

ATMOSFERISCHE EFFECTEN OP WAARNEMINGEN OVER ZEE

door

Dr. Gerrit de Leeuw

Samenvatting

Voor de detectie van doelen boven zee wordt onder meer gebruik gemaakt van waarneemsystemen die werken bij golflengten in het zichtbare en infrarode deel van het spectrum. De betrouwbaarheid van dergelijke waarneemsystemen wordt aanzienlijk beïnvloed door de atmosfeer, zeker over grotere afstanden. Moleculen en aerosolen verstrooien en absorberen de straling, waardoor de intensiteit die het detectiesysteem bereikt aanzienlijk wordt beperkt. In het bijzonder wordt het contrast tussen doel en achtergrond door de atmosfeer beïnvloed. Daarnaast vindt in de atmosfeer buiging plaats van de straling. Enerzijds beïnvloedt dit de detectieafstand van doelen laag boven zee, en anderzijds kan dit aanleiding geven tot de vorming van mirages, waardoor het beeld wordt vervormd. Verder is de atmosfeer turbulent, waardoor de ontvangen straling kan fluctueren, hetgeen aanleiding kan geven tot scintillatie en vervaging van het beeld. Beide effecten, buiging en turbulentie, worden veroorzaakt door temperatuur effecten. Echter, het licht wordt afgebogen door temperatuurgradiënten, terwijl snelle fluctuaties in de temperatuur verantwoordelijk zijn voor turbulente fluctuaties van de lichtintensiteit. Deze effecten, transmissie, verstrooiing, buiging en turbulentie worden bestudeerd tijdens experimenten op zee. De experimentele gegevens worden gebruikt voor het ontwikkelen en testen van modellen.

1. Inleiding

Voor de detectie van doelen boven zee wordt naast radar gebruik gemaakt van waarneemsystemen die werken bij golflengten in het visuele en infrarode deel van het elektromagnetisch spectrum. Hoe betrouwbaar dergelijke waarneemsystemen werken wordt bepaald door een aantal factoren, zoals de eigenschappen van het systeem zelf, de eigenschappen van het doel, en de eigenschappen van het tussenliggende propagatiemedium. In deze bijdrage wordt ingegaan op de invloed van het propagatie medium, in dit geval de atmosfeer, waarin de straling die door het doel wordt uitgezonden zich voortplant in de richting van het waarneemstelsel. Van belang zijn de detectie van het doel, de richting waarin het doel wordt gedetecteerd, en de herkenning van het doel.

De atmosfeer kan worden opgedeeld in een aantal lagen met karakteristieke eigenschappen die de voortplanting van elektromagnetische straling beïnvloeden. Voor de detectie van doelen laag boven zee gaat het voornamelijk om propagatie in de onderste laag, de atmosferische grenslaag, welke direct grenst aan het aardoppervlak. De grenslaag kan op zijn beurt weer worden onderverdeeld in een drietal lagen. Dit zijn de visceuze sub-laag, met een dikte van minder dan 0,001 m die de atmosfeer scheidt van het oppervlak, de

atmosferische oppervlaktelaag met een dikte van ongeveer 10-100 m waarin de invloed van het oppervlak nog duidelijk aanwezig is, en de menglaag welke zich uitstrekt tot een hoogte van ca. 100-2000 m. Aan de top van de atmosferische grenslaag bevindt zich de inversie waar de grenslaag overgaat in de vrije troposfeer. Aan de inversie vindt een vrij plotselinge verandering plaats in de temperatuur, waardoor menging tussen de grenslaag en de vrije troposfeer wordt bemoeilijkt. Als gevolg daarvan treden aan de inversie vaak ook plotselinge veranderingen op in de concentraties van gassen en aërosolen.

De voortplanting van elektromagnetische straling in de atmosfeer wordt beïnvloed door een aantal processen, welke op hun beurt bepaald worden door de atmosferische samenstelling. De processen die een rol spelen zijn de verstrooiing en absorptie van de straling door moleculen en aërosolen, buiging door graduele veranderingen in de brekingsindex (aangeduid met refractie) en buiging door kleinschalige veranderingen in de brekingsindex (turbulentie). Hier onder zullen deze processen verder worden uitgelegd en het effect ervan op waarnemingen wordt geïllustreerd met enkele voorbeelden. De propagatie-eigenschappen zijn niet alleen belangrijk voor de prestaties van waarneemsystemen, de verstrooiing en absorptie door gassen en aërosolen zijn ook van groot belang voor het klimaat. Ondanks de grote onzekerheid in de effecten van aërosolen op de stralingsbalans van de aarde, is men er van overtuigd deze een belangrijke rol spelen. Het effect van aërosolen wordt geschat op dezelfde orde van grootte als dat van broeikasgassen, maar met tegengesteld teken [ICCP, 1995]. Met andere woorden, de koeling ten gevolge van de verstrooiing door aërosolen werkt de opwarming door absorptie door broeikasgassen tegen. Deze constatering heeft geleid tot een golf van onderzoek aan de optische eigenschappen van aërosolen.

2. Atmosferische processen die electro-optische propagatie beïnvloeden

2a. Verstrooiing

De detectie van één doel berust op het onderscheiden van het doel in de achtergrond. Als evenveel straling wordt ontvangen van het doel als van de achtergrond zal detectie moeilijk zo niet onmogelijk zijn, tenzij gebruik gemaakt kan worden van effecten zoals bijvoorbeeld polarisatie. De intensiteit van de straling van het doel kan groter zijn dan die van de achtergrond (bijvoorbeeld als het doel warmer is dan de achtergrond, het contrast is dan positief), maar het omgekeerde kan ook het geval zijn.

Het gaat er dus om de straling die wordt opgevangen van een doel te scheiden van de straling afkomstig van de achtergrond. De laatste wordt vooral veroorzaakt door zonlicht dat wordt verstrooid door de achtergrond. Deze achtergrond kan een willekeurige scene zijn, zoals natuurlijke achtergronden gevormd door bomen, rotsen, grasland, etc., of de atmosfeer. Daarnaast wordt op elk punt in de atmosfeer nog straling verstrooid door moleculen en aërosolen. Door verstrooiing in het pad tussen doel en detectiesysteem wordt de achtergrondstraling afgezwakt, maar door verstrooiing buiten het pad zal straling worden toegevoegd. Als resultaat wordt de scene wazig. Een voorbeeld is mist waarbij zich veel waterdruppeltjes (aërosol) in de atmosfeer bevinden. Het doel wordt al op korte afstand onzichtbaar doordat enerzijds de straling van het doel sterk wordt verzwakt terwijl anderzijds de indruk wordt gewekt dat de wereld wit is door de verstrooiing van straling op de mistdruppeltjes.

2b. Refractie

In vele gevallen zal de straling die door het doel wordt uitgezonden het detectiesysteem niet bereiken. Naast het hierboven aangegeven fenomeen van verzwakking van de straling en de invloed van de atmosfeer op het contrast tussen doel en achtergrond, spelen nog twee andere factoren een rol. Deze zijn refractie en turbulentie. Refractie is het verschijnsel dat straling zich in de atmosfeer niet rechtlijnig voortplant. Een lichtstraal die evenwijdig

dig aan het oppervlak wordt uitgezonden bevindt zich al snel op een iets grotere afstand van de aarde. Naarmate de hoogte boven het aardoppervlak varieert wordt de lichtstraal enigszins afgebogen doordat de brekingsindex in de atmosfeer geleidelijk verandert.¹ Dit is het gevolg van de geleidelijke afname van de luchtdruk met de hoogte, en daarmee ook de luchttemperatuur. De luchttemperatuur is de belangrijkste parameter voor refractie bij golflengten in het zichtbaar en infrarood (voor radar worden de refractie eigenschappen vooral bepaald door de hoeveelheid waterdamp).

Drie situaties kunnen worden onderscheiden, afhankelijk van de verticale temperatuurgradiënt. Bij neutrale stratificatie volgt de temperatuur exact de afkoeling veroorzaakt door de verandering in de luchtdruk (9.8 °C/km). Bij stabiele stratificatie is de temperatuur gradiënt groter, terwijl bij instabiele stratificatie de gradiënt kleiner is. Bij stabiele stratificatie, populair gezegd als de lucht warmer is dan het oppervlak, is de variatie van de brekingsindex met de hoogte zodanig dat lichtstralen naar de aarde toe worden gebogen. In dat geval zal men in principe verder kunnen kijken dan de geometrische horizon² en spreekt men van super-refractie. In de andere gevallen is de gradiënt in de brekingsindex negatief en wordt de straling van de aarde weg gebogen. Naarmate de gradiënt in de brekingsindex sterker negatief is wordt de lichtstraal sterker weg gebogen en wordt de afstand waarop een doel nabij het aardoppervlak kan worden gedetecteerd kleiner. In dergelijke gevallen spreekt men van sub-refractie.

De richting waarin het doel wordt gedetecteerd hangt af van de hoek van inval van de straling. Bij een uitgestrekt doel kunnen stralen van verschillende punten het waarnemersysteem bereiken onder verschillende hoeken, waardoor het doel vervormd kan worden waargenomen.

2c. Turbulentie

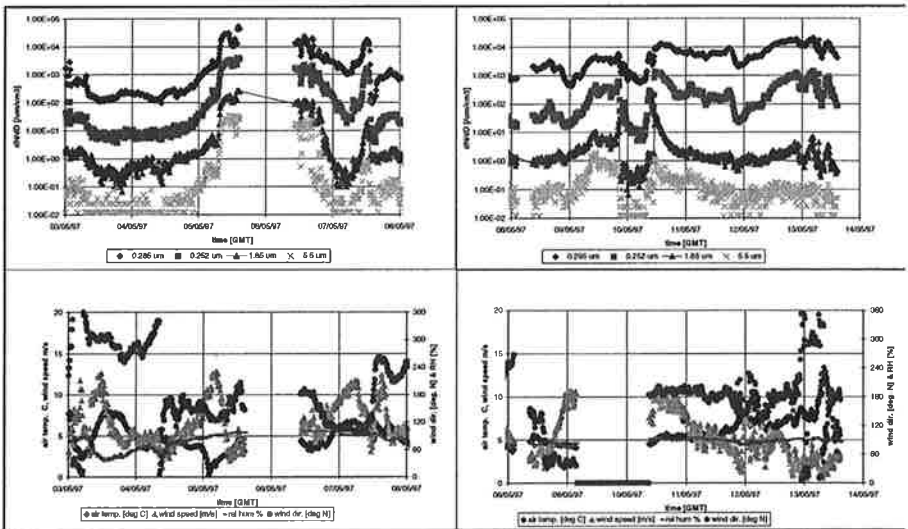
Kleine fluctuaties rond de gemiddelde waarden van meteorologische parameters zoals de windsnelheid, luchttemperatuur en concentraties van gasvormige verbindingen worden aangeduid met turbulentie. De ruimtelijke variaties van dergelijke fluctuaties overspannen een groot aantal waarden, van ca. 1 km tot ca 0,001 km, of in het frequentiedomein van meer dan minder dan 0.1 Hz tot meer dan 10 Hz. De turbulente fluctuaties in de luchttemperatuur veroorzaken gelijktijdige fluctuaties in de brekingsindex. Als gevolg daarvan worden de lichtstralen over soms hele kleine afstanden steeds weer afgebogen, hetgeen aanleiding geeft tot verbreding van de lichtbundel en fluctuaties in de intensiteit. Een bekend verschijnsel is de scintillatie van sterren (tinkelen) of andere lichtbronnen op grote afstand. Een ander gevolg is het 'dansen' van het beeld doordat over zeer korte tijd de beeldpunten voortdurend van plaats veranderen. Het resultaat van deze turbulente fluctuaties is dat het beeld onscherp wordt doordat het steeds weer van plaats verandert, beeldpunten onderling niet op dezelfde afstanden worden waargenomen en de intensiteiten sterk wisselen.

3. Karakterisatie van het propagatiemedium

Voor een adequate beschrijving van het propagatiemedium worden metingen gedaan en modellen ontwikkeld. De metingen kunnen gebruikt worden voor een directe voorspelling van de propagatie-eigenschappen. Echter, omdat de atmosferische omstandigheden sterk kunnen wisselen wordt veelal gekozen voor een fysische aanpak waarbij de metingen worden gebruikt om modellen te ontwikkelen welke ook onder andere omstandigheden en in andere gebieden gebruikt kunnen worden. Deze modellen dienen te allen tijde met metingen te worden gevalideerd, terwijl ook voor de initialisatie van de modellen een aantal experimentele gegevens nodig zijn.

3a. Lokale metingen.

De karakterisatie van het propagatiemedium is niet eenvoudig en vereist gespecialiseerde apparatuur. Daarnaast zijn er nog een aantal logistieke problemen, vooral met metingen boven zee. Voor deze metingen wordt gebruik gemaakt van opstellingen op het strand, op pieren, op platforms, op schepen, en soms van boeien en vliegtuigen. Voor het bemonsteren van aerosolen zijn bij het TNO Fysisch en Elektronisch Laboratorium (TNO-FEL) optische deeltjestellers aanwezig, waarmee deeltjesgrootte-verdelingen kunnen worden gemeten van 0,1-47 μm in diameter. Het is vaak echter ook belangrijk om informatie te verkrijgen over de chemische samenstelling van de deeltjes. Hiervoor kunnen diverse technieken worden gebruikt, waaronder impactoren en metingen aan de vluchtigheid van de deeltjes. Voor de analyse van de aerosolgegevens is het noodzakelijk te beschikken over de lokale meteorologische gegevens zoals wind snelheid en relatieve vochtigheid. Bovendien is meetapparatuur voorradig waarmee de turbulentie lokaal kan worden gemeten, zoals een ultrasone anemometer en instrumenten om de fluctuatie in de $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ concentratie te meten. Met al deze gegevens samen kan de invloed van het aerosol, de turbulentie en de refractie op de propagatie-eigenschappen ter plaatse van de metingen worden uitgerekend, terwijl tevens uitspraken kunnen worden gedaan over een aantal geofysische parameters zoals het transport van gassen en aerosolen en de uitwisseling ervan tussen zee en atmosfeer. De grote variatie in de aerosolconcentraties wordt geïllustreerd in Figuur 1, waar tijdseries worden gepresenteerd van aerosolconcentraties en van windsnelheid, windrichting, luchttemperatuur en relatieve vochtigheid, verkregen tijdens een meetcampagne in 1997 op het Zweedse eiland Östergarnsholm, een onbewoond eiland in de Oostzee op enkele km ten oosten van Gotland. De grootste variaties in de aerosolconcentraties worden veroorzaakt door variaties in de relatieve vochtigheid, bijvoorbeeld tijdens een periode met mist en regen op 5 en 6 mei. Ook de windrichting heeft een grote invloed,

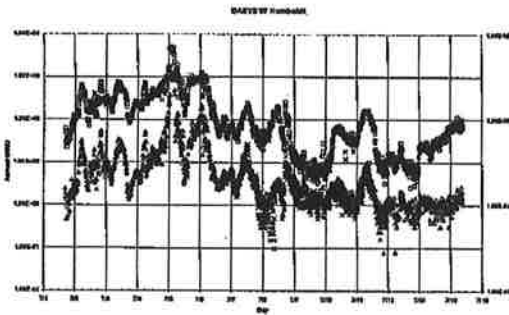


Figuur 1. Variaties van aerosolconcentraties (bovenste panelen) voor deeltjes met diameters van 0,25, 0,28, 1,85 en 5,5 μm op het Zweedse eiland Östergarnsholm, in de periode van 3 t/m 13 mei 1997. In de onderste panelen worden de gelijktijdig gemeten waarden getoond voor de windsnelheid, de windrichting, de luchttemperatuur en de relatieve vochtigheid.

zoals bijvoorbeeld in de middag van 7 mei. De plotselinge verandering in de windrichting van oost naar west veroorzaakt een zeer sterke daling van de concentraties. Minder duidelijk is de toename in de aerosolconcentraties met de windsnelheid. Dit is enigszins verrassend omdat lokaal deeltjes worden geproduceerd door brekende golven, en de concentraties van deze deeltjes toenemen met de windsnelheid. Nadere analyse heeft geleerd dat zelfs bij verschillende situaties met, lokaal, dezelfde windrichting het effect van de windsnelheid vaak verborgen is in de relatief hoge concentraties van deeltjes die over grote afstanden naar de meetlocatie worden getransporteerd [De Leeuw en Vignati, 1998].

3b. Remote sensing met lidar.

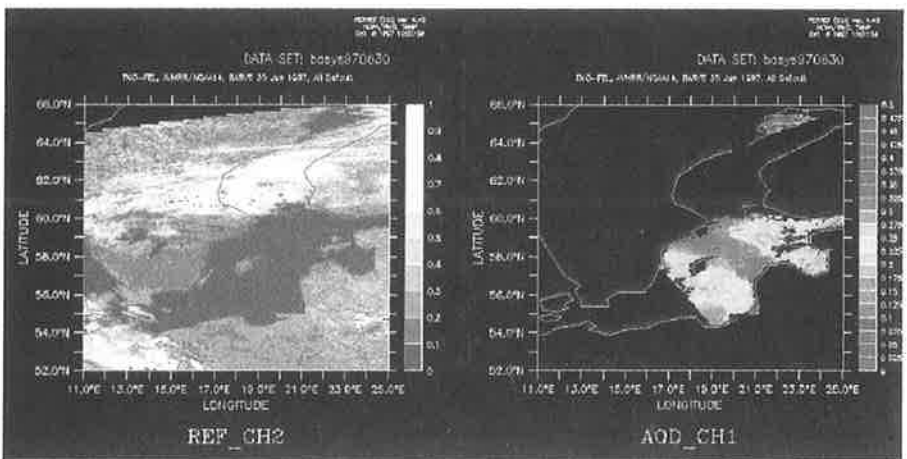
Naast lokale metingen wordt ook gebruik gemaakt van remote sensing voor de karakterisatie van het propagatiemedium. Hierbij wordt gebruik gemaakt van lidarsystemen en van satelliet gegevens. Een lidar (light detection and ranging) is een optische radar waarbij een laserbundel de atmosfeer wordt ingestuurd en het licht dat door aerosoldeeltjes wordt verstrooid in de terugwaartse richting wordt opgevangen met een detector. Door het opgevangen licht in de tijd op te lossen wordt informatie verkregen over het aerosol als functie van de afstand (of hoogte) tot de lidar. Dit wordt geïllustreerd in Figuur 2, waar tijdseries worden getoond van aerosolconcentraties die werden gemeten op een schip op de Oostzee, in juli 1997. Tegelijkertijd gemeten terugstrooi-coëfficiënten, met een lidarsysteem dat werkt met een lasergolflengte van 1,06 μm , volgen zeer goed de concentraties van de aerosoldeeltjes met een diameter van 1 μm . Deze deeltjes zitten in dat deel van het deeltjes-spectrum dat het meest gevoelig is voor straling met de gebruikte golflengte van 1,06 μm .



Figuur 2. Lidar terugstrooi coëfficiënten [$\text{km}^{-1}\cdot\text{sr}^{-1}$] (x, rechter verticale as) en concentraties van aerosol deeltjes van 0.5 μ (s) and 1.1 μ (s) in $\mu\text{m}^{-1}\cdot\text{cm}^{-1}$ (linker verticale schaal). De lidar terugstrooi coëfficiënten en de concentraties van deeltjes met een diameter van 1.1 μ volgen elkaar uitstekend tijdens de periode van vijf dagen (7-12 juli, 1997) waarvoor lidar gegevens zijn weergegeven.

3c. Satelliet remote sensing.

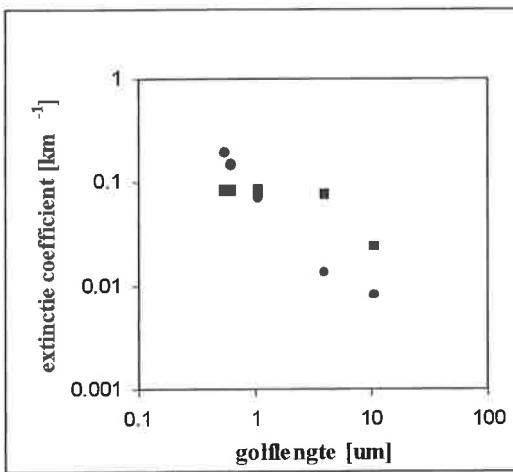
Radiometers aan boord van satellieten meten de uitgaande straling aan de top van de atmosfeer, die bestaat uit zonlicht dat is gereflecteerd aan het aardoppervlak, aan de wolken, en aan het aerosol in de atmosfeer. Bij bewolkte hemel wordt het signaal geheel overheerst door de wolkenreflecties. Bij onbewolkt weer daarentegen, bevat het signaal informatie over het aerosol in de atmosfeer. Methoden zijn ontwikkeld om deze informatie te scheiden van de reflecties aan het aardoppervlak. Boven zee was dit al langer mogelijk. Bij TNO-FEL zijn recent methoden en algoritmen ontwikkeld waarmee ook boven niet al te sterk reflecterende land oppervlakken aerosolparameters kunnen worden afgeleid uit het satelliet signaal. Met deze gegevens kunnen aerosolvelden in kaart worden gebracht. Een voorbeeld van een dergelijke retrieval boven zee wordt getoond in Figuur 3, voor de Oostzee op 30 juli 1997. Het linkerpaneel toont de wolken, het rechterpaneel laat de aerosol optische dichtheid zien.³ Het is duidelijk dat de aerosol concentraties in het wolkenvrije gebied boven de Oostzee aanzienlijk variëren op deze dag.



*Figuur 3. Voorbeeld van aerosol informatie afgeleid uit satellietgegevens.
a: AVHRR beeld dat de wolkenbedekking laat zien boven de Oostzee
b: Aerosol optische dichtheid boven het wolkenvrije deel van de Oostzee. Boven het ZW deel van de Oostzee kon geen aerosolinformatie worden verkregen door de grote invloed van de schittering van de zon op het water oppervlak.*

3d. Aerosolvariabiliteit en effecten op extinctie.

Het verloop van de aerosolconcentraties in Figuren 1, 2 en 3 laat zien dat aerosoldeeltjes met verschillende diameters niet altijd op dezelfde manier variëren. Dit komt doordat kleine en grote deeltjes (de scheiding ligt bij ongeveer $1 \mu\text{m}$) meestal een verschillende oorsprong hebben waardoor ook de chemische samenstelling anders is, terwijl ook de fysische eigenschappen verschillen. Deeltjes kleiner dan $1 \mu\text{m}$ hebben vaak een continentale oorsprong, terwijl boven zee de grotere deeltjes meestal zeezoutdeeltjes zijn die worden geproduceerd door de brekende golven. De verhouding van de concentraties van deze componenten verandert met de afstand tot het land, waardoor ook de deeltjesgrootteverdeling verandert. Boven land kan de deeltjesgrootteverdeling meestal redelijk worden beschreven met een machtswet ($\frac{dn(D)}{dD} \propto D^{-\nu}$, met $\nu \approx 4-5$), terwijl boven zee vaak een bimodale verdeling wordt gemeten waarbij de variatie van de concentraties met de diameters veel minder sterk is. De optische eigenschappen worden vooral bepaald door de deeltjes met een diameter die ongeveer gelijk is aan de golflengte van de straling. Echter, doordat de concentraties zo sterk variëren met de diameter hebben door hun grote aantal ook deeltjes kleiner dan de golflengte een aanzienlijke invloed. Als gevolg van de steilere aerosoldeeltjesgrootteverdelingen boven land veranderen ook de optische eigenschappen boven land sterk met de golflengte, terwijl boven zee de extinctie vrijwel onafhankelijk is van de golflengte in het visuele en nabij-infrarode deel van het spectrum. Dit wordt geïllustreerd in Figuur 4 aan de hand van de variatie met de golflengte van extinctiecoëfficiënten die werden berekend uit aerosoldeeltjesgrootteverdelingen gemeten boven land en boven zee.



Figuur 4. Variatie van de extinctie-coëfficiënten met de golflengte voor een continentaal (vierkantjes) aërosol en voor een marien aërosol (bolletjes).

4. Modellen

Modellen met verschillende graad van complexiteit worden ontwikkeld en toegepast bij het TNO-FEL voor de karakterisatie van de propagatie-omgeving. In het algemeen worden de modellen ontwikkeld op grond van de experimentele gegevens, maar fysische grootheden liggen hieraan ten grondslag. Zo blijkt het vrijwel onmogelijk een model te ontwikkelen voor de voorspelling van de extinctie zonder daarbij eerst uit te gaan van aërosolen. De verdeling van de groottes van de aërosoldeeltjes is in dit geval de basisparameter die gemiddeld wordt op grond van meteorologische parameters zoals wind snelheid en relatieve vochtigheid, waarbij overigens de eventuele aanwezigheid van antropogene bronnen nog in rekening gebracht dient te worden. Uit de verdelingen van de grootte van de aërosoldeeltjes en de chemische samenstelling (of brekingsindex) kunnen vervolgens de extinctie-coëfficiënten worden berekend met behulp van een programma gebaseerd op Mie-theorie [Mie, 1908].

Empirische modellen worden ontwikkeld waarmee aërosolconcentraties worden beschreven op grond van statische analyse in termen van meteorologische parameters zoals de windsnelheid, windrichting en eventueel parameters zoals de lucht- en watertemperatuur. De invloed van de relatieve vochtigheid wordt apart in rekening gebracht met formuleringen die veelal gebaseerd zijn op thermodynamische berekeningen. Dit wordt toegepast in het HEXOS model [Van Eijk en de Leeuw, 1992], dat in detail de aërosolconcentraties boven de Noordzee in een relatief klein gebied rond Meetpost Noordwijk beschrijft. De betrouwbaarheid neemt snel af met de afstand tot Meetpost Noordwijk.

Empirische modellen zijn meestal slechts toepasbaar voor de omgeving waarvoor ze zijn ontwikkeld. Ze geven aan hoe de aërosolconcentraties variëren met meteorologische parameters, waaruit dan conclusies getrokken kunnen worden over de fysische mechanismen die hieraan ten grondslag liggen.

Fysische modellen zijn gewoonlijk meer algemeen toepasbaar. De basis voor een aërosoltransportmodel is het oplossen van de transportvergelijking met daarin termen die de productie en de verwijdering van het aërosol beschrijven. Het bij TNO-FEL in samenwerking met de Ecole Centrale de Nantes (Frankrijk) ontwikkelde model SeaCluse [Mestayer et al., 1995] beschrijft het transport van zeezoutaërosol dat wordt geproduceerd aan het zee-

oppervlak, in een windveld dat sterk wordt beïnvloed door de golven. Met dit model kan de verticale verdeling van de aerosolconcentraties worden berekend, maar ook de invloed van het aerosol op de profielen van temperatuur en waterdamp, en de daarmee samenhangende fluxen. Het model wordt momenteel gebruikt voor de ontwikkeling van een operationeel model voor de voorspelling van aerosolprofielen en de invloed daarvan op de propagatie in de oppervlaktelaag [Van Eijk et al., 1998].

Het menglaag model van de Naval Postgraduate School (NPS, Monterey, CA, USA) werd aangepast om de profielen van de aerosolconcentraties te beschrijven vanaf het zeeoppervlak tot de top van de menglaag [De Leeuw, 1989]. Dit model bevat een meteorologische model waarmee de ontwikkeling van de menglaag wordt beschreven. Naast verwijdering van aerosol door depositie aan het oppervlak vindt aan de top van de menglaag ook uitwisseling plaats met de vrije troposfeer. Het NPS menglaag model is een onderdeel van het Naval Oceanic Vertical Aerosol Model (NOVAM) ontwikkeld door Gathman (1989), zie ook De Leeuw et al. (1989). TNO-FEL heeft meegedaan aan de validatie van NOVAM (Gathman et al., 1989).

Het transport van aerosol in kustgebieden wordt beschreven met het Coastal Aerosol Transport Model (CAT) (Vignati et al., 1998). CAT beschrijft het transport van aerosol dat boven land wordt geproduceerd en met de wind wordt meegevoerd over zee. Aan de kust wordt hieraan zeezoutaerosol toegevoegd dat wordt geproduceerd in de branding, terwijl verder op zee zeezoutaerosol wordt geproduceerd door brekende golven. Het aerosol wordt door diffusie verdeeld over de menglaag, effecten van gravitatie worden in rekening gebracht en aan het zee oppervlak wordt aerosol verwijderd door depositie. CAT is toegepast om de invloed na te gaan van zeezoutaerosol dat wordt geproduceerd in de branding op de aerosolconcentraties boven zee, en op de relatieve bijdragen van zeezout en continentaal aerosol op de deeltjesgrootteverdelingen, alsmede de variatie van de extinctie met de afstand tot de kust [Vignati, 1999].

5. Conclusies

Het propagatiemedium wordt door TNO-FEL gekarakteriseerd met verschillende methoden, zowel experimenteel als met modellen. Deze kennis wordt toegepast in een operationeel model waarmee voor een gegeven sensor de prestaties kunnen worden berekend. Dit model wordt voortdurend verbeterd naarmate nieuwe gegevens beschikbaar komen. Veel onderzoek aan aerosolen en hun invloed op de optische eigenschappen van de atmosfeer wordt uitgevoerd in binnen- en buitenland, vooral geïnduceerd door het effect van aerosolen op het klimaat. Nieuwe experimentele technieken worden ontwikkeld en toegepast, en de toepassing van modellen leidt tot een beter begrip van de processen die plaatsvinden.

Bij de experimentele karakterisatie van het propagatiemedium is lidar zeer bruikbaar. Van een puur onderzoeksinstrument is lidar nu uitgegroeid tot een volwaardig stuk gereedschap waarmee zeer waardevolle gegevens verkregen kunnen worden.

Satelliet remote sensing is veelbelovend voor de toekomst, maar hier moet nog veel onderzoek worden gedaan. Met satellietgegevens kan een gedetailleerd beeld worden verkregen van de aerosolconcentraties en de ruimtelijke variaties op schalen van honderden km, zowel boven zee als boven land. Deze informatie kan gebruikt worden voor studies naar het voorkomen en transport van aerosolen, en voor het ontwikkelen en de validatie van modellen. Een nadeel is dat het momenteel slechts mogelijk is kolom-geïntegreerde grootheden af te leiden en dat geen gedetailleerde informatie beschikbaar is over de hoogte waarop het aerosol zich bevindt. Onderzocht wordt of technieken kunnen worden ontwikkeld waarmee in de toekomst dergelijke informatie kan worden verkregen. Een ander nadeel is dat de meeste satellieten slechts op gezette tijden over een bepaald gebied vlie-

gen, waardoor alleen discrete waarnemingen beschikbaar zijn. Geostationaire satellieten zullen hierin verbetering brengen, maar deze kunnen uiteraard slechts een beperkt gebied waarnemen. Bij gebruik van polaire satellieten kunnen gaten in de tijd worden opgevuld met modelberekeningen, waarbij satellietgegevens gebruikt kunnen worden om het model te initialiseren en na elke overkomst opnieuw bij te stellen. Modellen waarin een dergelijke data assimilatie wordt toegepast zijn in ontwikkeling.

Verantwoording

Het atmosferonderzoek bij TNO-FEL wordt gesteund door het Nederlandse Ministerie van Defensie, de Europese Commissie (EC DG-XII), het US Office of Naval Research (ONR), de Stichting Ruimte Onderzoek Nederland (SRON) en de Beleids Commissie Remote Sensing (BCRS) via een groot aantal verschillende opdrachten, contracten en grants, zowel nu als in de afgelopen jaren. Het onderzoek vindt meest plaats in het kader van internationale samenwerking met een groot aantal onderzoeksinstituten en universiteiten in Nederland, Europa en de Verenigde Staten, en in samenwerking met mijn collega's bij TNO-FEL: Hans Dekker, Lex van Eijk, Gerard Kunz, Leo Cohen, Marcel Moerman en Pepijn Veefkind.

Literatuur

- De Leeuw, G. (1989). Modelling of extinction and backscatter profiles in the marine mixed-layer. *Appl. Opt.* 28, 1356-1359.
- De Leeuw, G., and E. Vignati (1998). Aerosol particle size distributions at a rural coastal site. *J. Aerosol Sci.* 29, Suppl. 1, pp. S695-S696.
- De Leeuw, G., K.L. Davidson, S.G. Gathman and R.V. Noonkester (1989). Modelling of aerosols in the marine mixed-layer. *SPIE Proceedings Volume 1115, "Propagation Engineering,"* pp. 287-294.
- Gathman, S.G. (1989). A preliminary description of NOVAM, the Navy Oceanic Vertical Aerosol Model. Naval Research Laboratory, Washington D.C., U.S.A., NRL Report 9200.
- Gathman, S.G., G. de Leeuw, K.L. Davidson and D. Jensen (1989). The Naval Oceanic Vertical Aerosol Model: Progress Report. AGARD 45th symposium of the Electromagnetic Wave Propagation Panel on "Atmospheric propagation in the UV, visible, IR and mm-wave region and related systems aspects", Copenhagen, Denmark, 9-13 October, 1989, AGARD-CP 454, pp. 17-1 to 17-11.
- IPCC (1995). Radiative forcing of climate. In: J. Houghton, L.G.M. Filho, J. Bruce, H. Lee, E. Haites, N. Harris, and K. Maskell, editors, *Climate Change 1994*, pp. 1-231. Cambridge UP, Cambridge.
- Mestayer, P.G., A.M.J. van Eijk, G. de Leeuw and B. Tranchant (1996). Numerical simulation of the dynamics of sea spray over the waves. *J. Geophys. Res.* 101, 20771-20797.
- Mie, G. (1908). Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen. *Ann. Phys.* 25, 377-445.
- Van Eijk, A.M.J., and G. de Leeuw (1992). Modelling aerosol particle size distributions over the North Sea. *J. Geophys. Res.* 97, (Vol. C9), 14417-14429.
- Van Eijk, A.M.J., G. de Leeuw and S.G. Gathman (1999). The vertical distribution of large aerosols in the marine atmospheric surface layer. EAC99, Prague, 6-10 Sep 1999, *J. Aerosol Sci.*, submitted.
- Vignati, E., G. de Leeuw and R. Berkowicz (1998). Aerosol transport in the coastal environment and effects on extinction. In: *Propagation and Imaging Through the Atmosphere II*, Editor L.R. Bissonnette, Proc. Of SPIE Vol. 3433, 21-30.
- Vignati, E. (1999). Modeling interactions between aerosols and gaseous compounds in the polluted marine atmosphere. Thesis report, University of Copenhagen, Dept. of Geophysics (29 March 1999).

Voetnoten

1. Vergelijk de wet van Snellius: bij de overgang tussen twee media zal een lichtstraal naar de normaal toe buigen als de brekingsindex groter wordt.
2. De geometrische horizon wordt bepaald door van het punt van waarnemen een raaklijn te trekken aan de aardbol.
3. De optische dichtheid wordt gegeven door het product van extinctie en afstand, geïntegreerd over de totale kolom. De kolom is in dit geval de afstand van het aardoppervlak tot de satelliet.