetatie en de topografie hebben een dominante invloed op de luchtstroming, en daarmee op het berekende sedimenttransport; dit stemt overeen met de verwachtingen;
- het effect van de hellingshoek op de kritische wrijvingsnelheid, is slechts belangrijk bij relatief steile hellingen, met name aan de lijzijde van het duin; bij geringe hellingshoeken is de doorwerking van dit effect op het berekende transport meestal gering, maar het kan wel belangrijk zijn bij relatief lage wrijvingsnelheden net boven de kritische waarde.
- de kritische wrijvingsnelheid en het sedimenttransport zijn voor een grote range van de relatieve luchtvochtigheid tamelijk ongevoelig, maar reageren sterk in het traject nabij verzadiging;
- op regenachtige dagen is de kritische wrijvingsnelheid significant hoger, en het berekende transport aanmerkelijk lager.

De effecten van cohesie op het transport nemen af met toenemende windsnelheid.

Het belang van de modellering van het windveld blijkt nadrukkelijk uit Figuur 7.2. Deze figuur geeft de gemodelleerde profielontwikkeling van een (niet-bestaand) onbegroeid duin in de tijd weer. In Figuur 7.2a is hierbij een uniform windveld aangenomen, terwijl in Figuur 7.2b het windveld is gemodelleerd als functie van de topografie. Dit windveld is regelmatig aangepast aan de veranderende topografie. De berekende profielontwikkelingen voor deze gevallen zijn volstrekt verschillend. De sterkere afvlakking van de toppen en het windwaarts verplaatsen van deze toppen, zoals optreedt in Figuur 7.2b stemmen beter overeen met de verwachtingen.

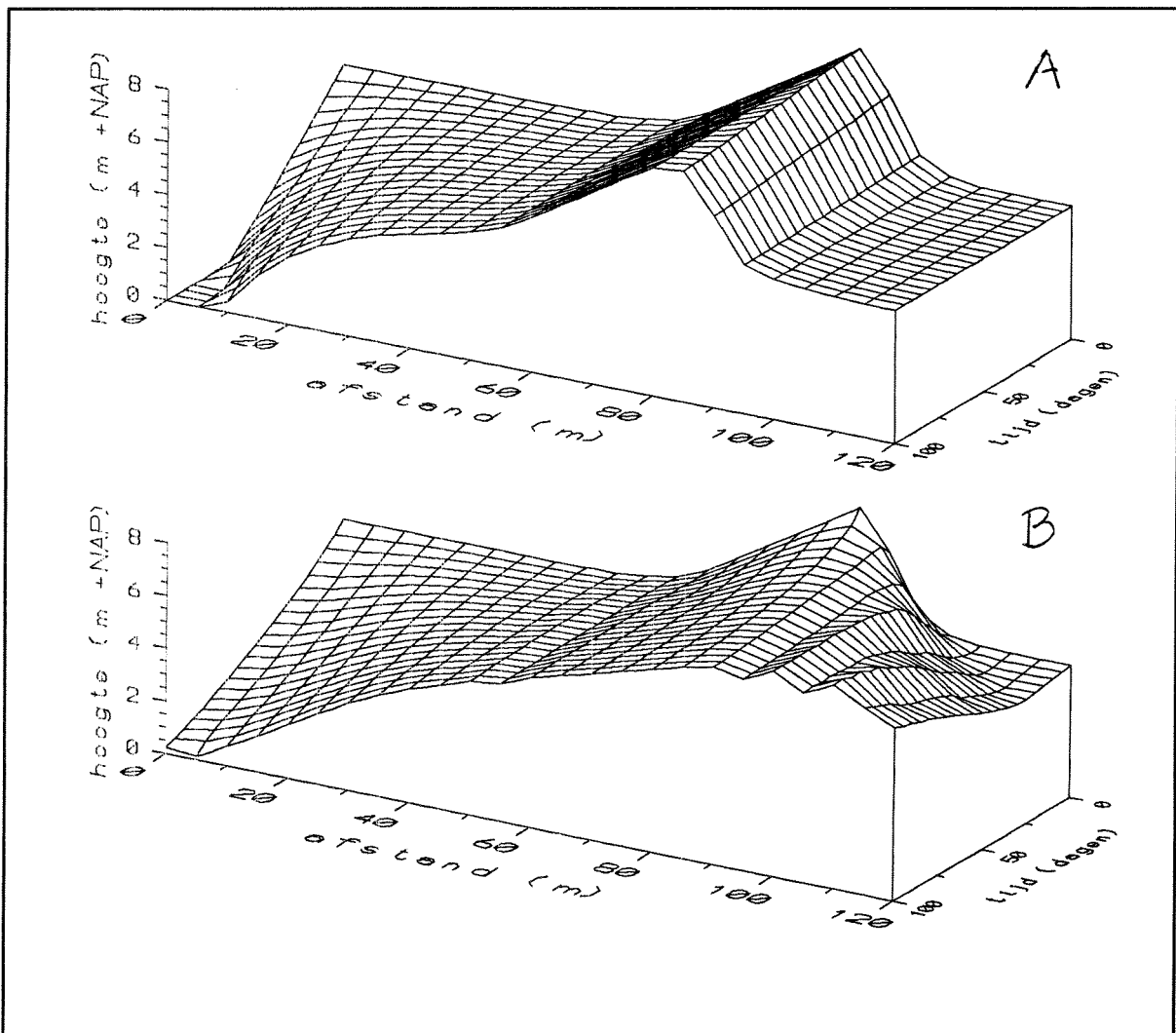
```

{--- TRANSPORTVERGELIJKING ---}
Function White(useff,ust: Single) : Single;
Begin
  White:=TransConst*(pow3(useff))*(1-ust/useff)*sqr(1+ust/useff);
end;

{----- ACTUEEL TRANSPORT -----}
Function Acttransport(Qeq,chi,Qold,Xold,X: Single): Single;
Begin
  Acttransport:=Qeq+(Qold-Qeq)*exp(-(X-Xold)/chi);
end;

```

Tabel 7.5: Procedures voor de berekening van het evenwichtstransport volgens White (1979) en het actueel transport.



Figuur 7.2: De ontwikkeling van een (niet-bestaand) duinprofiel (x-as) in de tijd (y-as) onder invloed van (a) een constante uniforme wind en (b) een windveld gemodelleerd met het stromingsmodel Hill_mdl.

8 AANBEVELINGEN

8.1 Modelvalidatie

Het stromingsmodel en het transportmodel moeten worden getoetst aan veldmetingen. Er zijn meetgegevens beschikbaar van drie lokaties langs de Nederlandse kust (Arens, 1994c). Deze gegevens zijn van groot belang voor het toetsen van de modellen. Verder is het nuttig de resultaten van het stromingsmodel te vergelijken met de resultaten van het oorspronkelijke model van Zeman en Jensen (1987). Hiervoor kunnen wind- en duinprofielgegevens worden gebruikt zoals beschreven in Mikkelsen (1989). Grote verschillen in modelresultaten dienen te worden onderzocht en verklaard.

De komende tijd dient modelvalidatie veel aandacht te krijgen. In dit rapport is dit niet aan de orde geweest. Modelvalidatie kan mogelijk leiden tot een betere onderbouwing voor de keuze van de transportvergelijking die het model gebruikt. Daarbij kan validatie modelmankementen aan het licht brengen en daarmee richting geven aan vervolgstudies.

8.2 Gevoeligheidsanalyses

Naast modelvalidatie is het zeer nuttig om de gevoeligheden van beide modellen voor de verschillende parameters en variabelen te kennen. De uitkomsten van een gevoeligheidsanalyse geven aan welke vervolgonderzoeken een hoge en welke een minder hoge prioriteit hebben.

8.3 Modelaanpassingen en -uitbreidingen

Zowel SAFE 0.0 als HILL_MD_L 0.0 kunnen op een aantal punten verbeterd of uitgebreid te worden.

8.3.1 *Luchtstroming*

Wat betreft het stromingsmodel verdienen de volgende onderwerpen aandacht in het vervolg van het project (zie hoofdstuk 3.11):

- Het optreden van recirkulatiewervels, met name aan de lijzijde van het duin. Deze lijwervels zijn met het model niet te simuleren. Dit is voor het transportproces eigenlijk ook niet van belang. Waarschijnlijk is er vrij simpel een relatie op te stellen voor de afname van de windsnelheid van de top naar de achterzijde van het duin.
- De redistributie van turbulente kinetische energie.
- De laterale windsnelheid.
- Berekening van de kromtestraal.

Een onderwerp waar nog weinig van bekend is, betreft de beïnvloeding van luchtstroming door de branding als gevolg een grotere ruwheid in de brandingszone. Bij de initialisatieprocedures in het stromingsmodel wordt de ruwheid van het eerste gridpunt op het beschouwde profiel gebruikt om de ongestoorde stroming te berekenen. In sommige gevallen echter, bijvoorbeeld bij een hoge zeereep of bij een smal strand, zal het eerste gridpunt zich op zee of in de brandingszone bevinden. De aerodynamische ruwheid van een zeewateroppervlak blijkt niet sterk af te wijken van een zandvlakte. Dit geldt niet voor de brandingszone, waar de ruwheid groter is. Het is onbekend in welke mate de brandingszone van invloed is op windprofielen boven het strand. Een onderzoek hiernaar is gewenst, en kan mogelijk worden toegespitst op een relatie tussen het percentage brekende golven en de ruwheidslengte.

8.3.2 *Vegetatie*

Voor het simuleren van de profielontwikkeling van de zeereep is een volledige koppeling tussen het transportmodel en het stromingsmodel van het grootste belang. Nu is deze koppeling mogelijk wanneer de simulatie een onbegroeid profiel betreft. Een aanbeveling voor het vervolg van het project is dan ook te onderzoeken hoe de interactie tussen vegetatie, luchtstroming en zandtransport modelmatig kan

worden beschreven. Een aanzet is in dit rapport al gegeven. Er is echter nog veel onduidelijk. De volgende problemen en vragen zijn relevant in verband met het modelleren van de zeereepontwikkeling:

- De methoden die beschreven worden in de literatuur om de invloed van vegetatie op sedimenttransport te kunnen kwantificeren gelden voor landbouwgewassen met een uniforme bedekking. Ze zijn niet zonder meer toepasbaar op natuurlijke (zeereep)vegetatie. Onduidelijk is hoe de mate van vegetatieclustering de sedimenttransportprocessen beïnvloedt. Ook is onduidelijk hoe de mate van clustering getalsmatig het beste kan worden uitgedrukt.
- Uit de literatuur is bekend dat vegetatieparameters als dichtheid, geometrie, porositeit en de flexibiliteit van de planten en plantenclusters bekend dienen te zijn om de invloed van vegetatie op sedimenttransport door wind te kunnen kwantificeren. Op welke manier kunnen deze parameters gemeten worden?
- Wat zijn voorkomende waarden van de relevante vegetatieparameters voor de nederlandse situatie? Hierbij moet rekening worden gehouden met lokale en regionale variaties.
- Hoe kan de aerodynamische ruwheidslengte worden berekend als functie van vegetatieparameters?
- Hoe kan de windsnelheid in de vegetatielaag en aan het bodemoppervlak worden berekend als functie van vegetatieparameters?
- Op welke manier kan de plant area index (PAI) worden berekend uit de horizontale bedekkingsgraad? Deze relatie moet bepaald worden per vegetatiesoort. Kennis van deze relaties vergroot de praktische toepasbaarheid van het zeereepmodel.
- Hoe reageert de vegetatie op overstuiving?
- Hoe varieert de vegetatiebedekking gedurende het jaar (seizoensinvloed)?

Gezien de dominante rol van vegetatie bij de morfologische ontwikkeling van de zeereep, is het belangrijk om bovenstaande onderwerpen in vervolgonderzoek uit te werken. In eerste instantie zal moeten worden gewerkt aan de ontwikkeling van een opnamemethodiek voor de bepaling van de relevante parameters. Hierna dienen metingen aan de vegetatie te worden uitgevoerd op een aantal lokaties langs de Nederlandse kust, waarbij gekeken moet worden naar het voorkomen van verschillen binnen transecten (lokaal) en tussen transecten (regionaal). Het onderzoek naar vegetatieïnvloeden kan zich in eerste instantie toespitsen op helm en biestarwegras.

8.3.3 *Transportprocessen*

Een ander belangrijk aspect waarover weinig bekend is, betreft de aanpassingslengte CHI. De waarde van CHI bepaalt in sterke mate de gesimuleerde ontwikkeling van het duinprofiel. De aangenomen waarden voor CHI zoals vermeld in dit rapport, zijn gebaseerd op windtunnelgegevens en observaties op het strand. Het is echter waarschijnlijk dat de aanpassingslengte een functie is van een aantal factoren, waaronder de windsnelheid, vegetatie- en sedimenteigenschappen en vochtcondities. Een deelonderzoek dat zich uitsluitend hierop richt is zeker op zijn plaats.

Het huidige model laat suspensietransport en 'jettatie' (Arens, 1994c) buiten beschouwing. Waarnemingen van Arens (1994c) geven aan dat bij harde wind jettatie nabij de top van het duin wel degelijk een rol speelt. Het is echter onduidelijk hoe groot het belang van dit transportmechanisme is voor de zeereepontwikkeling in het algemeen. Hierover is meer duidelijkheid gewenst.

Met betrekking tot de invloed van neerslag op het sedimenttransport zijn er eveneens een aantal vragen. Transport tijdens neerslag is van belang. Uit metingen op Schiermonnikoog bleek dat een groot deel van het transport tijdens regenachtige dagen heeft plaatsgevonden (Arens, 1994c; Van Dijk et al., 1995). Het moet nog nader uit gezocht worden, welk deel van het transport daadwerkelijk tijdens regen plaatsvond. Ook is het belangrijk te weten bij welke neerslaghoeveelheid/intensiteit het transport geheel stopt.

Overige van belang zijnde aspecten die (nog) niet zijn meegenomen in het model zijn effecten van algen, zout(korsten), schelpenvloertjes, grondwater (capillaire opstijging) en korrelgrootte en -sortering. Deze onderwerpen hebben een duidelijke relatie met het suppletieonderzoek (Van der Wal et al., 1995). Mogelijk kan op basis hiervan besloten worden welke van deze factoren opgenomen dienen te worden in het model, en nader onderzoek rechtvaardigen.

LITERATUUR

- Allen, J.R.L., 1970. The avalanching of granular solids on dune and similar slopes. *J. Geol.* 78: 326-351.
- Allen, J.R.L., 1982. Simple models for the shape and symmetry of tidal sand waves: (1) statically stable equilibrium forms. *Mar. Geol.* 48: 31-49.
- Ancker, J.A.M., van den, Jungerius, P.D. en L.R. Mur, 1985. The role of algae in the stabilization of coastal dune blowouts. *Earth Surf. Pr. Landf.* 10: 189-192.
- Arens, S.M., 1994a. Modelling zandtransport zeereep, Conceptueel model. Universiteit van Amsterdam, 69 pp.
- Arens, S.M., 1994b. Modelling zandtransport zeereep, Opzet numeriek model versie 0.0 (concept). Universiteit van Amsterdam, 13 pp.
- Arens, S.M., 1994c. Aeolian processes in the Dutch foredunes. PhD. Thesis, Universiteit van Amsterdam, 150 pp.
- Arens, S.M., H.M.E. van Kaam-Peters en J.H. van Boxel, 1995. Air flow over foredunes and implications for sand transport. *Earth Surf. Proc. Landf.*, ~~in press~~. 20 : 315-332.
- Baas, A., 1994. Verslag van het verstuivingsonderzoek op Ameland, Project verstuivingslokatie Rietpad RP3. Intern verslag Fysisch Geografisch en Bodemkundig Laboratorium, 42 pp.
- Bagnold, R.A., 1954. The physics of blown sand and desert dunes. 2nd edition. Methuen, London.
- Belly, P.-Y., 1964. Sand movement by wind. US Army Corps of Engineers, Coastal Engineering Research Center, Techn. Mem. 1, Washington D.C.
- Bilbro, J.D. en D.W. Fryrear, 1964. Wind erosion losses as related to plant silhouette and soil cover. *Agron. J.* 86: 550-553.
- Blumberg, D.G. en R. Greeley, 1993. Field studies of aerodynamic roughness length. *J. of Arid Environments* 25: 39-48.
- Bradley, N.W., Gregory, J.M. en G.R. Wilson, 1992. Wet-bonding effects on threshold friction velocity. American Society of Agricultural Engineers, Winter meeting, Nashville, TN, paper no. 922515.
- Buckley, R., 1987. The effect of sparse vegetation on the transport of dune sand by wind. *Nature* 325: 426-428.
- Chepil, W.S., 1956. Influence of soil moisture on erodibility of soil by wind. *Soil Sc. Soc. of America Pr.* 20: 288-292.
- Chepil, W.S., 1959. Equilibrium of soil grains at the threshold of movement by wind. *Soil Sc. Soc. of America Pr.* 23: 422-428.
- Dijk, P.M. van, Lima, J.L.M.P. de, Stroosnijder, L., 1995. The influence of rainfall on transport of beach sand by wind. *Earth Surf. Pr. Landf.*, in press.
- Dyer, K.R., 1986. Coastal and estuarine sediment dynamics. Wiley, New York.
- Glendening, J.W., 1977. Aeolian transport and vegetation capture of particles. M.Sc. Thesis, Colorado State University.
- Gregory, J.W., 1977. Aeolian transport and vegetation capture of particles. M.Sc. Thesis, Colorado State University.
- Hagen, L.J. en D.V. Armbrust, 1994. Plant canopy effects on wind erosion saltation. *Trans. ASAE* 37: 461-465.
- Hardisty, J. en R.J.S. Whitehouse, 1988. Evidence for a new sand transport process from experiments on Saharan dunes. *Nature* 325: 426-428.
- Hotta, S., Kubota, S., Katori, S. en K. Horikawa, 1984. Sand transport by wind on a wet sand surface. Proceedings of the 19th Coastal Engineering Conference, American Society of Civil Engineers, New York: 1263-1281.
- Howard, 1977. Effect of slope on threshold of motion and its application to orientation of wind ripples. *Bull. Geol. Soc. Am.* 88: 853-856.
- Hsu, S.A., 1971. Wind stress criteria in eolian sand transport. *J. Geophys. Res.* 76: 8684-8686.
- Iversen, J.D., Pollack, J.B., Greeley, R. en B.R. White, 1976. Saltation threshold on Mars, the effect of interparticulate force, surface roughness and low atmospheric density. *Icarus* 29: 381-393.

- Iversen, J.D. en K.R. Rasmussen, 1994. Effect of slope on saltation threshold. *Sedimentology* 41: 721-728.
- Kaam-Peters, H.M.E. van, 1992. Verandering van het windprofiel over het duin bij aanlandige wind. Unpubl. M.Sc. Thesis, Univ. of Amsterdam, Dept Phys. Geogr. and Soil Science, 43 pp.
- Kawamura, R., 1964. Study of sand movement by wind. Hydraulic Eng. Lab. Tech. Rep. HEL-2-8: 99-108. Berkely: Univ. California.
- Kawata, Y. en Y. Tsuchiya, 1976. Influence of water content on the threshold of sand movement and the rate of sand transport in blown sand. *Proceedings Japanese Society of Civil Engineers* 249: 95-100.
- Knottnerus, D.J.C., 1971. Winderosie- en bodemonderzoek met behulp van een windtunnel. *Landbouwkundig Tijdschrift* 83: 90-95.
- Kroon, L.J.M., 1985. Profile derived fluxes above inhomogeneous terrain: a numerical approach. Proefschrift LUW, 159 pp.
- Lee, B.E. en B.F. Soliman, 1977. An investigation of the forces on three dimensional bluff bodies in rough wall turbulent boundary layers. *Trans. ASME, J. of fluids Eng.:* 503-510.
- Lettau, K. en H. Lettau, 1977. Experimental and micro-meteorological field studies of dune migration. In Lettau, K. en H. Lettau (Eds.), *Exploring the worlds driest climate*. I.E.S. Report 101, Univ. Wisconsin Press, Madison, 110-147.
- Logie, M., 1982. Wind tunnel experiments on dune sands. *Earth Surf. Pr. Landf.*, 6: 365-374.
- McKenna-Neuman, C. en W.G. Nickling, 1989. A theoretical and wind tunnel investigation of the effect of capillary water on the entrainment of sediment. *Canadian J. Soil Sci.* 69: 79-96.
- Mikkelsen, H.E., 1989. Wind flow and sediment transport over a low coastal dune. *Geoskrifter nr. 32*, Geologisk Institut Aarhus Universitet.
- Monteith, J.L., 1973. *Principles of environmental physics*. Edward Arnold (Publishers) limited, London, 241 pp.
- Morris, H.M., 1955. Flow in rough conduits. *Trans. ASAE* 120: 373-398.
- Musick, H.B., Trujillo, S.M. en C.R. Truman, 1995. Wind-tunnel modeling of the influence of vegetation structure on saltation threshold. In prep.
- Namikas, L.M. en D.J. Sherman, 1994. A review of the effects of surface moisture content on aeolian sand transport. Accepted in: V. Tchakerian (ed.) 1994. *Desert aeolian processes*. Chapman & Hall. In press.
- Nickling, W.G. en R.G.D. Davidson-Arnott, 1990. Aeolian sediment transport on beaches and coastal dunes. In: R.G.D. Davidson-Arnott (ed.), *Proceedings of the symposium on coastal sand dunes*. Ottawa: National research Council: 1-35.
- Nickling, W.G. en M. Ecclestone, 1981. The effects of soluble salts on the threshold shear velocity of fine sand. *Sedimentology* 28: 505-510.
- Pluis, J. L. A., 1993. The role of algae in the spontaneous stabilization of blowouts. Proefschrift, Universiteit van Amsterdam, 167 pp.
- Pye, K. en H. Tsoar, 1990. *Aeolian sand and sand dunes*. Unwin Hyman, London.
- Raupach, M.R., 1991. Saltation layers, vegetation canopies and roughness lengths. *Acta Mechanica Suppl. 1*: 83-96.
- Raupach, M.R., 1992. Drag and drag partition on rough surfaces. *Boundary-Layer Meteorology*, 60: 375-395.
- Sarre, R.D., 1987. Aeolian sand transport. *Progress in Physical Geography* 11: 157-182.
- Siddoway, F.H., Chepil, W.S. en D.V. Armbrust, 1987. Effect of kind, amount, and placement of residue on wind erosion control. *Trans. ASAE* 8: 327-331.
- Stam, J.M.T., 1994. Process-based modelling of aeolian bedforms. Proefschrift, Technische Universiteit Delft, 170 pp.
- Steezel, H.J., 1993. Cross-shore transport during storm surges. Proefschrift, Technische Universiteit Delft, 242 pp.
- Stout, J.E., 1990. Wind erosion within a simple field. *Trans. ASAE* 33: 1597-1600.
- Stull, R.B., 1988. *An introduction to boundary layer climatology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 666 pp.

- Wal, D. van der, Peters, B.A.M., Putten, W.H. van der, en O.F.R. Tongeren, 1995.** Inventariserend onderzoek naar de ecologische effecten van zandsuppletie. In prep. Universiteit van Amsterdam, Nederlands Instituut voor Oecologisch Onderzoek, Data-analyse Ecologie, in opdracht van RWS en RIKZ.
- Wasson, R.J. en P.M. Nanninga, 1986.** Estimating wind transport of sand on vegetated surfaces. *Earth Surf. Proc. Landf.* 11: 505-514.
- White, B.R., 1979.** Soil transport by winds on Mars. *J. Geophys. Res.* 84: 4643-4651.
- Williams, G., 1964.** Some aspects of the eolian saltation load. *Sedimentology* 3: 257-287.
- Wilson, N.R en R.H. Shaw, 1977.** A higher order closure model for canopy flow. *J. Appl. Meteorol.* 16: 1197-1205.
- Wolfe, S.A. en W.G. Nickling, 1993.** The protective role of sparse vegetation in wind erosion. *Progress in Physical Geography* 17: 50-68.
- Zeman, O. en N.O. Jensen, 1987.** Modifications of turbulence characteristics in flow over hills. *Quart. J. Royal Meteorol. Soc.* 113: 55-80.

BIJLAGE 1: Hoofdprogramma van het windmodel

```
PROCEDURE Do_Main;

VAR  Npunt           : Integer;
     i, ix, iy      : Integer;
     Key             : Char;
     hour, min, sec, sec100 : word;
     tstart, tend   : Single;

BEGIN
  MaxAI := 0.10; (* Max Fraction of TKE dissipated during 1 step *)
  Nsaved := 0;
  Shaw_C := INI_SHAW_C;
  IniSInus := FALSE;

  gettime (hour, min, sec, sec100);
  tstart := sec + sec100/100. + 60.*(min+60.*hour);

  Read_Config;
  Read_Dune (Dune);          Height := Dune.Yread[1];
  Read_Roughness;          z0start:= z0.Yread[1]; z0now := z0start;
  Write_dune (Dune, z0);

  Initial_Profiles;
  Initial_LnZ := LnZ;

  If (Initialise = TRUE) Then
  Begin
    Time_Steps;
    Flat_Surface;
    Generate_Output ('INITIAL.IN', 'Dist', Dune.Xread[1],
                    'Profiles after all initialisations', TRUE, 6);
  End
  Else Read_Variables ('INITIAL.IN');

  PressFactor := -0.2 * Sqr (U.New[NHEIGHT]); (* 0.2 = press_parameter *)

  Hill_Flow;

  Close (PressData);

  Left_Text := 'READY: Hit the ESCAPE key to exit ';
  WriteLn (Left_Text);

  gettime (hour, min, sec, sec100);
  tend := sec + sec100/100. + 60.*(min+60.*hour);

  WriteLn (' This took ',tend-tstart:10:2, ' seconds');
  WriteLn (' Press <ENTER> to continue ');
  ReadLn;
END;

BEGIN
  Do_Main;
END.
```

BIJLAGE 2: De procedure hill_flow

```
PROCEDURE Hill_Flow;
VAR  OutDist, dOut, dProf, OutProf, Uster, Xpress, Xlastpress : Single;
     FileName      : String[32];
     DiagFile, ProfFile  : Text;
BEGIN
  Writeln ('Now the flow will Climb the Hill ');
  Copy_Old to Initial;
  x := Xstart; Units := 'm';      dx := (Xend-Xstart)/NSTEP;
  t := 0.000; dt := 0.000;
  dOut := 10.00; OutDist := Xstart + dOut; FileName:= 'HILL_OUT.PRN';
  OutProf := Xstart; dProf:= 1.0, Xpress := -9999; XlastPress := -9999;
  Dune.Tel := 1; z0.Tel := 1;
  Uref := U.new;
  Assign (DiagFile, 'DIAGFILE.PRN'); Rewrite (DiagFile);
  Assign (ProfFile, 'PROFILE.PRN'); Rewrite (ProfFile);
  Generate_Output (FileName, 'Dist', X, 'Profiles at', TRUE, 4);
  while (x < Xend) do
  Begin
    if (x > OutDist - 1e-6) Then
    Begin
      Generate_Output (FileName, 'Dist', X, 'Profiles at', FALSE, 4);
      OutDist := OutDist + dOut;
    End;
    z0now := Cubic_Eval (z0, X);
    if z0now < 1e-6 Then z0now := 1e-6;
    Z[0] := z0now;
    Height:= Cubic_eval (Dune, X);
    Calc_Pressure (X, Xpress); (* Also calculates dPdX *)
    Prepare_Calculation (dt, dx, dUdz, Eddy);
    Higher_Order_Equations (dt, dx, uu, vv, ww, qq, uw, eps);
    Calculate_New_Values (dt, dx, uu, vv, ww, qq, uw, eps);
    Smoothing(0.01, uw.new); (* Slight smoothing of uw-profile *)
    Boundary_Conditions;
    Calculate_Wind_Speed (dt, dx, U);
    Smoothing(0.01, U.new); (* Slight smoothing of windprofile *)
    Calculate_Heights (Z, LnZ, dx, U);
    Writeln (Diagfile, X:10:3, height:10:3, z0Now:10:3,
            Pressure[1]:10:3, U.new[10]:10:3);
    if (x >= OutProf-1e-3) then
    Begin
      Uster := sqrt(abs(uw.new[0]));
      Write (ProfFile, Outprof:8:2, Height:8:3, z0now:10:6,
            Uster:8:4, Z[3]:8:3, U.new[3]:8:3);
      Write (ProfFile, WindSpeed_at (0.8):8:3);
      Write (ProfFile, WindSpeed_at (2.0):8:3);
      Writeln (ProfFile, WindSpeed_at (5.0):8:3);
      OutProf := OutProf + dProf;
    End;
    x := x + dx;
    Copy_New to Old;
    While (KeyPressed) do if (My_ReadKey = Chr(27)) Then Exit;
  End;
  Close (DiagFile); Close (ProfFile);
END;
```

BIJLAGE 3: Twee procedures voor termen v/d 2^{de} orde vergelijkingen

```
(**** PROCEDURE Calculate_Terms_uu *****)
```

```
PROCEDURE Calculate_Terms_uu (Var uuRecord : VarRecord);  
VAR i : Integer;  
    uuo, qqo, uwo, epso : Single;  
BEGIN  
  With uuRecord do  
    Begin  
      Calculate transport (Eddy, old, Transport);  
      For i := 1 to NHEIGHT do  
        Begin  
          uuo := uu.old[i]; qqo := qq.old[i];  
          uwo := uw.old[i]; epso := eps.old[i];  
          Prod[i] := - 2 * uwo * dUdz[i] - 2 * uuo * dUdx[i]  
                  - 2 * uwo * U over R[i];  
          Press[i] := (qqo/3 - uuo) / T_Redist[i];  
          Diss[i] := -2 * epso / 3 (* uuo/qqo * 3 (**);  
        End;  
      End;  
    END;
```

```
(**** PROCEDURE Calculate_Terms_uw *****)
```

```
PROCEDURE Calculate_Terms_uw (Var uwRecord : VarRecord);  
VAR i : Integer;  
    uuo, wwo, qqo, uwo : Single;  
BEGIN  
  With uwRecord do  
    Begin  
      Calculate transport (Eddy, old, Transport);  
      For i := 1 to NHEIGHT do  
        Begin  
          uuo := uu.old[i]; wwo := ww.old[i];  
          qqo := qq.old[i]; uwo := uw.old[i];  
          Prod[i] := - wwo * dUdz[i] + 2 * (uuo - wwo/2) * U over R[i];  
          Press[i] := - uwo / T_Redist[i];  
          Diss[i] := SHAW_C * qqo * dUdz[i];  
        End;  
      End;  
    END;
```

BIJLAGE 4: Voorbeeld configuratiefile hill_md1.Cfg

```
(*
(* Configuration file for HILL_MDL
(* Pascal version of the ZEMAN and JENSEN model
(*
(*
(*
Ustar      = 0.25      (* Wrijvingsnelheid bovenwinds          *)
BOUNDARY   = 1500     (* Grenslaaghoogte                                           *)
FIRST_Z    = 0.10     (* Hoogte eerste gridpunt                                     *)
DELTA_Z    = 0.05     (* Afstand tussen eerste en tweede gridpunt                 *)
CHI        = 1.20     (* Mate van toename v/d gridafstanden met de hoogte         *)
LATTITUDE  = 52       (* Geografische breedte                                       *)
INITIALIZE = TRUE     (* Moet de initilisatiefase doorlopen worden ?             *)
INITTIME   = 100      (* Tijdsduur in Time_Steps                                    *)
INITDIST   = 250      (* Afstand af te leggen in Flat_Surface                      *)
NSTEP      = 2500     (* Aantal stappen in Hill_Flow                               *)
```

De parameters mogen in willekeurige volgorde voorkomen. Ze worden herkend aan de naam. De spelling van de naam moet daarom exact zijn. Het is niet noodzakelijk de namen in hoofdletters te geven. Grote en kleine letters worden herkend.

Komt een parameter niet voor in de lijst, dan wordt een standaardwaarde gebruikt.

BIJLAGE 5: Voorbeeld parameterfile voor SAFE 0.0

PARAMETERS ZEEREEMODEL

FILES

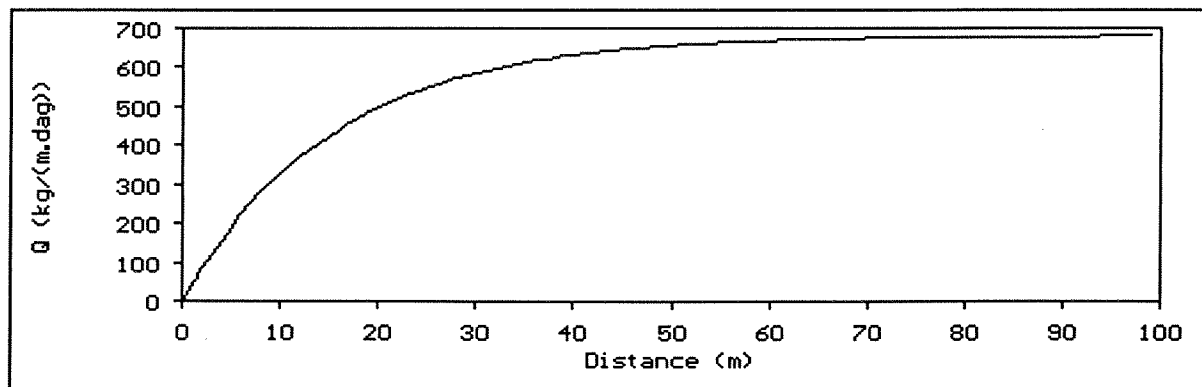
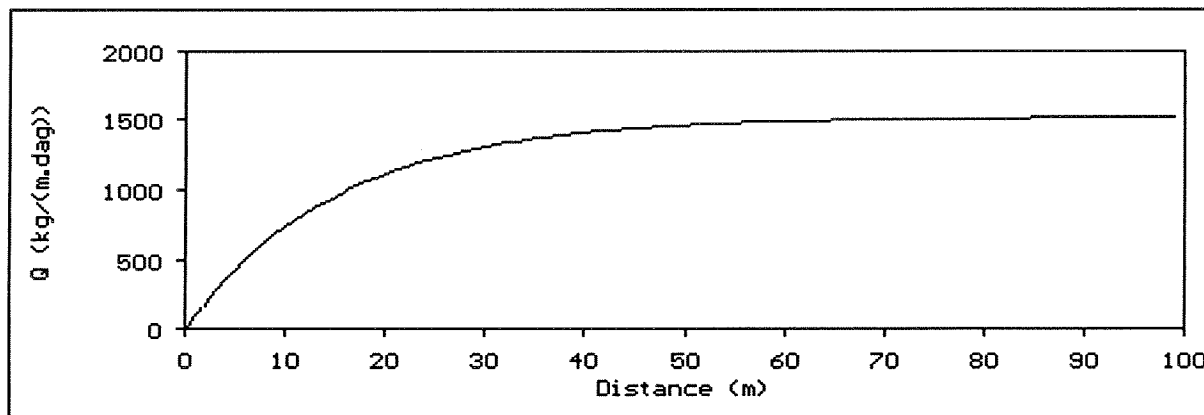
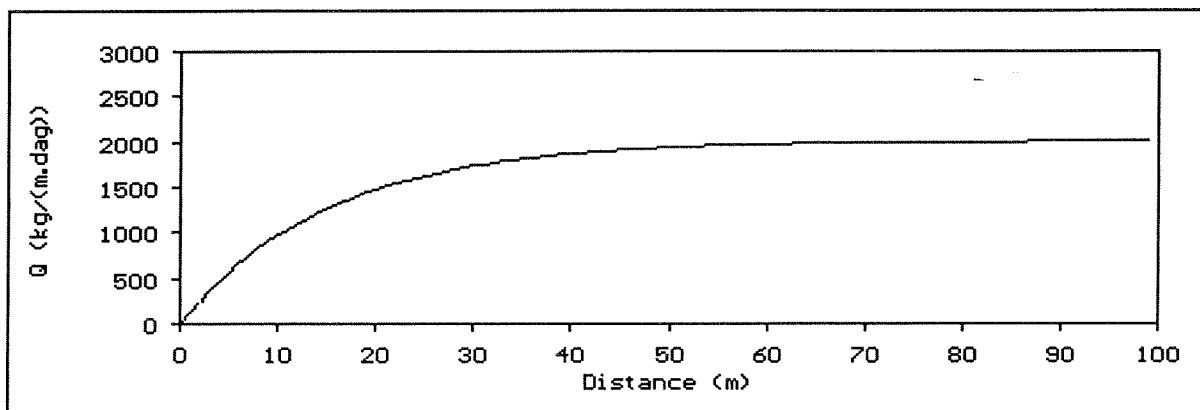
Naam file met profielgegevens, incl. path en ext. (x,z):
dat\profiel\schieror.dat
Naam file met vegetatiegegevens, incl. path en ext. (x,VegH,VegD,VegC):
dat\vegetati\schier.veg
Naam file met meteo-tijdgegevens, incl. path en ext. (t,u*,RV):
dat\tijd\default.dyn
Naam file met uitvoergegevens, incl. path en ext.:
output\schiVa.prn

CONTROLEVARIABLEN

365	2	20	(resp. Tend,deltaT,dtOut, dagen)
1			(Xstep, m)
0.0			(Q0, kg/m/dag)
15.0	5.0		(resp. chi1 en chi2 in m)
0.000174			(d in m)
0.0			(laagste niveau, b.v. gr.w.sp. m)
2			(getijverschil, m)
0.2			(begin getijcyclus> vanaf NAP, dagen)

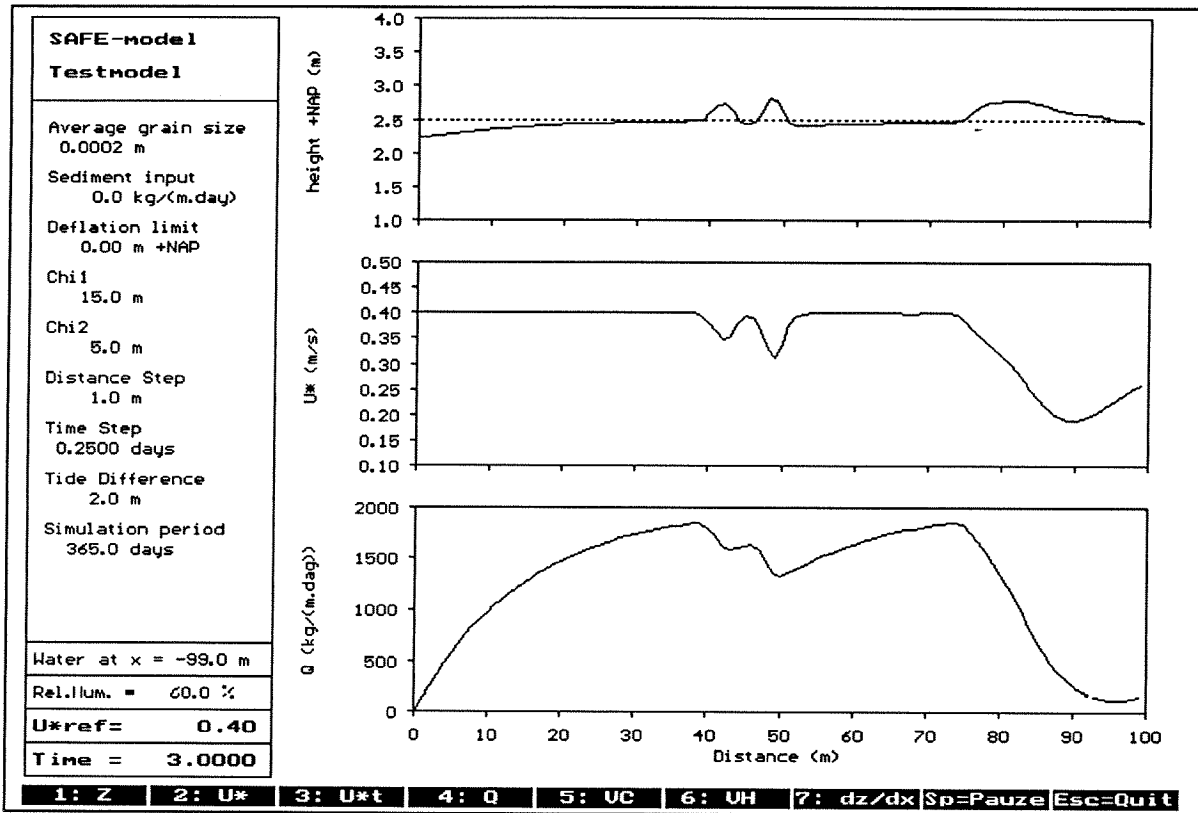
BIJLAGE 6: De invloed van cohesie door vocht (zie hoofdstuk 5)

- a. sedimenttransport over een initiël horizontaal vlak met een niet-erodeerbare grens op $x=0$, geen vegetatie, en een constante, uniforme wrijvingsnelheid ($U_*=0.4$ m/s). De relatieve luchtvochtigheid (RV) bedraagt 60% en het is een droge dag (d.w.z. een dag zonder regen). Bij een korreldiameter van 0.2mm bedraagt U_{*t} dan 0.21 m/s.
- b. idem, echter $RV=95\%$, waardoor $U_{*t}=0.29$ m/s.
- c. als b., echter op een regenachtige dag, waardoor $U_{*t}=0.36$ m/s.



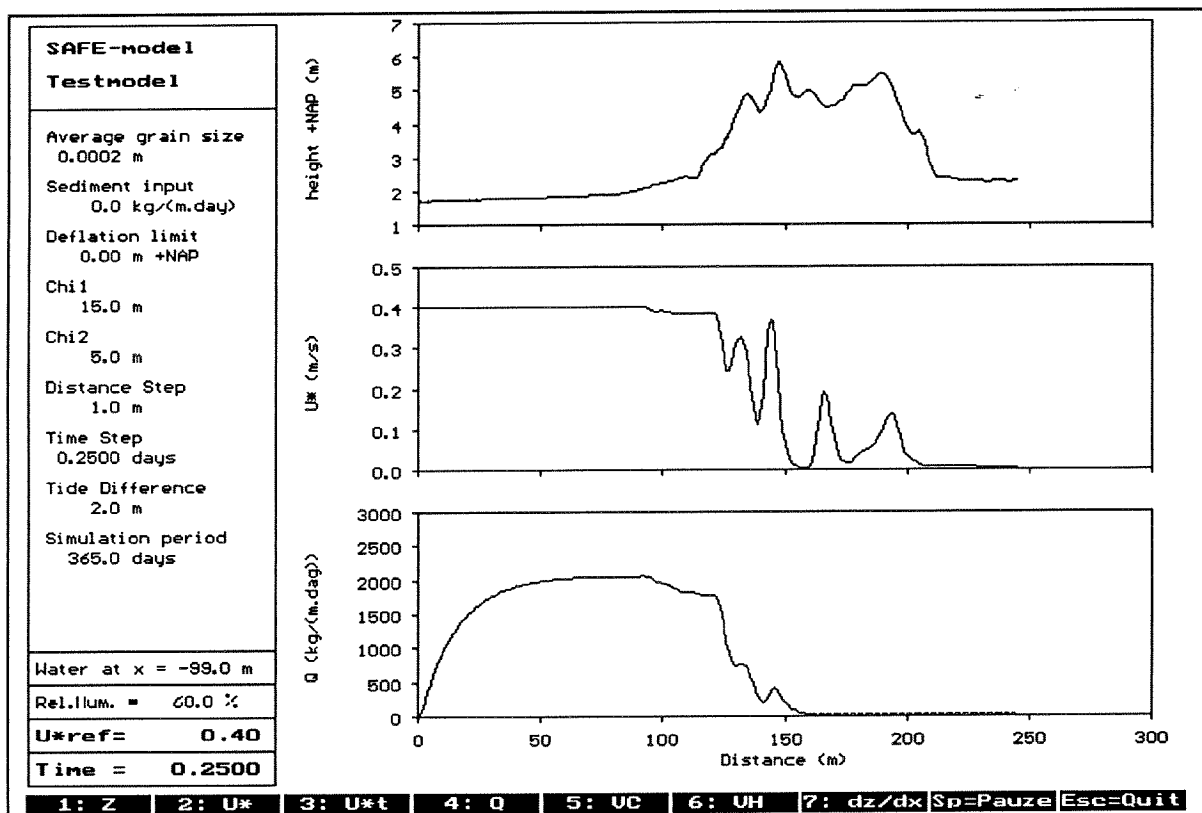
BIJLAGE 7: De invloed van vegetatie, voorbeeld 1 (zie hoofdstuk 4)

Het effect van de aanwezigheid van vegetatie op de ontwikkeling van een initieel horizontaal vlak (de stippellijn). De vegetatie bevindt zich in de zones 40-45, 47-51 en 75-100 m.



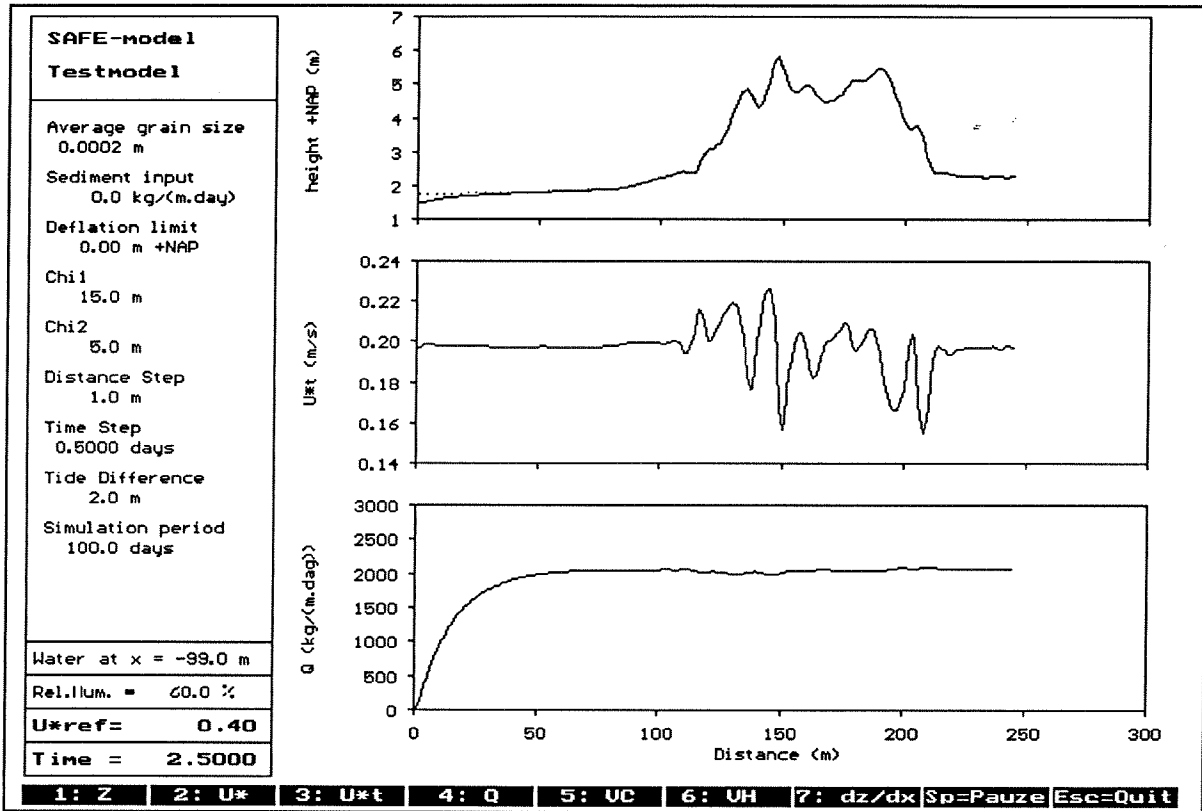
BIJLAGE 8: De invloed van vegetatie, voorbeeld 2 (zie hoofdstuk 4)

Het effect van de aanwezigheid van vegetatie op de wrijvingsnelheid U_* aan het oppervlak en het berekende sedimenttransport. Het hoogteprofiel en de bijbehorende vegetatiebedekking zijn gebaseerd op gegevens van Arens (1994c) en hebben betrekking op een meetlocatie op Schiermonnikoog.



BIJLAGE 9: De invloed van de hellingshoek op u_{*t} (zie hoofdstuk 6)

Het effect van de hellingshoek op U_{*t} en de doorwerking op het berekende transport.



BIJLAGE 10: De invloed van de topografie op de luchtstroming en het sedimenttransport (zie hoofdstuk 3)

Het effect van de topografie (een strand/duinprofiel op Schiermonnikoog; Arens, 1994c) op de wrijvingsnelheid U_* nabij het oppervlak (zoals berekend met het stromingsmodel HILL_MDL (zie hoofdstuk 3) en de doorwerking op het berekende sedimenttransport. De situatie is hypothetisch omdat er aangenomen is dat er geen begroeiing aanwezig is over het hele profiel.

