

Koninklijk Meteorologisch Instituut van België



Schatting van de neerslag met behulp van een meteorologische radar

L. Delobbe

2007

Wetenschappelijke en
technische publicatie
Nr 47

Uitgegeven door het
**KONINKLIJK METEOROLOGISCH
INSTITUUT VAN BELGIE**
Ringlaan 3, B-1180 Brussel
Verantwoordelijke uitgever: Dr. H. Malcorps

Publication scientifique
et technique
Nr 47

Edité par
**L'INSTITUT ROYAL
METEOROLOGIQUE DE BELGIQUE**
Avenue Circulaire 3, B-1180 Bruxelles
Editeur responsable: Dr. H. Malcorps

INHOUD

1	INLEIDING	4
2	WERKING VAN EEN RADAR	6
3	MEETPRINCIPE	7
4	FOUTENBRONNEN	10
4.1	Meting van de reflectiviteit	10
4.2	Schatting van de neerslagintensiteit.....	13
4.3	Som van de neerslaghoeveelheden	17
5	VALIDATIE	20
5.1	Validatie van de maandelijkse som.....	21
5.2	Validatie van de dagelijkse som	25
6	BESLUITEN EN VOORUITZICHTEN	29
	REFERENTIES	31

Voorwoord

Deze text was oorspronkelijk gepubliceerd in het Frans onder de titel “Estimation des précipitations à l’aide d’un radar météorologique” (KMI publicatie N° 44, 2006). De vertaling in het Nederlands werd met de grootste zorg uitgevoerd door Geert De Sadelaer en herlezen door Dirk De Muer en Christophe Ferauge. De auteur is hen hiervoor hartelijk dankbaar.

De in dit rapport beschreven studie werd voornamelijk gerealiseerd in opdracht van de directie van hydrologische studies en statistiek (D.212) van het Ministère de l’Équipement et des Transports de la Région Wallonne (MET/DGVH) in het kader van de R&D opdracht « Analyse et production de données à caractère hydrologique au moyen d’un radar météorologique ».

De samenwerking tussen het KMI en het MET/DGVH werd uitgebouwd sinds de bouw van een meteoradar te Wideumont (2001), provincie Luxemburg. Het doel van deze samenwerking behelst de verbetering van de voorspelling van hoogwaterstanden en overstromingen, met behulp van radargegevens. Wij wensen in het bijzonder onze collega’s Philippe Dierickx en Marina Thunus van het MET/DGVH te danken voor het vertrouwen dat zij in ons stellen, hun bijzondere aandacht en aanbeveling.

Onze dank gaat ook uit naar de vele collega’s van het KMI, die hebben meegewerkt aan deze studie. Dirk De Muer, Christian Tricot en Fabian Debal hebben dit werk nagelezen. Geert De Sadelaer en Christophe Ferauge verzekeren de goede werking van de radar. Didier Dehem heeft ruim bijgedragen in het vereenvoudigen van de toegankelijkheid van de radargegevens. De gegevens van het pluviometernetwerk worden nauwgezet verzameld en gevalideerd door de dienst klimatologie. Hans Van Hauteghem en Stéphane De Keyzer staan in voor het beheer van de gegevensbank waarin alle data worden opgeslagen. Niet in het minst gaat ook onze dank uit naar alle waarnemers van het klimatologisch netwerk die, door regen en wind, iedere ochtend om 8 uur, de meetwaarden van hun pluviometer registreren.

1 Inleiding

Het woord « radar » is een acroniem voor het engelse « Radio detection and ranging » (detectie met behulp van radiogolven en afstandsmeting). De radar zendt radiogolven uit in de atmosfeer, die zich voortplanten met de snelheid van het licht. Eenmaal ze een voorwerp ontmoeten, worden ze gedeeltelijk weerkaatst, waarna de radarantenne de radarecho opvangt.

Tijdens de tweede wereldoorlog werd de radar voor het eerst gebruikt in de luchtvaart. Op de radarschermen waren ook echo's te zien afkomstig van neerslag (regen, sneeuw of hagel). In de luchtvaart worden deze echo's aanzien als parasitair, en dus ongewenst. Voor de meteoroloog is dit echter een belangrijke bron van informatie. De radar werd dan ook al snel gebruikt in de meteorologie. Sinds de tweede wereldoorlog zijn de radars stelselmatig verbeterd, en op dit ogenblik is een meteoradar een essentieel meetinstrument van de atmosfeer.

Het Koninklijk Meteorologisch Instituut (KMI) bezit een meteoradar te Wideumont (Libramont) in de provincie Luxemburg. Een tweede radar, geïnstalleerd te Zaventem, wordt uitgebaat door de luchtvaardiens Belgocontrol. De gegevens van deze laatste radar worden eveneens in reële tijd ontvangen door het KMI te Ukkel. De radar van Avesnois, onlangs door Météo-France geïnstalleerd nabij Maubeuge in samenwerking met het MET/DGVH en het KMI, levert eveneens gegevens boven Belgisch grondgebied (Fig. 1). Op Europees niveau bestaat er een netwerk van ongeveer 120 radars, die een groot deel van het continent bedekken (Fig. 2).

Een radar kan neerslag detecteren tot op een afstand van 240km. Maar zoals we verder zullen zien is het meetbereik voor kwantitatieve metingen van neerslag meestal veel beperkter. Het basisproduct dat de radar levert is een neerslagbeeld dat om de 5 minuten wordt gegenereerd. Deze beelden worden door het KMI gebruikt bij de weersvoorspellingen op korte termijn. Ook in de hydrologie worden radargegevens in toenemende mate gebruikt. De radar is nu een onmisbaar meetinstrument bij de voorspelling van hoogwaterstanden en overstromingen (MET/DGVH). Het gebruik van radargegevens als input voor hydrologische modellen is evenwel nog niet wijdverspreid. Het gebruik van de radardata vereist een goede kennis van de kwaliteit van de radar meetgegevens. Het doel van dit rapport is juist om de te verwachten precisie van de radarmetingen te beschrijven.

We beginnen met een algemene beschrijving van de werking van een radar en z'n meetprincipe. Een radar laat vooral toe om een goede ruimtelijke verdeling van de neerslag te bekomen over een groot gebied, maar anderzijds zijn de meetwaarden van de neerslag minder precies dan die afkomstig van de klassieke pluviometer aan de grond. De verschillen foutenbronnen die de nauwkeurigheid van de radarmetingen beïnvloeden, worden beschreven en voorbeelden worden gegeven aan de hand van waarnemingen door de radar te Wideumont. Daarna worden de resultaten van de validatie voorgesteld, door vergelijking met de grondmetingen op dagelijkse en maandelijkse basis. De lessen die we kunnen trekken uit deze resultaten worden samengevat in de besluiten .

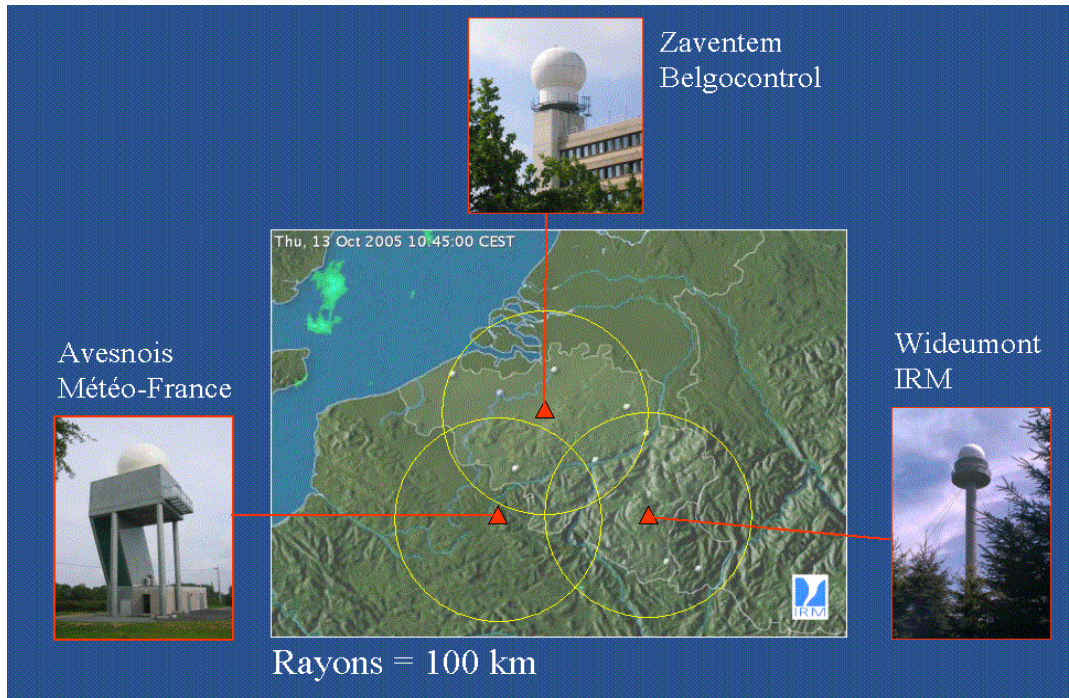


Fig. 1 : Meteoraradars van Wideumont, Zaventem en l'Avesnois. De cirkels geven een straal van 100km aan.



Fig 2 : Meteoraradars in Europa.

2 Werking van een radar

Een radar bestaat uit een zendsysteem, een antenne en een ontvangststelsel. De antenne tast de horizon af met een snelheid van ongeveer 3 toeren per minuut. Tijdens het ronddraaien zendt de antenne elektromagnetische impulsen uit, die zich door de atmosfeer voortplanten met de snelheid van het licht. Eenmaal de impulsen neerslag ontmoeten, worden zij verspreid in alle richtingen. Een deel van het signaal gaat terug richting antenne die dan een echo ontvangt. De tijd tussen de uitzending en de ontvangst van de echo is een maat voor de afstand van de neerslag. De sterkte van de ontvangen echo is een maat voor de intensiteit van de neerslag. Verder is het mogelijk om de atmosfeer te laten aftasten bij verschillende elevaties van de antenne, zodat er gegevens in 3 dimensies kunnen verkregen worden.

Het merendeel van de radars in Europa zenden uit in de C-band, met een frequentie van ongeveer 5 GHz. De frequentie van de radar te Wideumont is 5,64 GHz, wat overeen komt met een golflengte van 5,3 cm. De radar heeft een paraboolvormige antenne met een diameter van 4,2 m die afwisselend gebruikt wordt voor uitzending en ontvangst. De radar van Wideumont doet elke 5 minuten een standaard aftasting met 5 elevaties tussen 0,3 en 6 graden. Tijdens deze scan zendt de radar een impulsvormig signaal uit met een frequentie van 600 pulsen per seconde. Iedere impuls duurt 0,836 μ s, wat overeen komt met een ruimtelijke lengte van 250 m.

De openingshoek van de antenne is 1 graad, wat betekent dat de meeste uitgezonden energie geconcentreerd is binnen een enge conus van 1 graad diameter. Deze conus wordt hoofdlobe genoemd en wordt omgeven door secundaire lobes, waarbinnen ook nog een beperkt deel van de energie wordt uitgezonden. Het zijn deze secundaire lobes die er oorzaak van zijn dat het radarbeeld wordt verstoord door echo's van de grond. De openingshoek van de antenne bepaalt de verticale en horizontale resolutie van de radar (Fig. 3). Op een afstand van 50 km is de diameter van de hoofdlobe 0,9 km. Op 200 km afstand is de diameter 3,5 km. De diameter van de lobe is afhankelijk van de afstand d in km, volgens de uitdrukking : $L = d \operatorname{tg}(1^\circ) = 0.017 d$. De resolutie in afstand wordt bepaald door de snelheid van de bemonstering door de ontvanger en hangt niet af van de afstand. Voor de standaard aftasting van de radar te Wideumont, is de afstand-resolutie 250 m. De ruimtelijke resoluties in verticale, horizontale (azimut) en afstand richting bepalen het meetvolume van de radar. Dit volume wordt groter met de afstand t.o.v. de radar. Op een afstand van 100 km is dit volume ongeveer een cilinder met een diameter van 1,8 km en met een lengte van 250 m.

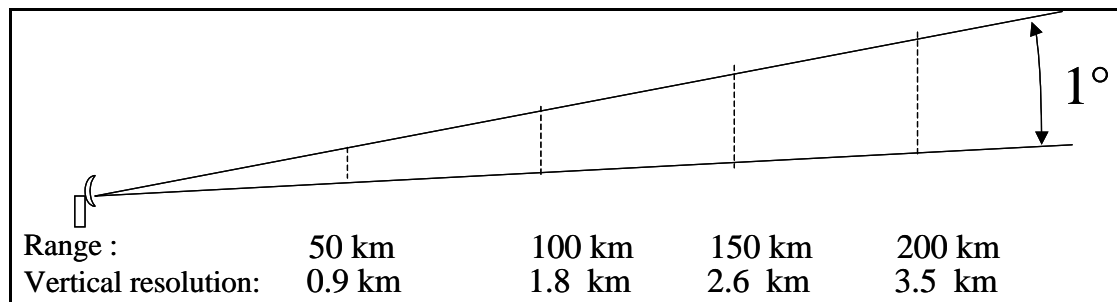


Fig. 3: Verticale resolutie i.f.v. de afstand.

3 Meetprincipe

De radar meet het vermogen van de echo die wordt teruggekaatst door de getroffen objecten in de atmosfeer. Zoals eerder vermeld, worden deze metingen in een driedimensionele ruimte uitgevoerd. In dit hoofdstuk beschrijven we hoe deze driedimensionele reflectiviteitsgegevens worden omgezet naar een beeld in twee dimensies met neerslaghoeveelheden.

Het vermogen dat wordt ontvangen door de radar (P_r) is afhankelijk van de reflectiviteitsfactor Z volgens volgende formule :

$$P_r = \frac{CK^2Z}{r^2} \quad (1)$$

In deze uitdrukking is C de radarconstante die bepaald wordt door het meetinstrument (uitgezonden vermogen, antenneversterking...), r is de afstand tot het object en K is de diëlektrische constante van het object. De diëlektrische constante hangt af van de fase van de hydrometeoren (vloeibaar water of ijs). De factor K^2 heeft een waarde van 0,93 voor vloeibaar water en 0,2 voor ijs.

De reflectiviteitsfactor wordt gegeven door volgende uitdrukking :

$$Z = \int n(D)D^6 dD \quad (2)$$

waarin D de diameter van de hydrometeoren is en $n(D)$ de verdeling is volgens de diameter van de hydrometeoren. De reflectiviteitsfactor wordt uitgedrukt in mm^6/m^3 en in decibel als : $Z(\text{dB}) = 10 \log_{10} Z(\text{mm}^6/\text{m}^3)$. Het geeft het vermogen dat het object kan reflecteren, afhankelijk van de totale hoeveelheid hydrometeoren in het volume. De reflectiviteit zal dus groter zijn indien het aantal hydrometeoren groter is, en ook indien de hydrometeoren groter zijn in diameter. De diameter in de uitdrukking (2) komt voor met een exponent 6, wat betekent dat de grootte van de hydrometeoren de reflectiviteit zeer sterk beïnvloedt.

Indien de afstand tot het object gekend is, en indien men veronderstelt dat de hydrometeoren druppels water zijn, kan men het gemeten vermogen converteren naar reflectiviteit met behulp van uitdrukking (1). Met de radar kan men dus de reflectiviteit van het doelobject meten. De waarde die we wensen te kennen is de neerslagintensiteit R uitgedrukt in mm/h . Er bestaat geen directe relatie tussen de reflectiviteit Z en de neerslagintensiteit R . Deze relatie hangt af van de verdeling en de grootte van de regendruppels, en is dus zeer variabel. In het merendeel van de operationele meteorologische centra in Europa gebruikt men dezelfde Z - R relatie :

$$Z = aR^b \quad (3)$$

Voor operationele toepassingen zijn de parameters a en b vaste waarden, onafhankelijk van de meteorologische situatie. De in Europa meest gebruikte waarden zijn $a = 200$ en $b = 1.6$, Z en R worden respectievelijk uitgedrukt in mm^6/m^3 en in mm/h . Deze

waarden worden eveneens gebruikt voor de radar van Wideumont. De Z-R relatie (3) werd bekomen in de veronderstelling dat de verdeling en de diameter van de waterdruppels voldoen aan de vergelijking van Marshall en Palmer (1948). De kennis van de verdeling en de diameter maakten deel uit van meerdere onderzoeksprojecten, en een veelvoud van Z-R relaties worden in de literatuur voorgesteld. Tot op heden hebben die onderzoeken echter nog geen substantiële verbeteringen kunnen bewerkstelligen in de schatting van de neerslagintensiteiten in operationele omstandigheden.

Van 3D radar gegevens naar 2D beelden

De standaard bemonstering van de radar te Wideumont bestaat uit 5 elevaties. Dit wil zeggen dat voor elk punt van het aardoppervlak binnen het meetbereik van de radar, een meting wordt verricht op 5 verschillende hoogtes. Voor de meeste toepassingen zijn de metingen van de neerslaghoeveelheid aan de grond van belang. Het lijkt dan ook het best om die metingen te gebruiken die het dichtst bij de grond liggen. Op korte afstand van de radar zijn deze lage metingen echter gestoord door grondecho's, hetgeen de gegevens onbruikbaar maakt. In de realiteit worden alle 5 elevaties gebruikt bij het genereren van een beeld in 2 dimensies. De gebruikte methode wordt geïllustreerd in Figuur 4.

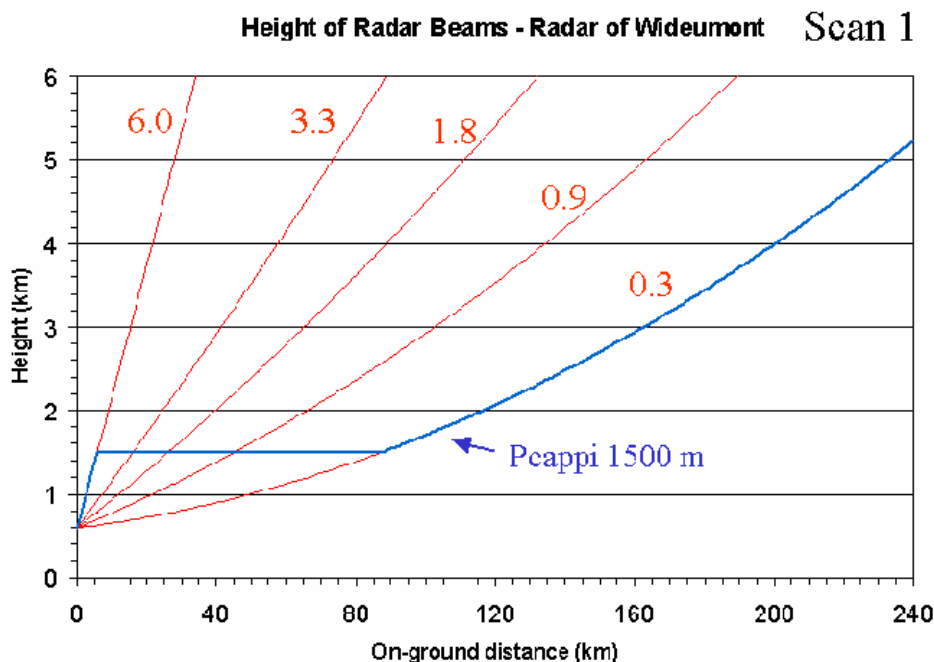


Fig. 4 : Genereren van een 2D beeld uitgaande van 3D gegevens, volgens de Pseudo CAPPI methode op 1500 m.

De hoogte van de 5 verschillende radarstralen wordt weergegeven i.f.v. de afstand. Wegens de ronding van de aarde zijn de trajecten naar boven gebogen. Het 2D beeld dat gegenereerd wordt uitgaande van de 3D gegevens, wordt in het jargon een Pseudo CAPPI beeld genoemd (Pseudo Constant Altitude Plan Position Indicator). Het beeld stelt een uitsnede van de atmosfeer voor op een vaste hoogte. Deze hoogte werd voor de radar te Wideumont gekozen op 1500m. In tussenliggende intervallen, worden de 1500m waarden berekend door verticale interpolatie van waarden uit de hoger- of lagergelegen metingen. Op korte afstand zijn het steeds de waarden uit de hoogste

elevatie die worden gebruikt, en verder dan 80km worden enkel de waarden voortkomend uit de laagste elevatiescan gebruikt. Op grote afstand worden dus gegevens gebruikt die afkomstig zijn van hoogten ruim boven 1500m, wat gevolgen heeft voor de kwaliteit van deze gegevens. Deze Pseudo CAPPI gegevens zijn in polaire coördinaten. Ze worden omgezet naar een cartesiaans assenstelsel door ruimtelijke interpolatie. Een standaard radarbeeld van Wideumont heeft een resolutie van 600 m en beschrijft een straal van 240 km rond de radar. Beelden met een gereduceerde resolutie worden eveneens gegenereerd. Als voorbeeld toont Figuur 5 een radarbeeld tijdens een onweer.

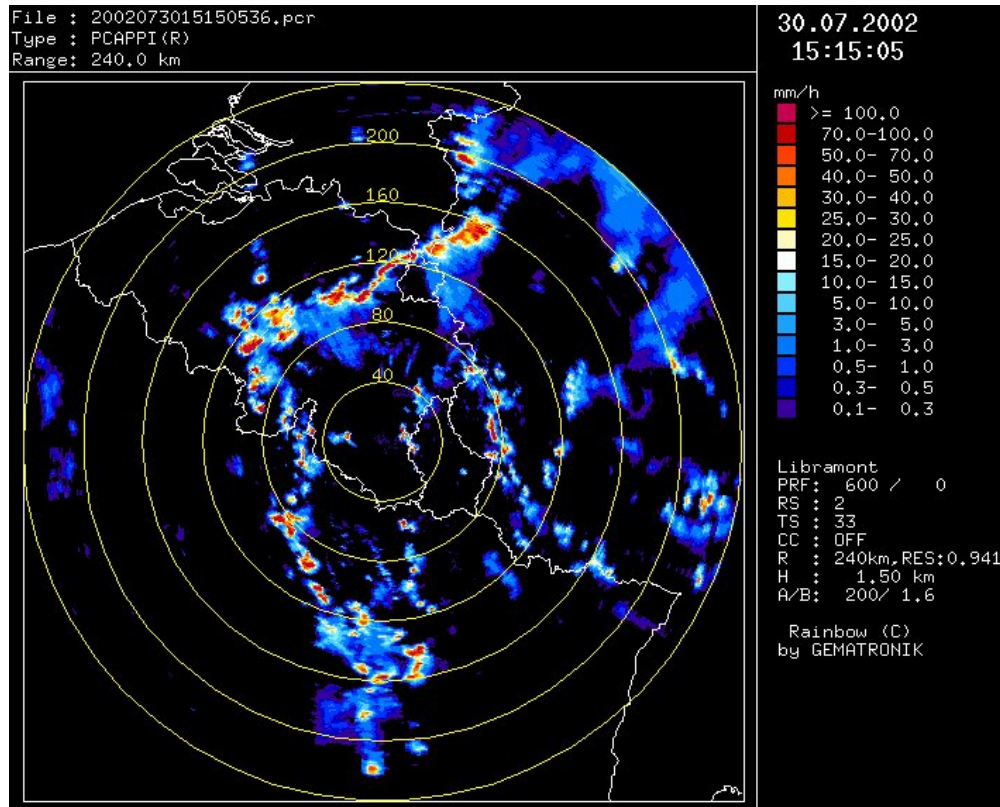


Fig. 5: Radarbeeld van 30 juli 2002 met een onweerszone.

Het verwijderen van grondecho's

Zoals we zullen zien in sectie 4.1, kunnen radargegevens gestoord worden door grondecho's. Het zijn vooral metingen op korte afstand, en op lage hoogte die verstoord worden door grondecho's. Het genereren van een 2D Pseudo CAPPI beeld elimineert het merendeel van de grondecho's. Bepaalde obstakels in het reliëf blijven echter zichtbaar. Voor Wideumont zijn dat b.v. de Baraque Fraiture en enkele toppen van de Hoge Venen en de Eifel. Om deze weg te werken, werd er een kaart met de vaste grondecho's gegenereerd. Binnen deze zones wordt het Pseudo CAPPI beeld gegenereerd uitgaande van een hogere elevatiescan.

In normale atmosferische omstandigheden zijn er bijna geen grondecho's op de Wideumont radarbeelden. Niettegenstaande deze filtering zijn tijdens abnormale

atmosferische omstandigheden (zie paragraaf 4.1), de Pseudo CAPPI beelden niet volledig vrij van grondecho's. Naast de voornoemde filtering wordt ook nog een Doppler filter toegepast op de 3D reflectiviteitsgegevens van de radarprocessor. Dit is gebaseerd op het feit dat grondecho's geen radiale snelheid hebben, dit in tegenstelling tot regengebieden die zich verplaatsen. De toepassing van deze filter resulteert in een bevredigende onderdrukking van de grondecho's, behalve in het geval van zeer sterke abnormale atmosferische omstandigheden.

4 Foutenbronnen

Een radar is het enige meteorologisch meetinstrument dat toelaat om in reële tijd de ruimtelijke verdeling van neerslaggebieden in kaart te brengen. De kwantitatieve meting van de neerslagintensiteit wordt echter beïnvloed door verschillende foutbronnen. Sommige fouten beïnvloeden de reflectiviteitsmeting, en andere de ervan afgeleide neerslaghoeveelheid. Uiteindelijk worden de radargegevens gebruikt om de geaccumuleerde neerslaghoeveelheid over een bepaalde periode te berekenen, en dit introduceert fouten die voortvloeien uit de scanrepetitie van de radar (5 min). In dit hoofdstuk geven we een korte beschrijving van verschillende foutbronnen, en geven een voorbeeld zoals werd geobserveerd door de radar van Wideumont. De geïnteresseerde lezer kan diepgaandere informatie over dit onderwerp vinden in volgende referenties : Joss and Waldvogel (1990), Doviak and Zrníc (1993), Collier (1996), Steiner et al. (1999), Meischner (2003) en Chumchean et al. (2006). De problemen die samenhangen met radarmetingen en de oplossingen die worden toegepast door onze collega's van Météo-France worden beschreven door Parent du Châtelet (2003).

4.1 Meting van de reflectiviteit

Ijking van het radarsysteem

Om een correcte meting van het te ontvangen vermogen toe te laten en van de afgeleide reflectiviteit, is een ijking van het zend- en ontvangststelsel nodig. Het is hierbij belangrijk om de versterking van de verschillende ontvangeronderdelen te kennen. Een absolute ijking van de volledige zendontvanger keten is zeer moeilijk; hiertoe is een uitwendig doelobject nodig met een gekende reflectiviteitswaarde. Regelmatig onderhoud van de radar garandeert ons echter een goede stabiliteit en reproduceerbare metingen.

Wat betreft de radar te Wideumont werd er in maart 2005 een automatische gevoeligheidscontrole op punt gesteld. De methode is gebaseerd op de reflectie van een mast op 8km van de radar. Deze mast produceert een zeer stabiele echo, en de automatische opvolging van de intensiteit van deze echo laat toe om eventuele afwijkingen te detecteren. Deze procedure laat eveneens toe om de juistheid van de locatie van de echo op te volgen, zowel in azimuth als de afstand radar - mast.

Verzwakking en versterking

De elektromagnetische golf die uitgezonden wordt door de radar, plant zich voort in de atmosfeer, en ontmoet er atmosferische gasmoleculen en eventueel wolkendruppeltjes, regendruppels, sneeuw of hagel. De absorptie en de verspreiding van de radiogolven door het gas en andere deeltjes vormt een demping van de invallende en gereflecteerde golven. De demping door gasdeeltjes en wolkendruppeltjes is zeer klein. Grotere deeltjes, zoals druppels die samen gaan met hevige neerslag of hagelballen kunnen dempingen produceren die niet meer te verwaarlozen zijn. Het voorbeeld in figuur 6 is kenschetsend. Hierop zijn meerdere onweerscellen zichtbaar. De zones achter sommige onweerscellen zitten duidelijk in de schaduw van die onweerscellen. De onweerscellen vormen een scherm en dempen het radarsignaal. De typische demping voor een C band radar is $0.0044R^{1.17}$ dB/km waarin R de neerslagintensiteit uitgedrukt is in mm/h. De demping als gevolg van hevige neerslag heeft een typische waarde van 0,5 dB/km. Rekening houdende met een heen- en terugtraject van 3 km kan dit een demping van de helft van het signaal betekenen.

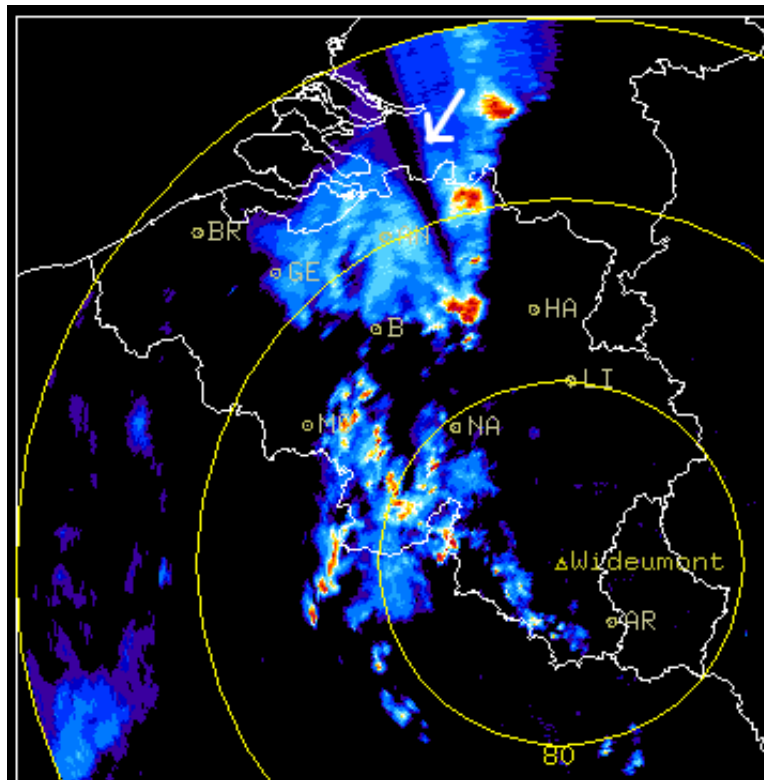


Fig. 6 : Voorbeeld waarin een onweerscel een hevige demping genereert.

De radome die vervaardigd is uit polyester en dient als bescherming tegen weersinvloeden, produceert eveneens een demping. De demping van een droge radome is klein en goed gekend. Deze is opgenomen in de radarconstante (vergelijking 1). Echter tijdens regenbuien kunnen waterstroompjes op de radome een demping veroorzaken van meerdere dB. Deze demping wordt opgeteld bij de andere verzwakkingen in de atmosfeer; het is evenwel zeer moeilijk om de bijdrage van de radome in de verzwakking te kennen. Een voorbeeld van dit fenomeen wordt getoond in figuur 7 . De twee beelden tonen een onweersfront met 10 minuten tussentijd. Wanneer

het onweer juist boven de radar is aangekomen, ziet men een demping van de neerslagintensiteit over het ganse beeld.

De atmosfeer zelf kan een tunnелеffect vormen (“ducting”) tussen de grond en een bepaalde hoogte of tussen twee luchtlagen. De radargolven worden binnen deze lagen afgebogen en vormen zo een natuurlijke golfgeleider. Dergelijke radarbundel verbreedt niet zoals normaal, wat resulteert in een meer geconcentreerde vermogensbundel en dus in hogere reflectiviteitsmetingen. Dit tunnелеffect kan in bepaalde weersomstandigheden ook voorkomen boven de zee. Dit effect heeft te maken met een vertikaal profiel van de refractieindex van de lucht.

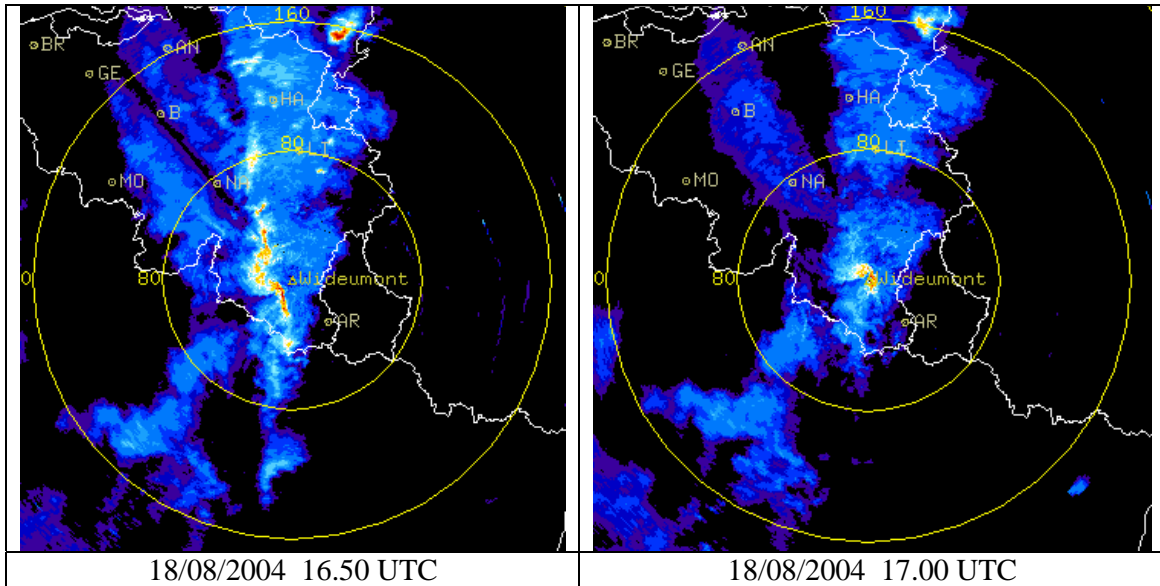


Fig. 7 : Demping veroorzaakt door een natte radome en de neerslag. Het tijdsinterval tussen de twee beelden is 10 minuten.

Vaste echo's, parasieten en maskereffect

Ondanks de maatregelen die vaste echo's moeten wegfilteren, en de Doppler filtering, blijven er toch nog grondecho's zichtbaar. Dit is vooral het geval tijdens periodes van abnormale atmosferische voortplanting (ANAPROP). Dit fenomeen komt veelal voor tijdens periodes met een hogedrukgebied. De radarstraal wordt dan zodanig afgebogen, dat deze de grond raakt. Deze afbuiging wordt veroorzaakt door het brekingseffect van warme en vochtige lucht. Een belangrijke temperatuursinversie is eveneens een oorzaak van abnormale voortplanting van het radarsignaal, wat meestal optreedt bij droog weer.

Echo's die afkomstig zijn van vliegtuigen, vogels en andere voorwerpen in de atmosfeer verschijnen eveneens op het radarbeeld als parasieten. De radarprocessor slaagt er evenwel in om dit grotendeels weg te filteren. Tenslotte moeten we ook wijzen op storingen die voortkomen van allerlei elektromagnetische bronnen die uitzenden op dezelfde frequentie dan de radar. De verdere uitbouw van mobiele telefonie, en het gebruik van draadloze netwerksystemen vormt een extra bedreiging voor de kwaliteit van de Europese radardata.

Obstakels veroorzaken niet enkel valse echo's maar vormen ook een gedeeltelijk of volledig scherm voor de zones voorbij dit obstakel. Dit maskereffect heeft een belangrijker effect indien het obstakel groot is, of dicht bij de radar. De radar van Wideumont heeft weinig last van dit effect aangezien de horizon er volledig vrij is van obstakels. Voor radars die gelokaliseerd zijn in stedelijke gebieden of bergzones, kan het maskereffect zodanig groot zijn dat er een belangrijke reductie is van het meetbereik van de radar.

Ruimtelijke resolutie

Het radar meetvolume neemt toe met de afstand. Dit heeft tot gevolg dat de radardata op grotere afstand uitgemiddeld worden. In dit geval is het mogelijk dat een kern met hoge reflectiviteit de radarstraal slechts gedeeltelijk vult, wat betekent dat hier een onderschatting van de meetwaarde zal gebeuren. Op korte afstand zijn de metingen dan weer onderhevig zijn aan lokale variaties binnen een neerslagzone. De invloed van de ruimtelijke bemonstering op onweer radarwaarnemingen werd onlangs bestudeert in samenwerking met het KNMI (Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut). De resultaten zijn beschreven door Delobbe and Holleman (2006).

4.2 Schatting van de neerslagintensiteit

Meethoogte

Door het effect van de aardkromming neemt de meethoogte toe met de afstand. Dit betekent dat verder verwijderde metingen niet representatief zijn voor de grondmetingen, terwijl voor het merendeel van de toepassingen de grondmetingen nodig zijn. Figuur 8 toont het traject van de radar te Wideumont voor de laagste elevatie en met een openingshoek van 1 graad.

Op een afstand van 200 km is de onderzijde van de radarstraal op een hoogte van 2.25 km boven het oppervlak. De neerslag die ontstaat onder deze hoogte wordt bijgevolg niet gemeten door de radar. Dit effect, 'overshooting', beperkt in belangrijke mate het bereik van de radar, zeker indien we in een situatie zijn van laag gegenereerde stratiforme neerslag met lage intensiteit. Hiertegenover staan dan onweders met een uitgesproken verticale ontwikkeling, die kunnen gedetecteerd worden op een afstand van 240 km.

Anders dan bij 'overshooting' kan ook een gedeeltelijke opvulling van de radarstraal plaatsvinden. Indien enkel het onderste deel van de radarstraal de neerslag ziet, zal de neerslagintensiteit afgeleid van de reflectiviteit onderschat worden. In het geval van droge lucht in de onderste luchtlagen, treedt een gedeeltelijke of volledige verdamping van de neerslag tussen de hoogte waarop gemeten wordt en de grond. Dit is eveneens een foutenbron.

Indien in de laagste luchtlagen verzadigde vochtige lucht aanwezig is, kan dit aanleiding geven tot het ontstaan van grotere druppels door condensatie of door samenvoeging van meerdere druppeltjes. Deze vergroting van de neerslagintensiteit kan eveneens niet worden gemeten met een radar. Al deze ongewenste effecten worden geïllustreerd in figuur 9.

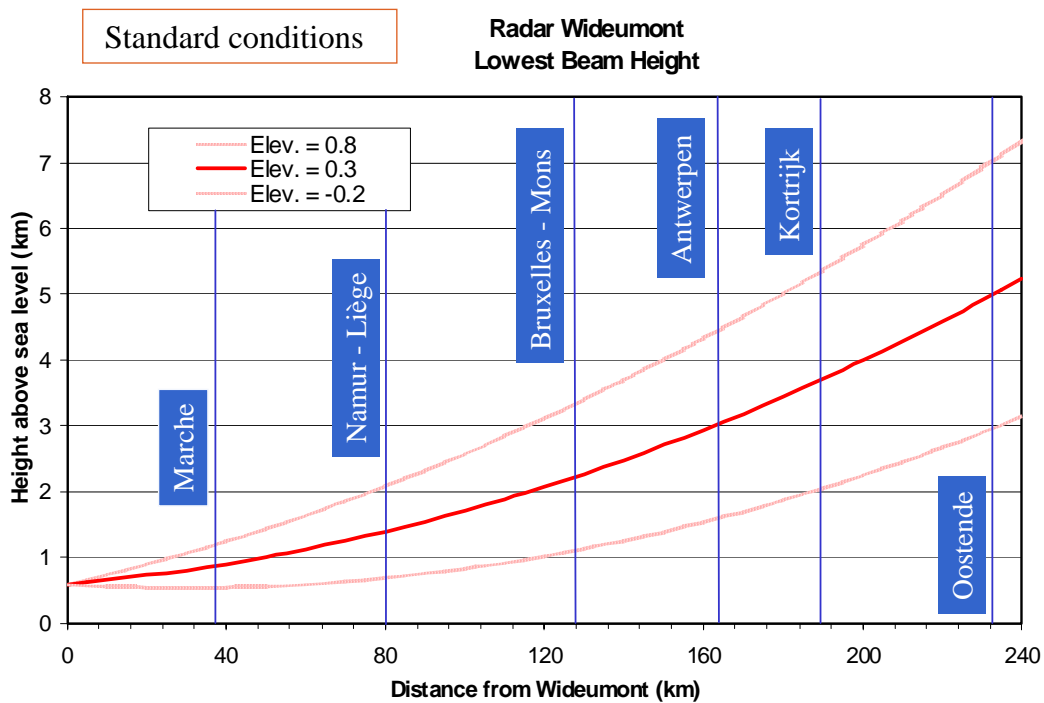


Fig. 8 : Laagste radarbundel van de Wideumont radar.

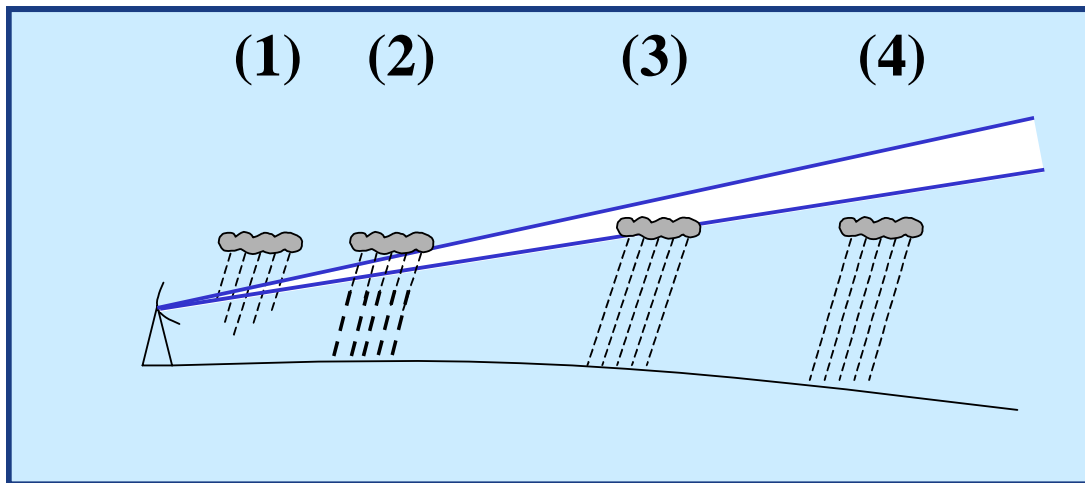


Fig. 9 : Niet gewenste effecten die voortkomen uit de hoogte van de radarmetingen : verdamping (1), vergroting door condensatie of samenvoeging (2), gedeeltelijke vulling van de bundel (3) en ‘overshooting’ (4).

De fouten die te wijten zijn aan de meethoogte van de radar zijn in het algemeen afkomstig van een verticale verandering door aangroei, verdamping en condensatie van de neerslag. De niet uniformiteit van de verticale reflectiviteitsprofielen wordt gezien als de belangrijkste fout die invloed heeft op de neerslagmetingen.

Het ‘heldere band’ effect is een bekend voorbeeld. Sneeuwvlokken beginnen te smelten, wanneer ze het isothermisch vlak van 0 graden doorkruisen. Dit proces is echter geleidelijk, en de laag waarin ze smelten strekt zich uit tot een paar honderd meter onder

het isothermisch vlak van 0 graden. Smeltende sneeuw is bijzonder reflectief, aangezien het bestaat uit relatief grote vlokken, met aan het oppervlak een laagje water. Bij de golflengte waarin de radar functioneert is water meer reflectief dan ijs. Dit betekent dat de laag smeltende sneeuw wordt gezien als een laag met hoge reflectiviteit. Dit effect wordt ‘heldere band’ genoemd (“bright band” in het Engels) (Fig. 10).

Metingen die afkomstig zijn uit deze ‘heldere band’ geven meestal een overschatting van de neerslagintensiteit. Figuur 11 toont een verticale doorsnede, afkomstig van volumedata van de reflectiviteit, en waar men duidelijk de aanwezigheid van een ‘heldere band’ kan zien op een hoogte nabij 1500 m. Aangezien de ‘heldere band’ hier voorkomt op de hoogte waarop Pseudo CAPPI beelden worden gemaakt, is dit effect dan ook te zien is op de radarbeelden (Fig. 4). Telkens één van de 5 radarbundels de ‘heldere band’ doorkruist is er een maximum te zien op de reflectiviteitsdata. Dit resulteert in een cirkelvormige structuur rond de radar (Fig. 12). Het ‘heldere band’ effect wordt kleiner met de afstand, aangezien op grotere afstand de dikte van de ‘heldere band’ kleiner wordt t.o.v. de verticale meethoogte van de radarstraal.

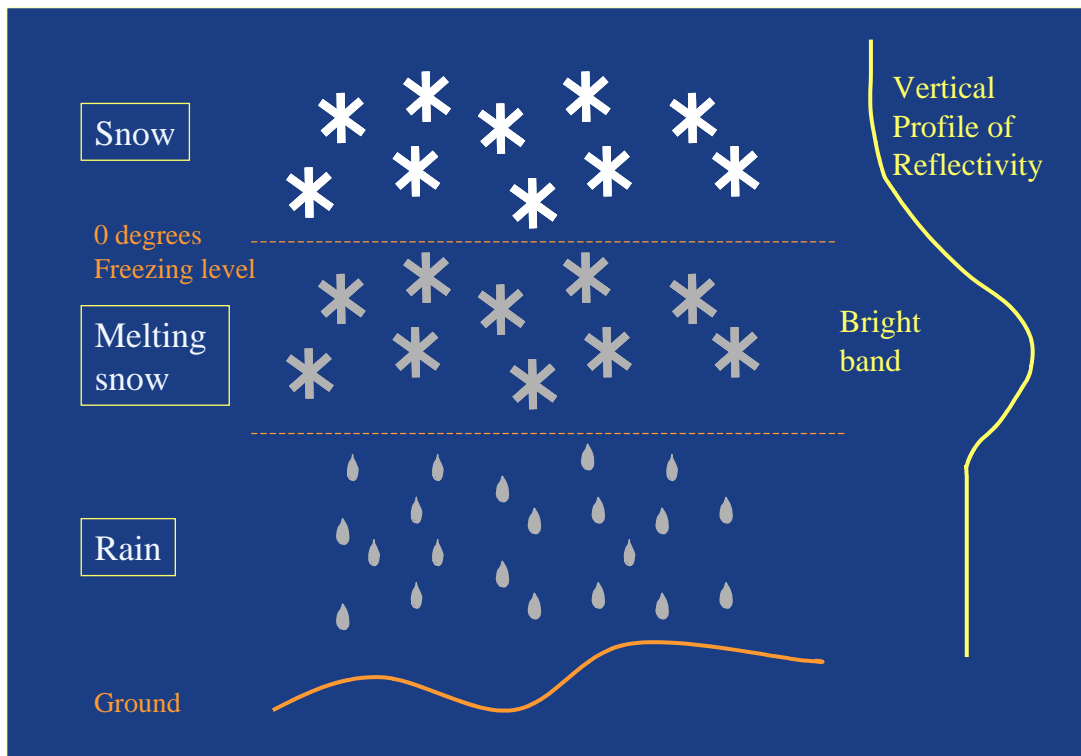


Fig 10 : Verticale structuur van de atmosfeer in aanwezigheid van een ‘heldere band’.

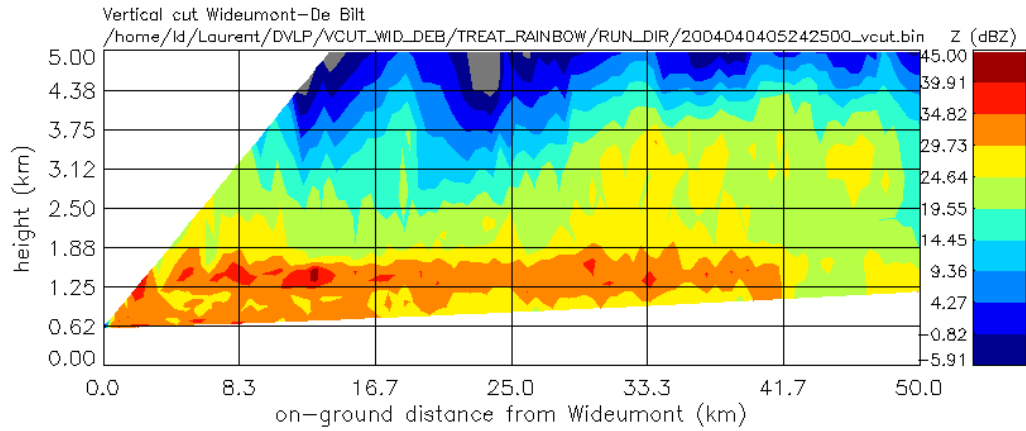


Fig 11 : Verticale doorsnede afkomstig van de Wideumont radar volumedata. Een ‘heldere band’ is zichtbaar rond 1500 m.

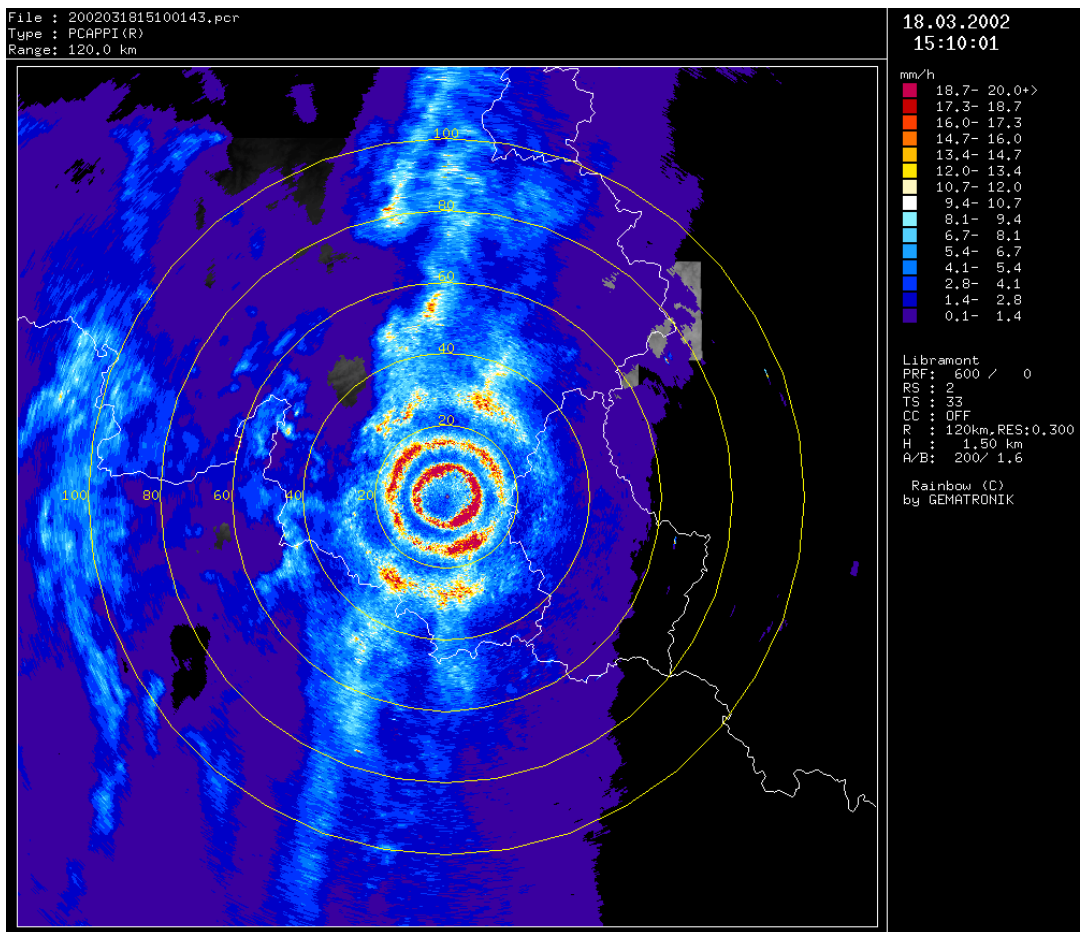


Fig 12 : Cirkelvormige structuur zichtbaar op een radarbeeld (Pseudo CAPPI 1500m) voortkomend van de aanwezigheid van een ‘heldere band’.

In de literatuur worden verschillende methoden voorgesteld om deze fout, die voortkomt uit de niet uniformiteit van verticale reflectiviteitsprofielen (VPR), te corrigeren. Het gemeenschappelijke aan deze methoden is dat de vorm van de VPR wordt vooropgesteld, en dat een extrapolatie op de reflectiviteitsdata wordt uitgevoerd

in de richting van de grond. Een fundamenteel verschil tussen de verschillende methoden is de schaal in ruimte en tijd waarbinnen de VPR wordt geschat en de toegepaste correctie. Momenteel wordt er geen VPR correctie toegepast op de radardata van Wideumont, maar een onderzoek in die richting is aan de gang.

Z-R relatie

De omzetting van de reflectiviteit Z naar neerslagintensiteit R , met behulp van een Z - R relatie die niet wijzigt met de meteorologische omstandigheden, introduceert een fout die voortkomt uit de wijzigende grootte en verdeling van de hydrometeoren. De toestand van de hydrometeoren, vloeibaar of vast, heeft eveneens een invloed op de Z - R relatie. In de relatie die het ontvangen vermogen omrekent naar de reflectiviteit, wordt de diëlektrische constante bepaald, in de veronderstelling dat het doelobject vloeibaar water is. Daardoor zal neerslag in de vorm van sneeuw worden onderschat. Een automatische bijstelling van de Z - R relatie is zeer moeilijk operationeel te gebruiken.

4.3 Som van de neerslaghoeveelheden

Uitgaande van de radarbeelden, momentopnamen om de 5 minuten, kunnen we neerslaghoeveelheden schatten door de som van deze 5 minutendata te genereren. Geaccumuleerde beelden vertonen een stapswijze structuur zoals te zien op figuur 13. Dit ongewenste effect komt voort uit de tijdgebonden bemonstering van de radar. Indien een neerslaggebied zich snel verplaatst, kan de afstand dat een neerslaggebied aflegt in 5 minuten enkele kilometer bedragen. Indien deze afstand groter is dan de breedte van de neerslagzone wordt dit op het geaccumuleerde beeld zichtbaar als een niet vloeiende verplaatsing. Algemeen kan men stellen dat een tijdgebonden bemonstering een foutenbron is bij de berekening van de som, en dit voor alle neerslagstructuren die een uitgesproken verdeling in ruimte en tijd hebben, zoals b.v. onweders.

Het effect dat ontstaat door de tijdgebonden bemonstering kan gedeeltelijk worden gecorrigeerd worden door het schatten van de neerslagverplaatsing tussen twee opeenvolgende beelden met 5 minuten interval. Recent werd zo een procedure in gebruik genomen op het KMI. Ze is gebaseerd op de methode die werd beschreven door Fabry et al. (1994), waarbij men veronderstelt dat de verplaatsing binnen het tijdsinterval van twee beelden gelijkmatig is, en dat de intensiteit lineair varieert. De snelheidsvector wordt bepaald door een intercorrelatiealgoritme (« cross-correlation »). In de huidige versie wordt één enkele vector berekend, voor een rechthoekig gebied van $240 \times 180 \text{ km}^2$, met inbegrip van het gebied dat ons op hydrologisch gebied interesseert.

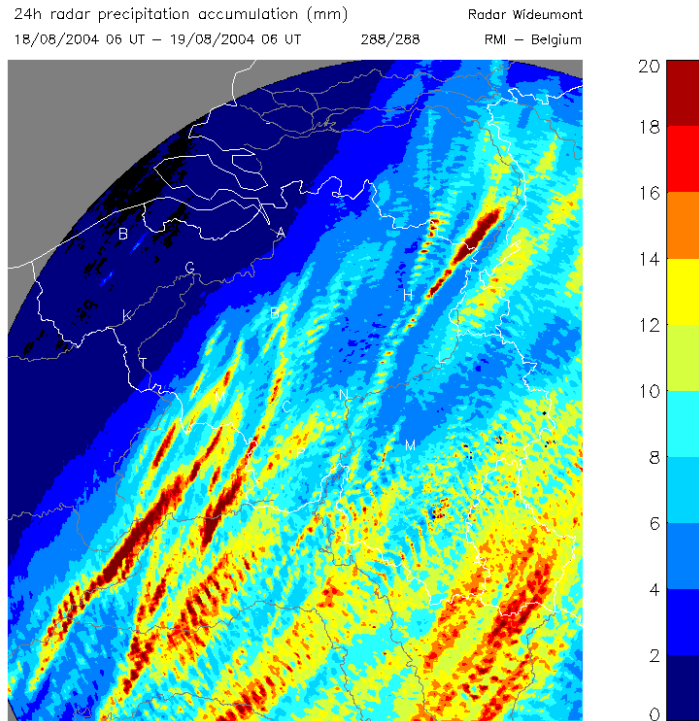


Fig. 13: Onregelmatig effect zichtbaar op de geaccumuleerde neerslagsom over 24h tussen 18/08/2004 06 UTC en 19/08/2004 06 UTC.

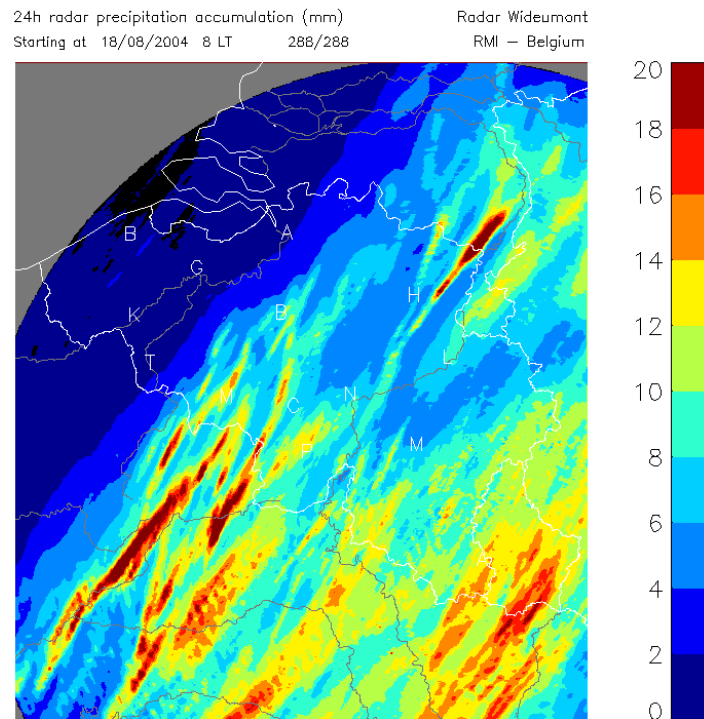


Fig. 14: Geaccumuleerde neerslag over 24h tussen 18/08/2004 06 UTC en 19/08/2004 06 UTC na correctie voor de advection.

In figuur 14 is het duidelijk dat het visueel uitzicht van een geaccumuleerd beeld veel kan verbeteren door toepassing van dergelijke procedure. De weerslag ervan op de kwaliteit van de 24 uur neerslagmetingen, werd geanalyseerd in Delobbe et al. (2006). Negen neerslagperioden met een duidelijk zichtbaar effect werden gebruikt. Een vergelijking met metingen aan de grond (pluviometers) toont aan dat er na deze advectioncorrectie geen significant verschil is op 24 uur radaraccumulatiegegevens. Dit resultaat kan voortkomen uit tekortkomingen in de gebruikte advectionprocedure, ofwel uit de veronderstellingen waarop de correctie is gebaseerd. Het is niet zeker dat een perfecte correctie van de tijdsgebonden bemonstering ook een belangrijke verbetering geeft van de geaccumuleerde radardata. Zoals werd aangetoond door Jordan et al. (2000), zijn de fouten die voortkomen uit de tijdsgebonden bemonstering, slechts een deel van de talrijke fouten die radarwaarnemingen beïnvloeden; dit effect is waarschijnlijk ondergeschikt aan andere fouten zoals het niet uniform zijn van het profiel van de verticale reflectiviteit, een effect dat het gevolg is van de meting op grotere hoogte.

5 Validatie

In het voorgaande hoofdstuk werden verschillende oorzaken van fouten beschreven, die een invloed kunnen hebben op meetresultaten van de radar. Aangezien er een onzekerheid is omtrent de resultaten van de radarmetingen, is het belangrijk om de radarwaarnemingen te valideren. De meest directe methode is door vergelijking van de radarmetingen met pluviometerdata bij de grond.

Het KMI heeft een klimatologisch netwerk van ongeveer 250 manuele pluviometers. Het overgrote deel bestaat uit pluviometers van het type P50, waarbij de dagelijkse neerslaghoeveelheid gemeten wordt om 8 uur lokale tijd. Dit gebeurt in de meeste gevallen door vrijwillige waarnemers. Figuur 15 toont de kaart van België met aanduiding van de klimatologische stations. De gegevens worden maandelijks doorgestuurd, en vooraleer ze in de gegevensbank van het KMI belanden worden ze kwalitatief nagezien.

Een maandelijkse validatie bestaat sinds mei 2002. Deze procedure heeft tot doel om de kwaliteit van de radardata te schatten. Zij is gebaseerd op de vergelijking van de maandelijkse som van radar- en pluviometerdata. In totaal werden er gegevens verwerkt van vijf jaar. In deze vergelijking komen variaties naar voren die zich uitspreiden over langere perioden. Recent werd ook een procedure uitgewerkt om dagelijkse vergelijkingen te doen. Ook hier werden data van vijf jaar verwerkt, zodat variaties pluviometer/radar op zeer korte termijn eveneens beschikbaar zijn. In dit hoofdstuk beschrijven we achtereenvolgens de maandelijkse en de dagelijkse validatie.

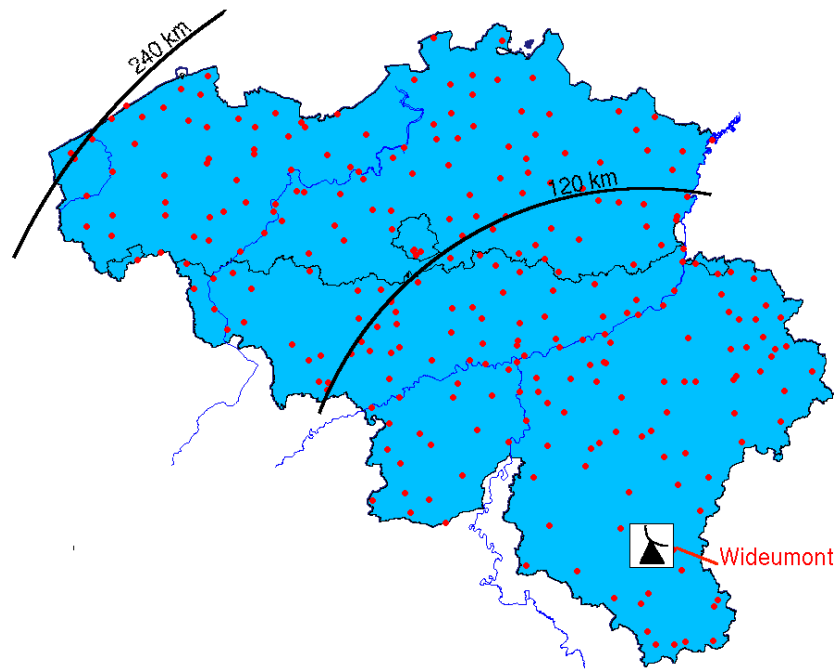


Fig. 15 : Klimatologisch netwerk van het KMI en het radarbereik van 120 en 240 km van de radar te Wideumont.

5.1 Validatie van de maandelijkse som

Het standaard radarbeeld wordt om de 5 minuten gegenereerd en heeft een ruimtelijke resolutie van 600 m. De 24u som (tussen 8u en 8u lokale tijd) wordt elke ochtend gemaakt door het sommeren van de 5 minuten data. Voor elk locatie, gerefereerd aan een pluviometer grondstation, wordt een gemiddelde gemaakt van de 9 dichtstbijzijnde pixels van radardata. Enkel dagen waarbij zowel pluviometer als radar een neerslag van meer dan 1 mm gemeten hebben, worden gebruikt. Dagen waarin meer dan 3% van de radargegevens ontbreken worden eveneens niet gebruikt. De verhouding wordt berekend van de maandelijkse som van radarneerslag R en de maandelijkse som van de pluviometerdata G ($R/G = \text{radar/pluio [eng. gauge]}$), en dit voor elk station. Een waarde hoger dan 1 betekent een overschatting door de radar.

We zetten deze gegevens radar/pluio in grafiek, i.f.v. de afstand tot de radar (Fig. 16). De volgende figuren tonen het effect van de afstand, voor de maanden juni 2002 en januari 2003. Iedere driehoek stelt een berekende waarde R/G voor.

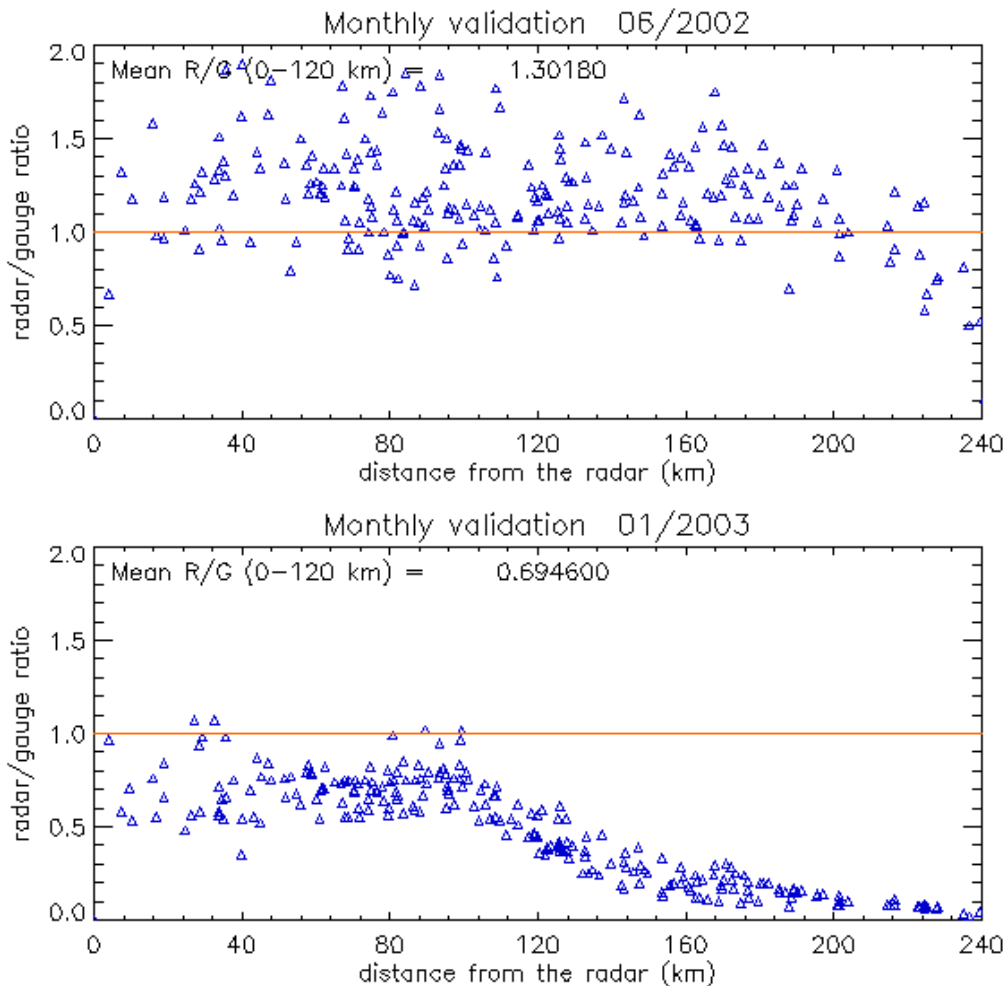


Fig. 16. Validatie van de maanden juni 2002 en januari 2003 : verhouding radar/pluio (R/G) in functie van de afstand van de radar.

Wat betreft de maand juni 2002 zien we over het algemeen een overschatting tot een afstand van 200 km, en daarna een vermindering van de verhouding radar/pluviometer met de afstand. Op een afstand van 240 km van de radar is de maandelijkse som de helft van de grondmeting. In januari 2003 heeft de radar de neiging om een onderschatting te geven met ongeveer 30% tot een afstand van 100 km, en daarna een snelle degradatie van de resultaten. Op 240 km afstand detecteert de radar bijna geen regen meer. De verschillende resultaten van deze twee maanden zijn te wijten aan de verschillende types van neerslag.

In de maand juni is de neerslag eerder van convectieve aard en dikwijls onweerachtig. De neerslagcellen worden gekarakteriseerd door een belangrijke verticale structuur. De onweercellen kunnen een hoogte bereiken van 10 km en meer. Deze neerslag kan gemakkelijk worden gedetecteerd van op 240 km afstand, aangezien het effect van 'overshooting' hier niet van toepassing is. De overschatting tijdens deze maand is waarschijnlijk het gevolg van een niet correcte Z-R relatie voor dit type van neerslag. Indien de neerslag bestaat uit grote druppels of hagelstenen, dan zal de standaard Z-R relatie de tendens hebben om de neerslaghoeveelheden te overschatten.

In de maand januari 2003 zien we het tegenovergestelde, een stratiforme neerslag met kleine intensiteit, dikwijls onder de vorm van sneeuw. Dit soort neerslag wordt op lage hoogte gevormd, zodat het 'overshooting' effect of de gedeeltelijke vulling van de radarstraal wel een rol speelt. De onderschatting is ongeveer 30% en is weinig afhankelijk van de afstand in de ganse zone waar de Pseudo CAPPI effectief overeenstemt met de reflectiviteit op 1500 m. Neerslag die bestaat uit sneeuw wordt meestal onderschat, zelfs op kleine afstand, aangezien ijs minder reflectief is dan vloeibaar water. In de radarvergelijking stemt echter de gebruikte diëlektrische constante overeen met deze van vloeibaar water. Bovendien worden radarmetingen veelal uitgevoerd op een hoogte waarop de neerslag bestaat uit kleine ijskristallen, wat de onderschatting nog versterkt wegens de hoge gevoeligheid van de reflectiviteit voor de afmetingen van de hydrometeoren (vergelijking 2). In de winter, zelfs wanneer de neerslag aan de grond vloeibaar is, worden de radarmetingen vaak verricht boven de heldere band, in een zone met sneeuw.

De resultaten van de vergelijking tussen radar en pluviometers voor de maanden juni 2002 en januari 2003 laten zien dat er een grotere spreiding is voor de maand juni. De spreiding van de verhouding radar/pluviometer is over het algemeen hoger in de maanden met onweders. De grotere spreiding die samengaat met onweders is het gevolg van de ruimtelijke verdeling van deze neerslag. De neerslagsom kan op zeer korte afstand aanzienlijk variëren. Daaruit volgt dat er belangrijke verschillen kunnen opduiken wanneer men pluviometergegevens (puntmetingen) vergelijkt met radarschattingen die betrekking hebben op een oppervlak van $1.8 \times 1.8 \text{ km}^2$, mede door het feit dat de neerslag, onder invloed van de wind, niet verticaal valt. Er kan een belangrijk horizontaal verschil zijn tussen de neerslag die werd gedetecteerd door de radar en de neerslag aan de grond. Deze afwijking is meestal beperkt tot 1 à 2 km. In het geval van neerslag in de vorm van lichte sneeuw, kan de horizontale afwijking wel 10 à 20 km bedragen (Mittermaier et al. 2004).

Maandelijkse validaties werden gerealiseerd voor de periode mei 2002 – april 2007, dus over vijf jaar. De figuren in Bijlage A tonen de verhoudingen radar/pluviometer in functie van de afstand. Voor elke maand hebben we een gemiddelde verhouding

radar/pluviometer berekent, voor alle stations binnen een straal van 120 km rondom de radar. Tabel 1 geeft deze waarde voor elke maand, alsook de standaardafwijking die een maat is voor de variabiliteit van de verhouding radar/pluviometer tussen de stations onderling. Figuur 17 toont de evolutie van de maandwaarden over de ganse periode.

Mois	Moyenne R/G	Dev. std. R/G	Mois	Moyenne R/G	Dev. std.
Mei 2002	0.96	0.38	Nov. 2004	0.44	0.09
Juni 2002	1.30	0.56	Dec. 2004	0.35	0.09
Juli 2002	0.98	0.22	Jan. 2005	0.48	0.11
Aug. 2002	0.93	0.24	Feb. 2005	0.38	0.07
Sept. 2002	1.12	0.38	Maart 2005	0.63	0.12
Oct. 2002	0.86	0.14	April 2005	0.89	0.18
Nov. 2002	0.84	0.13	Mei 2005	0.81	0.13
Dec. 2002	0.63	0.11	Juni 2005	0.74	0.16
Jan. 2003	0.69	0.13	Juli 2005	0.63	0.10
Feb. 2003	0.58	0.15	Aug. 2005	0.61	0.10
Maart 2003	0.89	0.17	Sept. 2005	0.91	0.51
April 2003	0.91	0.16	Oct. 2005	0.77	0.16
Mei 2003	0.95	0.16	Nov. 2005	0.67	0.14
Juni 2003	1.01	0.31	Dec. 2005	0.67	0.17
Juli 2003	0.73	0.16	Jan. 2006	0.40	0.13
Aug. 2003	0.71	0.18	Feb. 2006	0.63	0.13
Sept. 2003	0.98	0.46	Maart 2006	0.96	0.16
Oct. 2003	0.70	0.19	April 2006	0.92	0.17
Nov. 2003	0.64	0.11	Mei 2006	0.99	0.20
Dec. 2003	0.52	0.08	Juni 2006	1.11	0.30
Jan. 2004	0.44	0.07	Juli 2006	1.13	0.33
Feb. 2004	0.57	0.12	Aug. 2006	0.93	0.17
Maart 2004	0.68	0.20	Sept. 2006	1.36	0.61
April. 2004	0.92	0.16	Oct. 2006	0.91	0.21
Mei 2004	0.53	0.13	Nov. 2006	0.81	0.15
Juni 2004	1.03	0.19	Dec. 2006	0.95	0.22
Juli 2004	0.77	0.11	Jan. 2007	0.66	0.15
Aug. 2004	0.57	0.10	Feb. 2007	0.77	0.16
Sept. 2004	0.41	0.08	Maart 2007	0.93	0.22
Oct. 2004	0.60	0.08	April 2007	Geen neerslag	

Tabel 1: Prestaties van de radar uitgedrukt in maandelijkse gemiddelden en standaardafwijking voor alle stations binnen een straal van 120 km van de radar.

Een waarde die kleiner is dan 1 betekent een globale onderschatting door de radar. De tabel met de maandelijkse waarden toont aan dat er een tendens is tot onderschatting. In januari 2006 werd een defect onderdeel van de radarontvanger vervangen en het heeft een positief invloed gehad op de kwaliteit van de resultaten. Op de totale periode van 5 jaar is de gemiddelde waarde 0.78, wat duidt op een onderschatting van 22%. In de tabel kan men eveneens zien dat er een grote maandelijkse variabiliteit is van de gemiddelden. De hoogste waarde van 1.30 werd bekomen in juni 2002, de minimale

waarde 0.35 werd bekomen in december 2004. De onderschatting is meer uitgesproken in de winter dan in de zomer. Zoals eerder reeds opgemerkt, wordt de neerslag in de winter gegenereerd op lagere hoogte, en wordt dus minder gemakkelijk gedetecteerd door de radar. Neerslag onder de vorm van sneeuw wordt eveneens aanzienlijk onderschat.

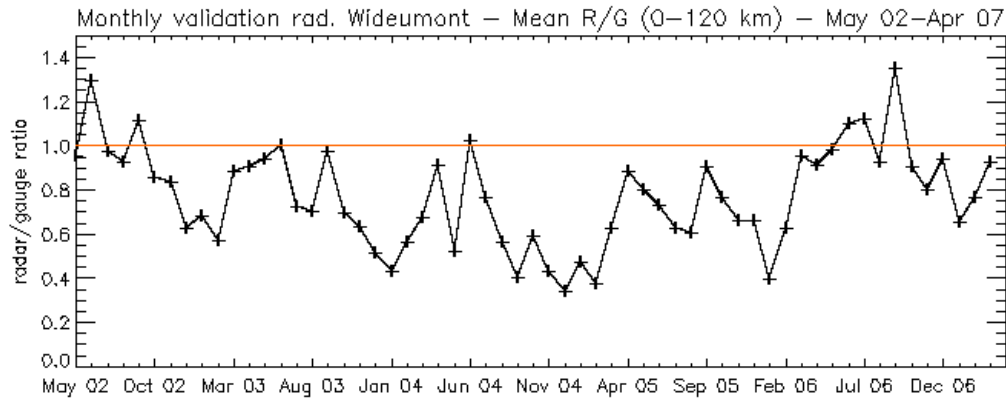


Fig. 17 : Evolutie in de gemiddelde waarde radar/pluivio.

Te noteren valt, dat er ook een zeer sterke variatie kan zijn tussen twee opeenvolgende maanden. Een voorbeeld hiervan met de maand mei 2004 met een onderschatting van 47% en de maand juni 2004 met een overschatting van 3%.

Zoals voorheen reeds werd opgemerkt, neemt de tendens tot onderschatting toe met de afstand tot de radar. In sommige maanden merken we echter dat de gemiddelde waarde stijgt met de afstand en dit tot 100 km van de radar, waarna een daling volgt. Dit kan men zien in de maanden juli 2002 en april 2003. In stratiforme gevallen kan een verhoging van de gemeten neerslaghoeveelheid met de afstand, worden verklaard door de aanwezigheid van een heldere band. De reflectiviteitswaarden die worden gemeten in een heldere band zijn hoger en geven aanleiding tot een overschatting van de neerslagwaarden. In onweerssituaties kan de radar eveneens aanleiding geven tot een overschatting. In dit geval is het de hagel die op grote hoogte gemeten wordt, die aanleiding geeft tot overschatting. Zoals in uitdrukking (2) kan worden gezien, is de reflectiviteit afhankelijk van de diameter van de deeltjes tot de 6-de macht. Dit heeft tot gevolg dat hagel zeer hoge neerslagwaarden genereert. Water in vaste vorm is wel minder reflectief dan water in vloeibare vorm, maar in dit geval wordt dit ruimschoots gecompenseerd door de grootte van de hydrometeoren. Dus hagel is meer reflectief dan regen, en de metingen op grote afstand en op grote hoogte geven dan ook aanleiding tot een overschatting van de neerslag.

Op basis van de resultaten van de maandelijkse validatie over een periode van 5 jaar, van mei 2002 tot april 2007, kunnen we volgende conclusies trekken :

- De radar van Wideumont heeft een tendens om de neerslag te onderschatten. Gemiddeld over de 5 jaar werd een onderschatting van de maandgemiddelden van 22 % opgetekend.
- Opeenvolgende maanden lijken niet noodzakelijk op mekaar. Zeer grote variaties in de verhouding radar/pluvio zijn mogelijk tussen twee opeenvolgende maanden.
- Onderschattingen komen meer voor tijdens de winter in stratiforme situaties, dan in de zomer met onweders.
- De resultaten hebben de neiging om te verslechteren vanaf een zekere afstand. Deze afstand is gelegen tussen de 80 en de 100 km voor de wintermaanden, en tussen 160 en 200 km voor de zomermaanden.
- Neerslag onder de vorm van sneeuw wordt door de radar over het algemeen sterk onderschat.
- Buien van hagel geven een overschatting van de neerslaghoeveelheid.

5.2 Validatie van de dagelijkse som

De maandelijkse validatie laat toe om de performantie van de radar op langere termijn te volgen. Bij gebruik van radargegevens voor hydrologische doeleinden, is een maandelijkse validatie echter veelal ongeschikt. Een neerslagsom over een kortere periode is meer aangewezen voor dit soort toepassing.

In dit hoofdstuk beschrijven we de resultaten van de neerslagsom over 24 uur. De som wordt telkens gegenereerd tussen 8u en 8u (lokale tijd), zodat de resultaten kunnen vergeleken worden met de waarnemingen in de klimatologische stations. Net zoals bij de maandelijkse validaties betreft het een totale periode van 5 jaar, van mei 2002 tot april 2007.

De validatie van de dagelijkse som is identiek aan de methode die gebruikt wordt voor de maandelijkse som. Een dag wordt enkel meegeteld in de statistieken indien het aantal stations waarvan de neerslagsom voor radar en pluviometer meer is dan 1mm, groter is dan 5. Net zoals bij de maandelijkse validaties, wordt een dag waarin meer dan 3% van de 5 minuten waarnemingen ontbreken, niet meegeteld in de statistieken. De verhouding van de radarsom R en pluviometersom G (R/G =radar/pluviometer) wordt elke dag bepaald voor elk station. Een dagelijkse gemiddelde verhouding voor alle stations wordt bepaald door een gemiddelde te maken van alle stations binnen de 120km van de radar.

Figuur 18 toont de resultaten voor de maand september 2005. In de bovenste grafiek vindt men het gemiddelde voor alle stations, van de radarsom en de pluviometersom

binnen 120km. In de onderste grafiek staan de dagelijkse radar/pluvio verhoudingen afgebeeld. We merken op dat de verhouding van de gemiddelde som van radar en pluviometer voor één dag niet hetzelfde is als de dagelijkse verhouding radar/pluvio, dewelke wordt gedefinieerd als het gemiddelde van de verhoudingen radar/pluvio van alle station binnen de 120km van de radar. De maand september 2005 toont een zeer grote veranderlijkheid van de dagelijkse verhouding radar/pluvio. De factor kan van dag tot dag zeer sterk wijzigen. Dit is bv. het geval voor 27 september met een waarde van 0.63 en 28 september met een waarde van 1.18. Dus een dag met een forse onderschatting door de radar kan gevolgd worden door een dag met een overschatting. De resultaten voor de 48 geanalyseerde maanden staan in bijlage B.

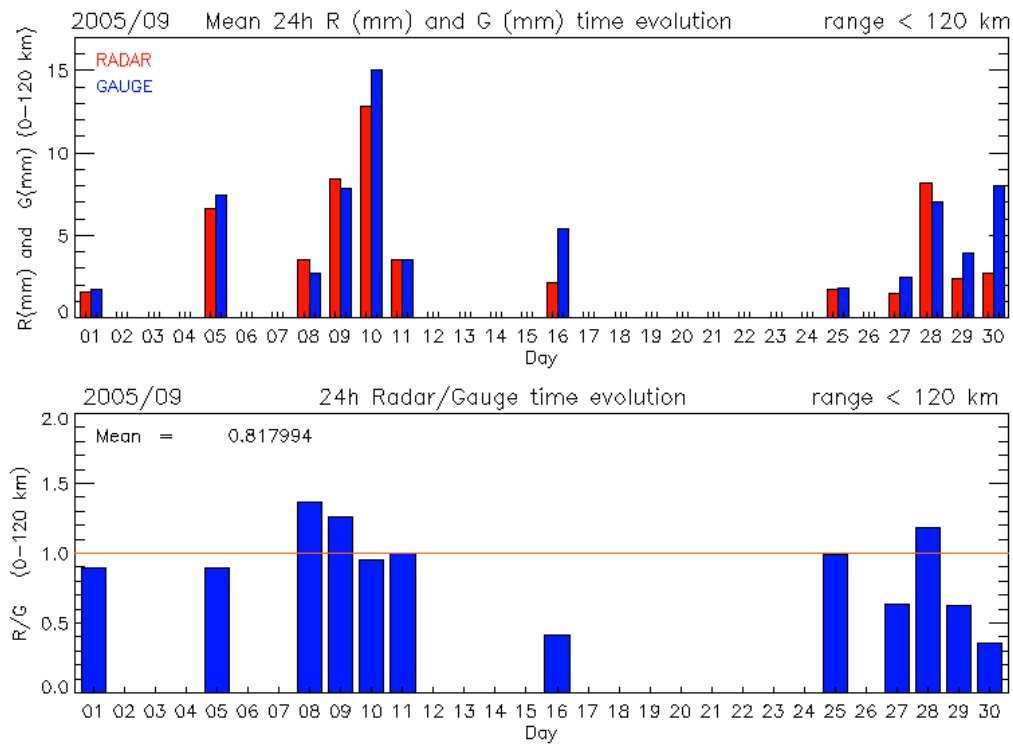


Fig. 18 : Resultaten van de dagelijkse validatie in de maand september 2005; bovenaan de gemiddelde som van radar en pluviometer voor de stations op minder dan 120 km van de radar; onderaan de dagelijkse verhouding radar/pluvio.

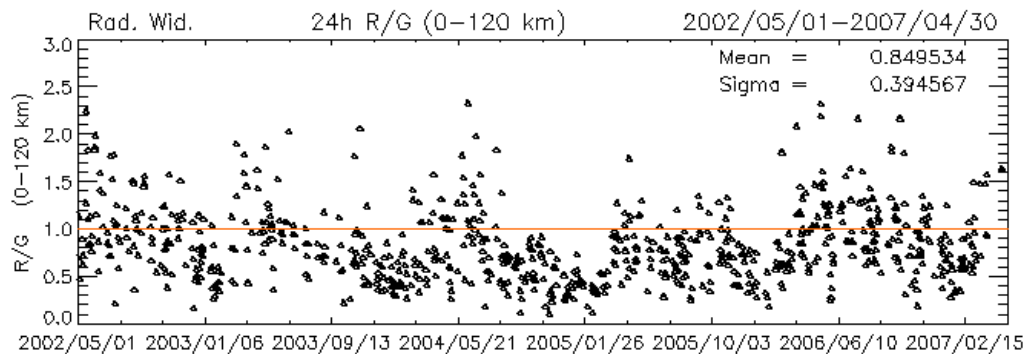


Fig.19 : Dagelijkse verhouding radar/pluvio voor de periode mei 2002 – april 2007.

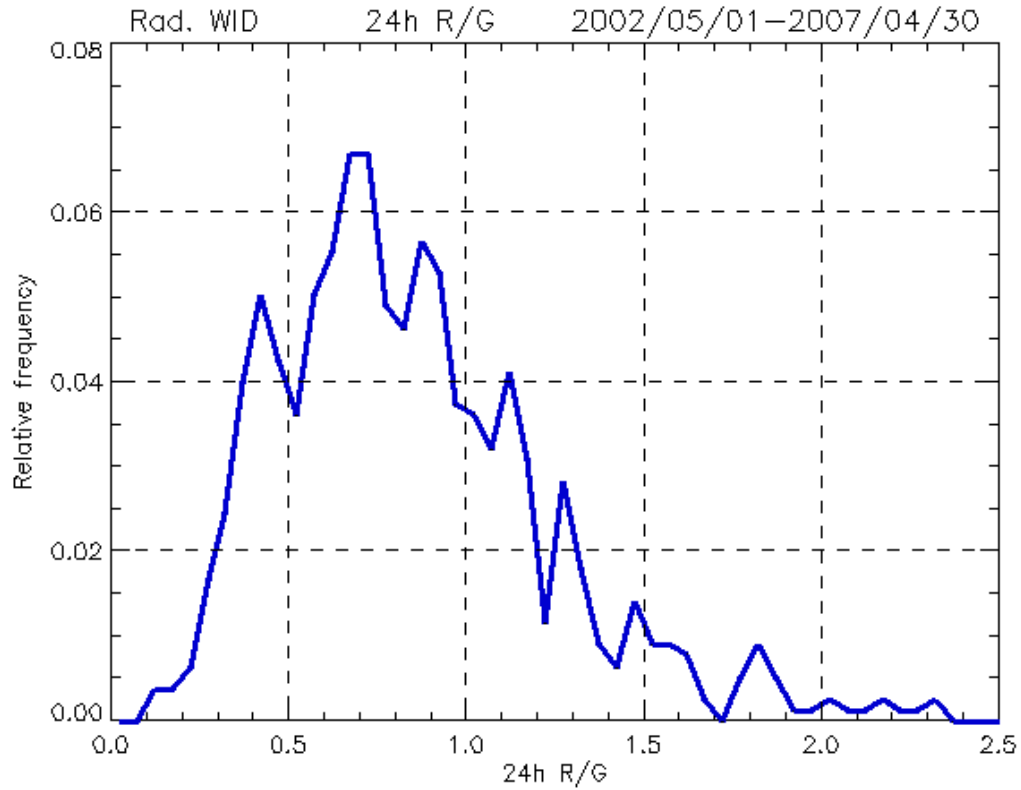


Fig. 20 : Relatieve verdeling van de dagelijkse verhoudingen radar/pluvio, over 5 jaar.

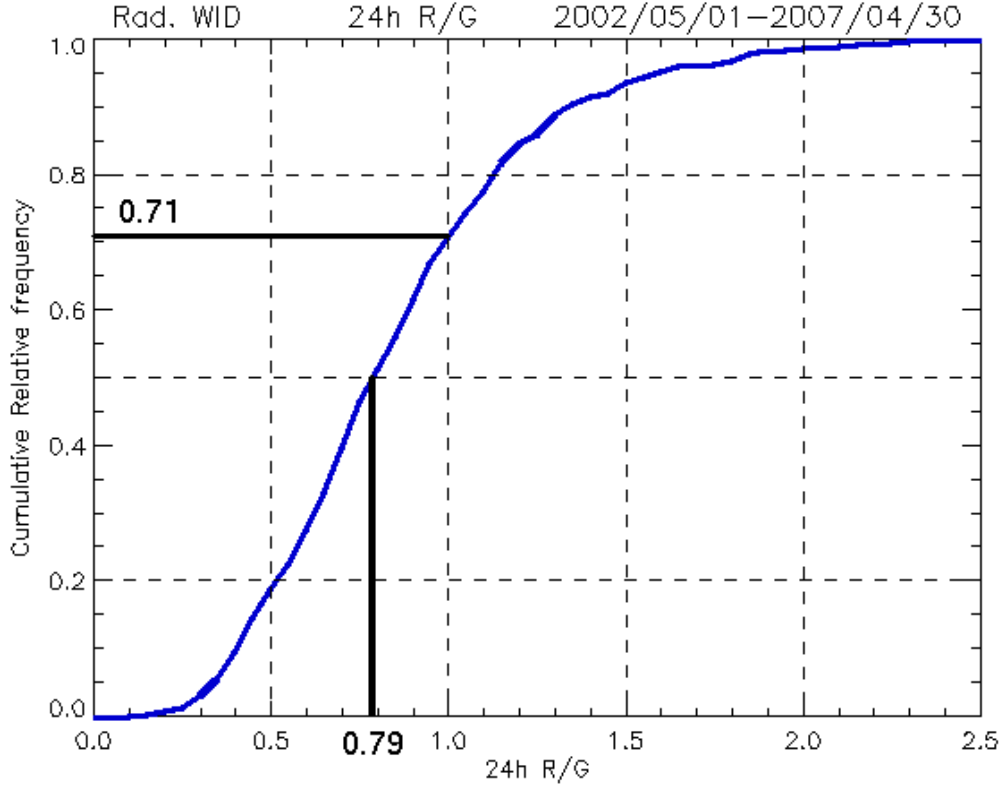


Fig 21 : Gesommeerde relatieve dagelijkse verhouding radar/pluvio, over 5 jaar.

Het verloop in de tijd van de dagelijkse verhoudingen radar/pluvio voor de periode mei 2002 – april 2007 wordt voorgesteld in Figuur 19. De relatieve verdeling van deze verhoudingen staat in grafiek van Figuur 20. Deze verdeling is gebaseerd op 601 dagen. De gesommeerde relatieve verdeling staat in de Figuur 21. Het is deze grafiek die het best aantoont welk de performantie van de radar van Wideumont is, voor wat betreft de schatting van de 24 u neerslagsom over de beschouwde periode.

Op basis van de verdeling van de dagelijkse verhoudingen radar/pluvio voor deze periode van 5 jaar en voor alle stations binnen een straal van 120km van de radar van Wideumont, kunnen we volgende besluiten trekken :

- Gemiddeld is de verhouding radar/pluvio 0.85, wat een onderschatting van 15% betekent.
- De centrale waarde van de verdeling is 0.79. Dit betekent dat de helft van de dagelijkse verhoudingen radar/pluvio kleiner zijn dan 0.79 en de andere helft groter is dan 0.79.
- De radar heeft in 71% van de dagen de neerslag onderschat. Voor 19% van de dagen is de verhouding lager dan 0.5. Het aantal dagen dat de radar een overschatting doet met minstens een factor 2 is slechts 1%.
- We zien een grote veranderlijkheid in de dagelijkse radar/pluvio verhoudingen. De typische spreiding is 0.39. De verhouding radar/pluvio kan van dag tot dag zeer sterk veranderen.

Het type van neerslag wordt in dit rapport niet in detail bestudeerd, maar het is duidelijk dat het de dagelijkse som van neerslag sterk kan beïnvloeden. Zoals we reeds opmerkten bij de maandelijkse validatie, is de tendens tot onderschatting meer uitgesproken in de winter. Stratiforme neerslag, die gegenereerd wordt op lage hoogte, wordt over het algemeen minder goed gedetecteerd door de radar, dit in tegenstelling tot convectieve neerslag dewelke een uitgesproken verticale spreiding heeft. Aangezien vele foutenbronnen de radarmetingen beïnvloeden, is het onmogelijk om een algemene regel op te stellen die in alle gevallen een correctie zou toelaten.

6 Besluiten en vooruitzichten

In dit rapport werd de algemene werking en het meetprincipe van een meteoradar beschreven. Een radar laat toe om neerslag te meten in reële tijd, over een groot gebied en met een goede ruimtelijke en tijdsresolutie. Anderzijds zijn de radarmetingen wel minder precies dan de metingen met pluviometers. We hebben daarna een opsomming gegeven van de mogelijke foutenbronnen, dewelke de neerslagmetingen via radar kunnen beïnvloeden. Bepaalde fouten beïnvloeden de reflectiviteitsmetingen en andere beïnvloeden de neerslagschattingen die worden afgeleid uit reflectiviteitsmetingen op een zekere hoogte. Uiteindelijk zijn er ook nog een aantal fouten die voortkomen uit het feit dat een radar geen continue meting doet, maar wel een tijdgebonden bemonstering (om de 5 minuten voor de radar van Wideumont).

De validatie van de dagelijkse en maandelijkse som van neerslagmetingen van de radar te Wideumont werd uitgevoerd over een periode van vijf jaar. De resultaten tonen aan dat de radar een tendens heeft om de neerslag te onderschatten. Voor alle stations die op minder dan 120 km van de radar liggen, is de maandelijkse en dagelijkse som resp. 22% en 15% onderschat. De radar onderschat de neerslag in 71% van de dagen. Voor 19% van de dagen, is de verhouding radar/pluviometer kleiner dan 0.5. De kwaliteit van de resultaten hangt sterk af van het type neerslag, zoals stratiforme neerslag - gegenereerd op lage hoogte - tegenover convectieve neerslag die samengaat met onweders. De kwaliteit van de meetresultaten wordt afgenomen met de afstand tot de radar, en dat vooral voor stratiforme neerslag tijdens de wintermaanden. Het effectief bereik voor kwantitatieve gegevens is 80 à 120 km in de winter en 160 à 200 km in de zomer. We zien ook een grote variatie in de tijd voor de verhouding radar/pluviometer, zelfs over korte tijdsintervallen. Een dag met een grote onderschatting kan worden opgevolgd door een dag met een grote overschatting. Dit effect maakt het zeer moeilijk om een correctie toe te passen die gebaseerd is op de meetresultaten van de vorige dagen.

Momenteel worden er vele inspanningen gedaan om de radarmetingen te verbeteren. De klassieke methode bestaat erin om de radarmetingen te corrigeren aan de hand van metingen afkomstig van pluviometers aan de grond. Deze manier van corrigeren, dus via pluviometers (in het engels, gauge adjustment), kan op meerdere manieren worden geïmplementeerd, en dit afhankelijk van de ruimtelijke en tijdsresolutie die men toepast. Dergelijke eenvoudige en robuuste procedure werd onlangs ingevoerd op het KMI, om de 24 u neerslagsom te corrigeren (Delobbe et al., 2006). De correctiefactor is afhankelijk van de afstand tot de radar. De factor wordt berekend aan de hand van de 24 u som van de radar en de metingen in 90 automatische weerstations van het pluviometernetwerk van het MET/DGVH. De correctie van de som tussen 8 u en 8 u wordt elke ochtend uitgevoerd, zodra de MET/DGVH pluviometergegevens in de database van het KMI verwerkt zijn. De resultaten van deze correctie worden momenteel geëvalueerd.

Het meest recente onderzoek toont aan dat één van de belangrijkste foutbronnen het gevolg is van het niet uniform zijn van de verticale reflectiviteitsprofielen (VPR). Een radar meet nu eenmaal op een zekere hoogte en niet aan de grond. In de literatuur worden meerder algorithmen beschreven die dit fenomeen kunnen corrigeren. Het idee bestaat erin om op één of andere manier de vorm van de VPR te schatten en deze

informatie te gebruiken om de reflectiviteit te extrapoleren vanuit de hoogte naar het oppervlak. Net zoals bij de pluviometercorrectie stelt zich ook hier de vraag welke ruimtelijke en tijdsresolutie geschikt zijn voor dergelijke correctie. Recent werd hiervoor een onderzoeksproject opgestart aan het KMI. De vraag is dus met welke methode we de beste correctie kunnen bekomen van de VPR profielen, en dat gebruikmakend van de reflectiviteit volumedata en voor data afkomstig van een regionaal numeriek voorspellingmodel. Het gelijktijdig gebruik van waarnemingssystemen en van modelgegevens is zeker één van de meest belovende werkmethode voor de komende jaren.

Referenties

Chumchean, S., A. Sharma, and A. Seed, 2006. An integrated approach to error correction for real-time radar-rainfall estimation, *J. Atmos. Oceanic. Technol.*, **23**, 67-79.

Collier, C.G., 1996: Applications of weather radar systems. A guide to uses of radar data in meteorology and hydrology, Praxis Publishers, John Wiley & Sons Ltd, Chichester/London, 390 pp.

Delobbe L. and I. Holleman, 2006. Uncertainties in radar echo top heights used for hail detection, *Meteor. Appl.*, in press.

Delobbe, L, D. Dehem, P. Dierickx, E. Roulin, M. Thunus, and C. Tricot, 2006. Combined use of radar and gauge observations for hydrological applications in the Walloon region of Belgium. Preprints, Fourth European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology, Barcelona, Spain.

Doviak, R.J. and D.S. Zrnic, 1993. *Doppler radar and weather observations*. Academic press, 2nd edition, 562 pp.

Fabry, F., A. Bellon, M.R. Duncan, and G.L. Austin, 1994 : High resolution rainfall measurements by radar for very small basins : the sampling problem re-examined. *J. Hydrol.*, **161**, 415-428.

Jordan, P., A. Seed, and G. Austin, 2000. Sampling errors in radar estimates of rainfall. *J. Geophys. Res.*, **105** (D2), 2247-2257.

Joss, J. and A. Waldvogel, 1990. Precipitation measurements and hydrology: A review, in *Radar Meteorology*, edited by D. Atlas, chap 29a, pp. 577-606, Am. Meteorol. Soc, Boston, Mass.

Marshall, J.S., and W. McK, Palmer, 1948. The distribution of rain drops with size. *J. Meteorol.*, **5**, 165-166.

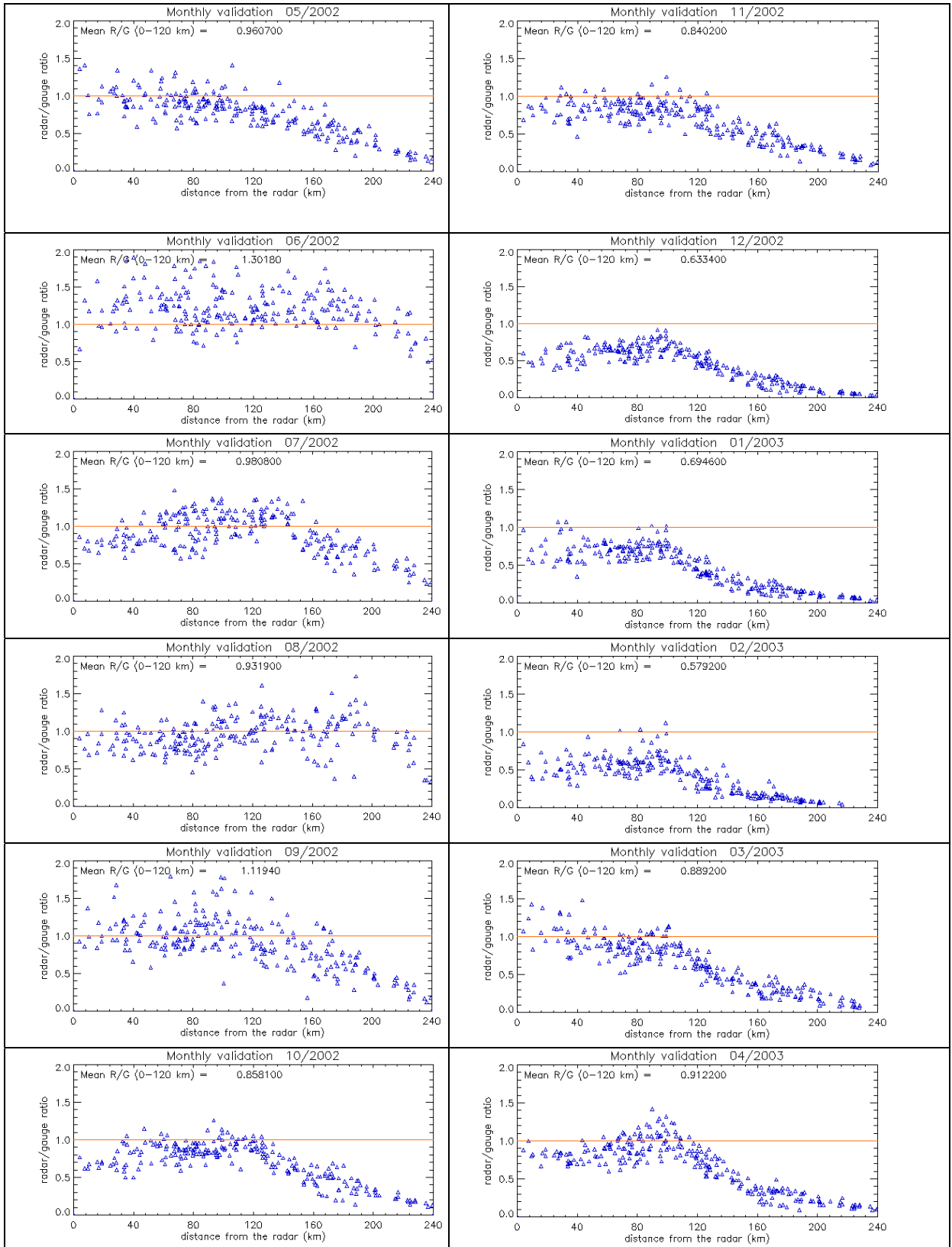
Mittermaier, M.P., R.J. Hogan, and A.J. Illingworth, 2004. Using mesoscale model winds for correcting wind-drift errors in radar estimates of surface rainfall. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **130**, 1-20.

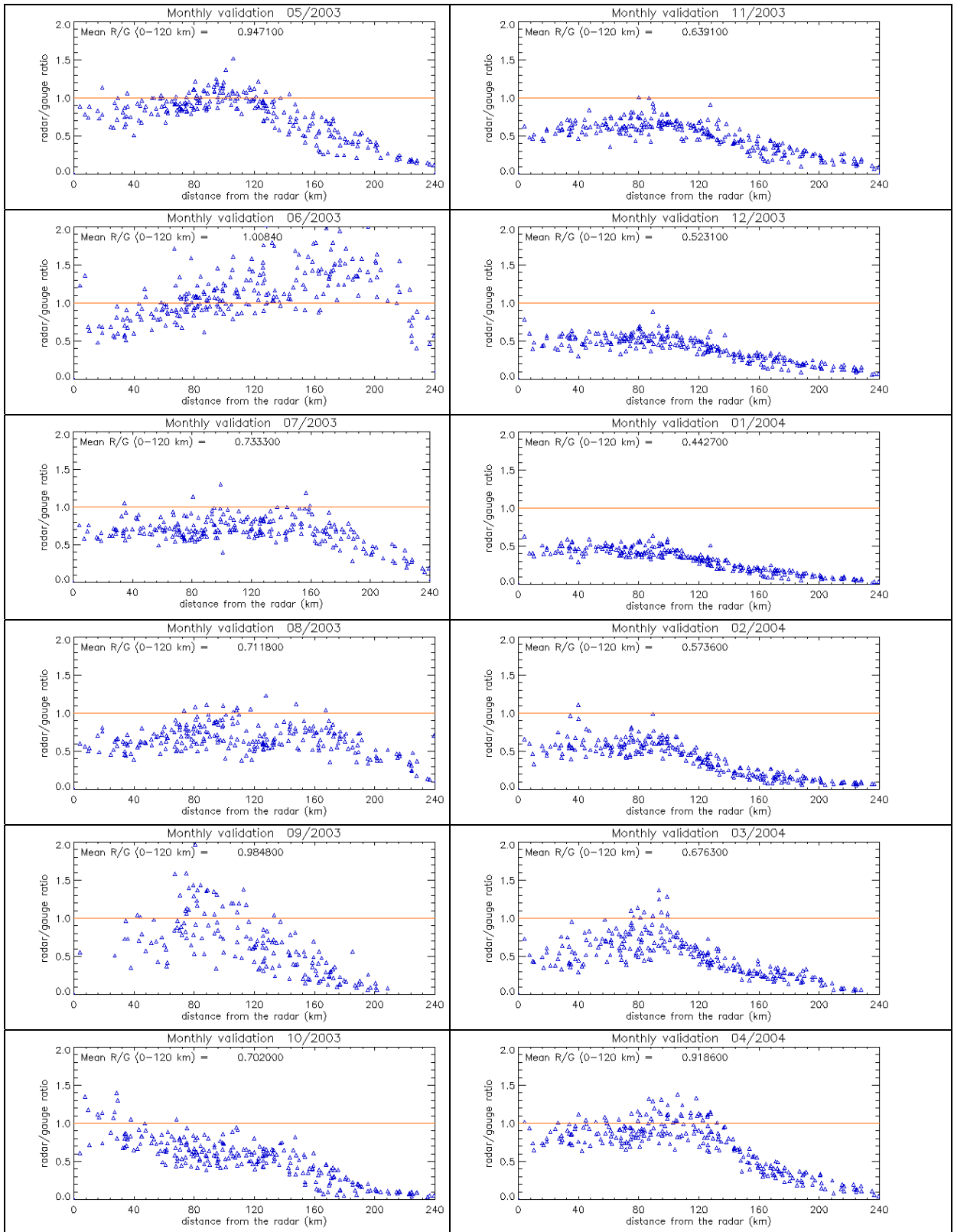
Meischner, P. (Ed.), 2003. *Weather radar: Principles and Advanced Applications*. Springer monograph series "Physics of Earth and Space Environment", 337 pp.

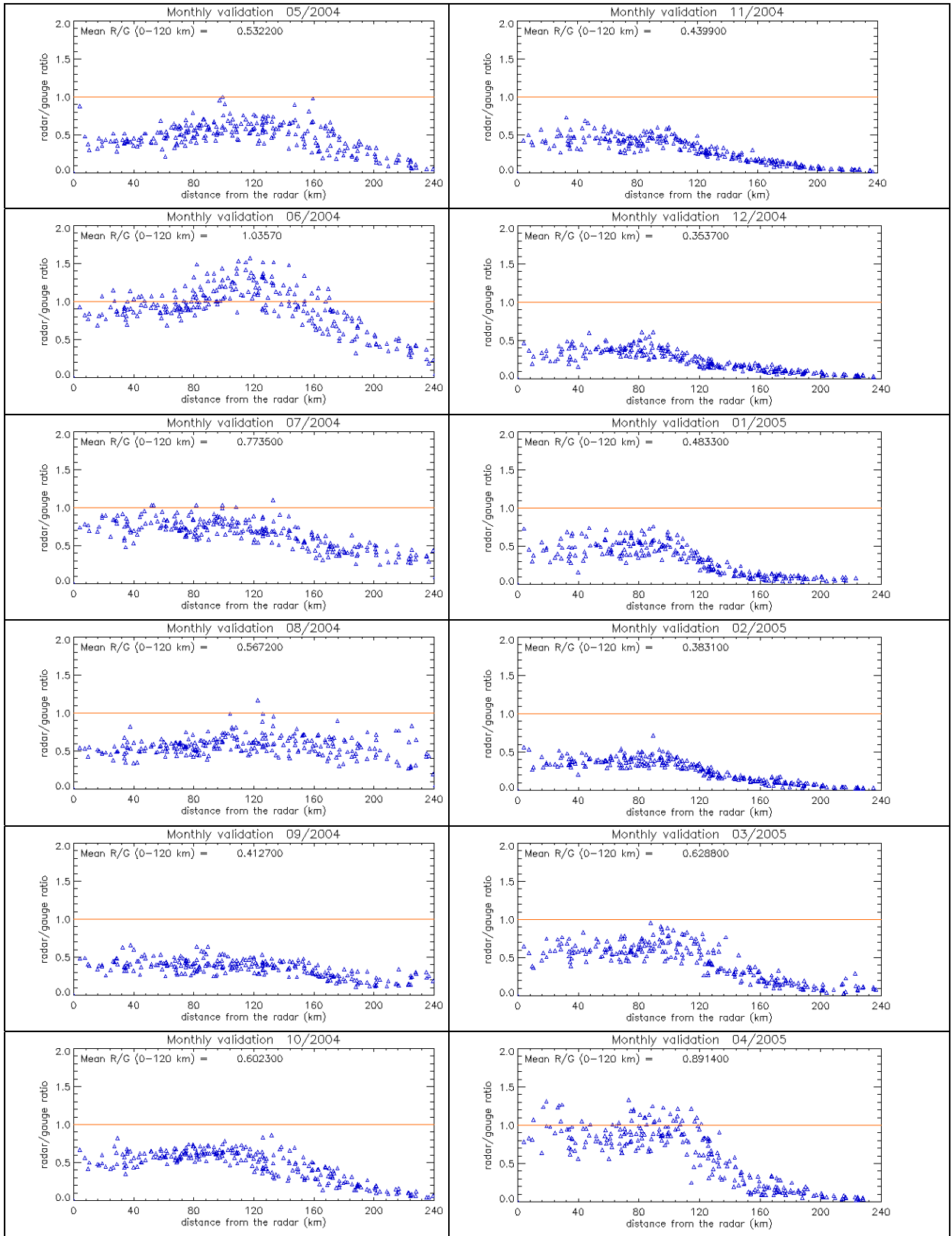
Parent du Château, J., 2003. Aramis, le réseau français de radars pour la surveillance des précipitations, *La Météorologie*, **40**, 44-52.

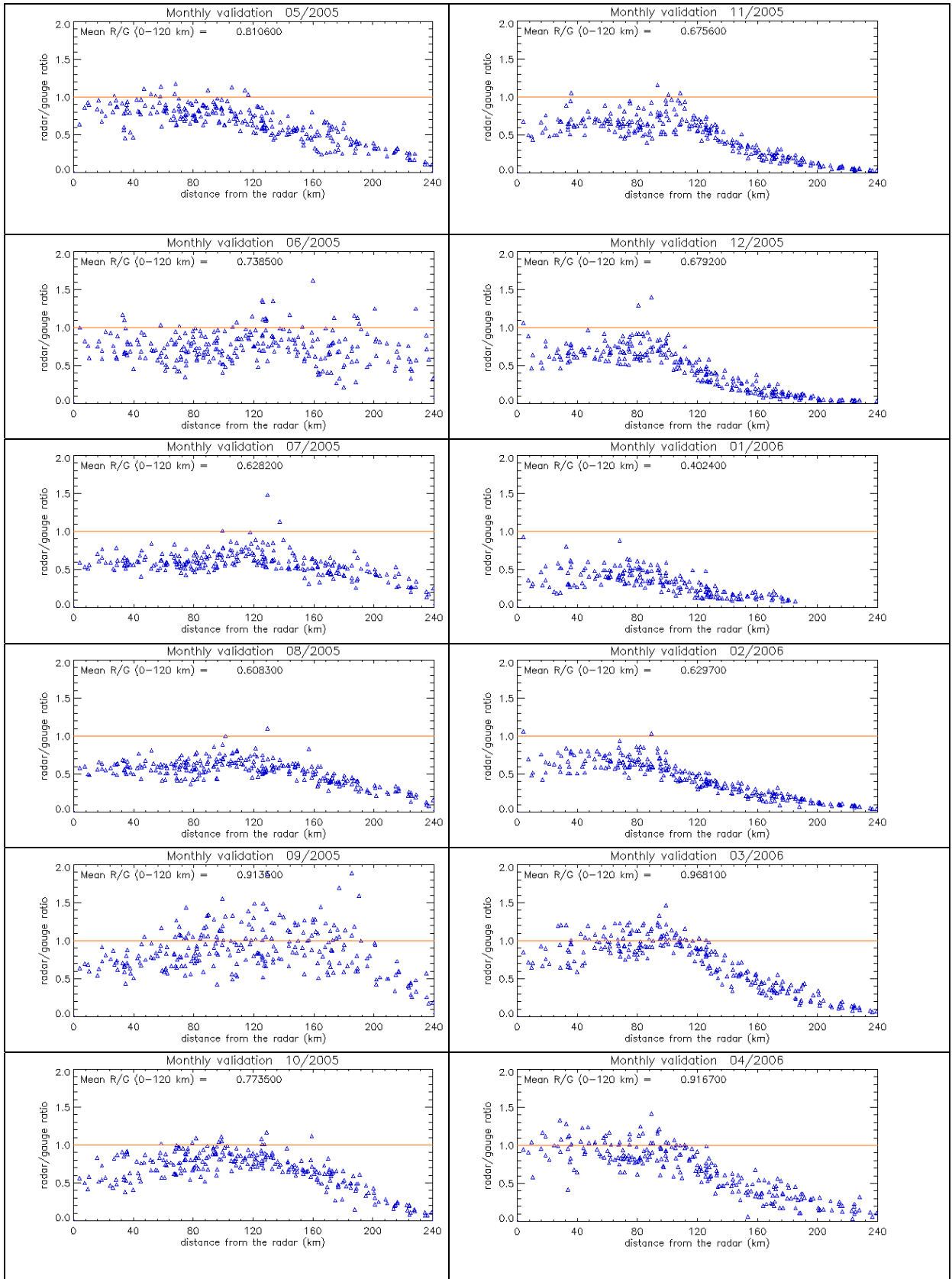
Steiner, M., J.A. Smith, S.J. Burges, C.V. Alonso, and R.W. Darden, 1999. Effect of bias adjustment and rain gauge data quality control on radar rainfall estimation. *Water Resou. Res.*, **35**, 2487-2503.

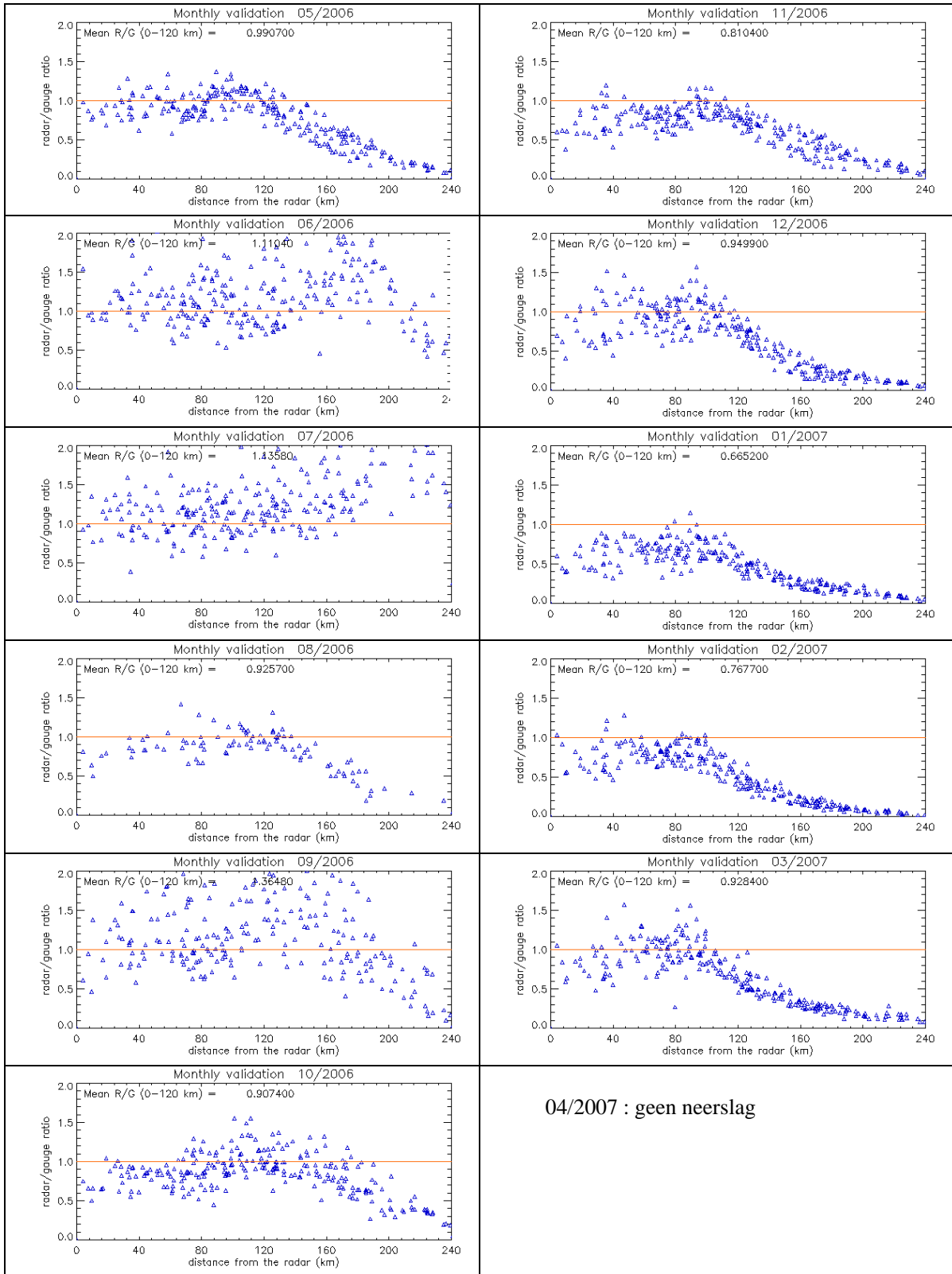
BIJLAGE A: Maandelijks evaluatiefactor (verhouding maandelijks som van radar en pluvio) in functie van de afstand en voor de periode mei 2002 – april 2004.





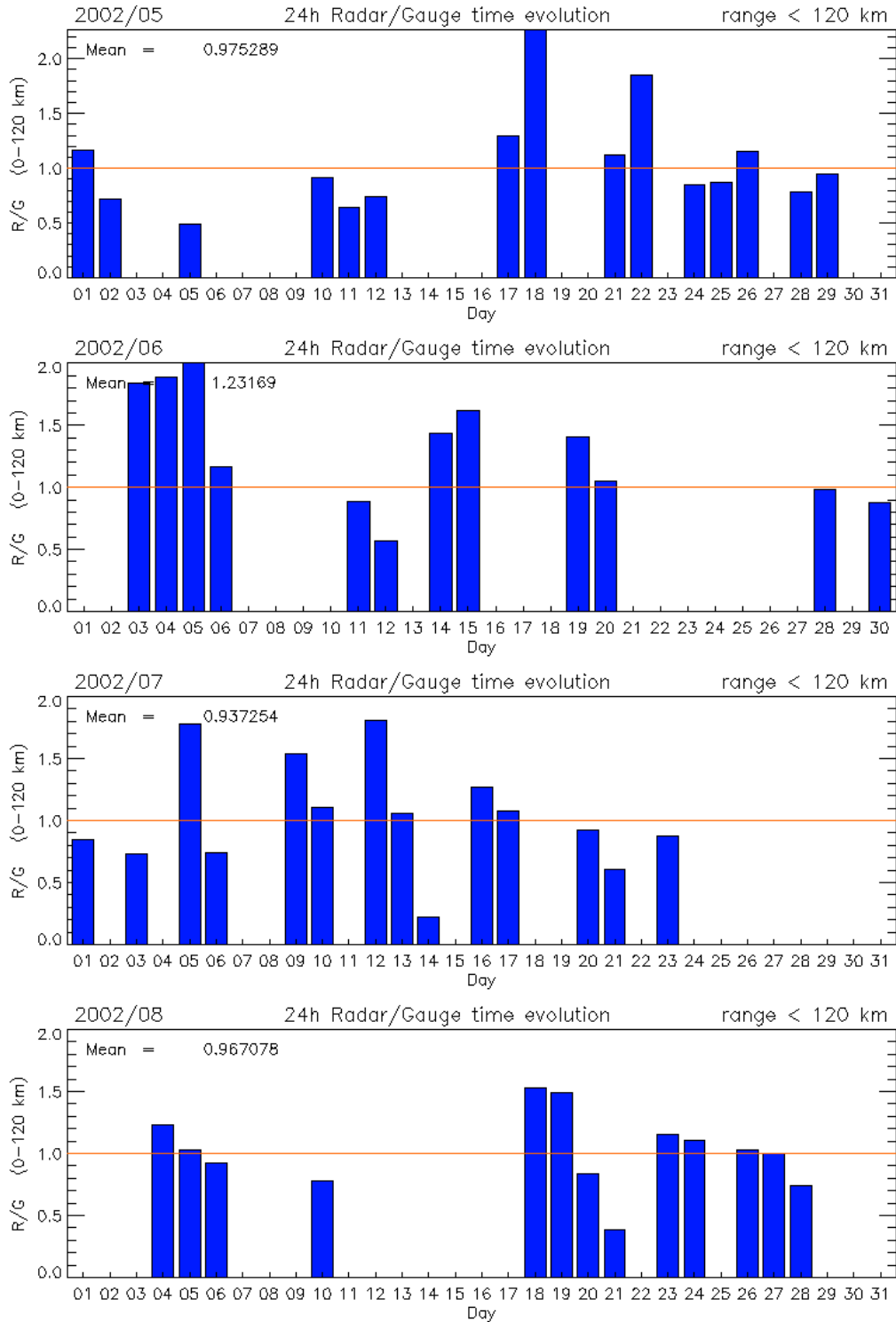


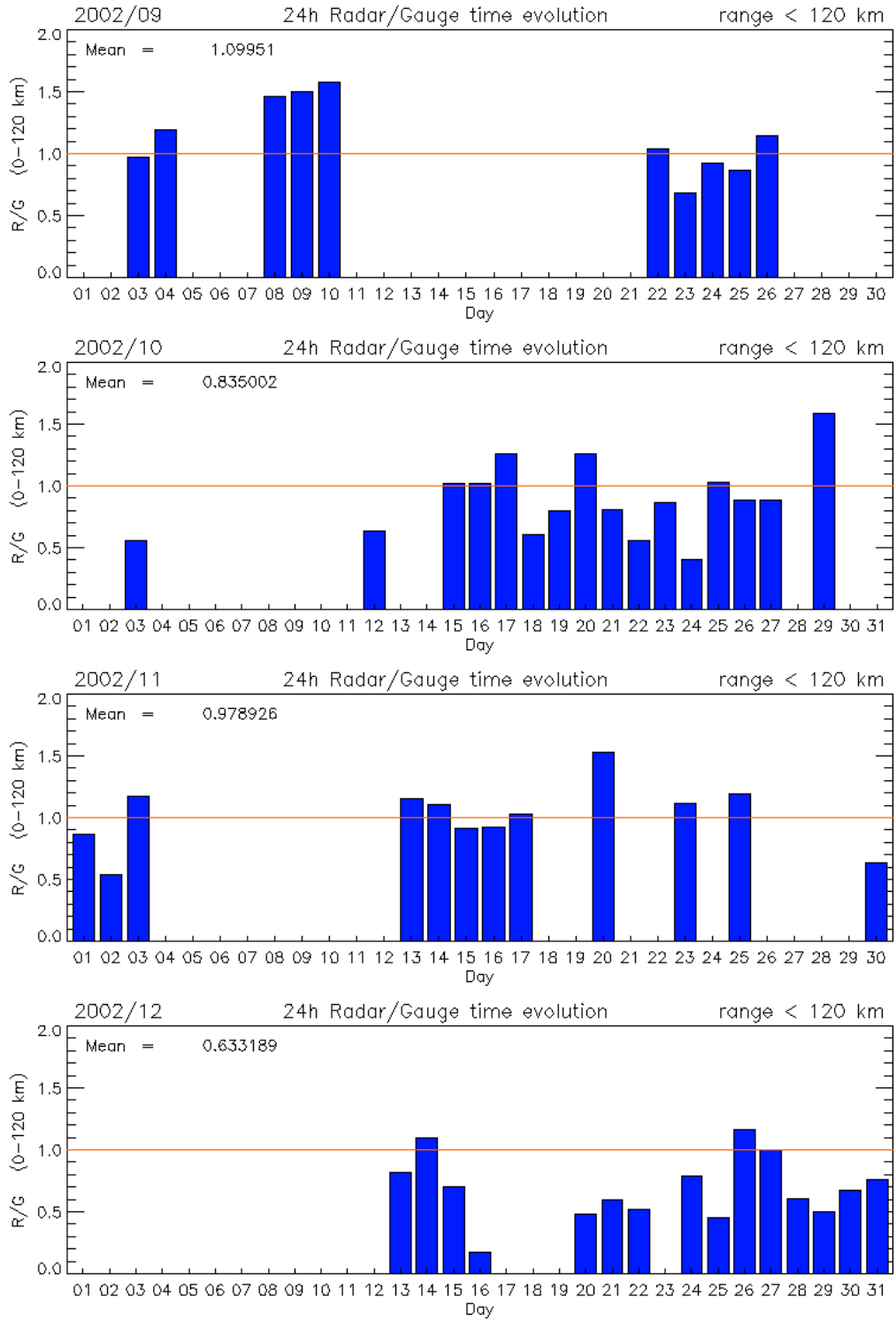


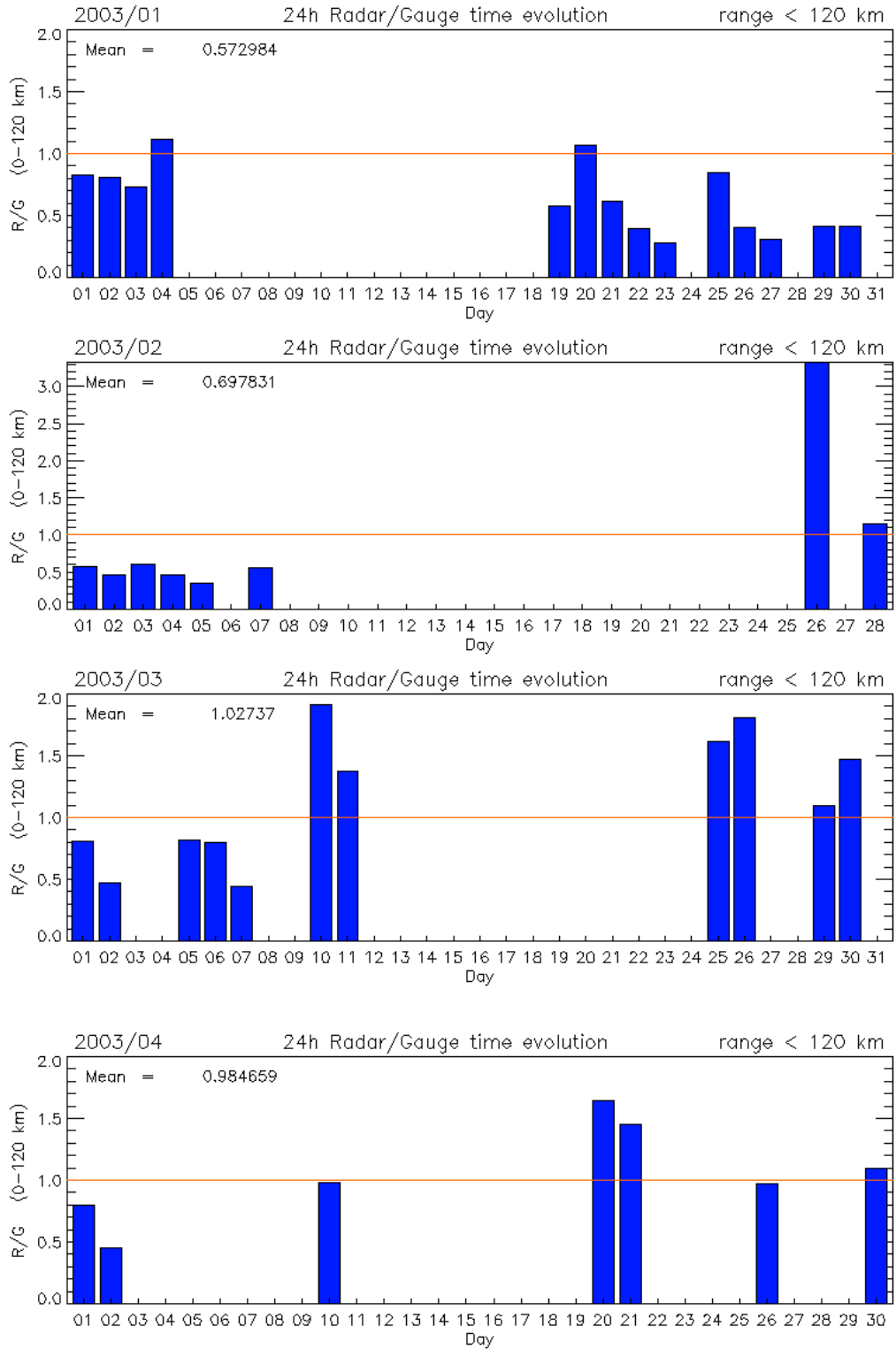


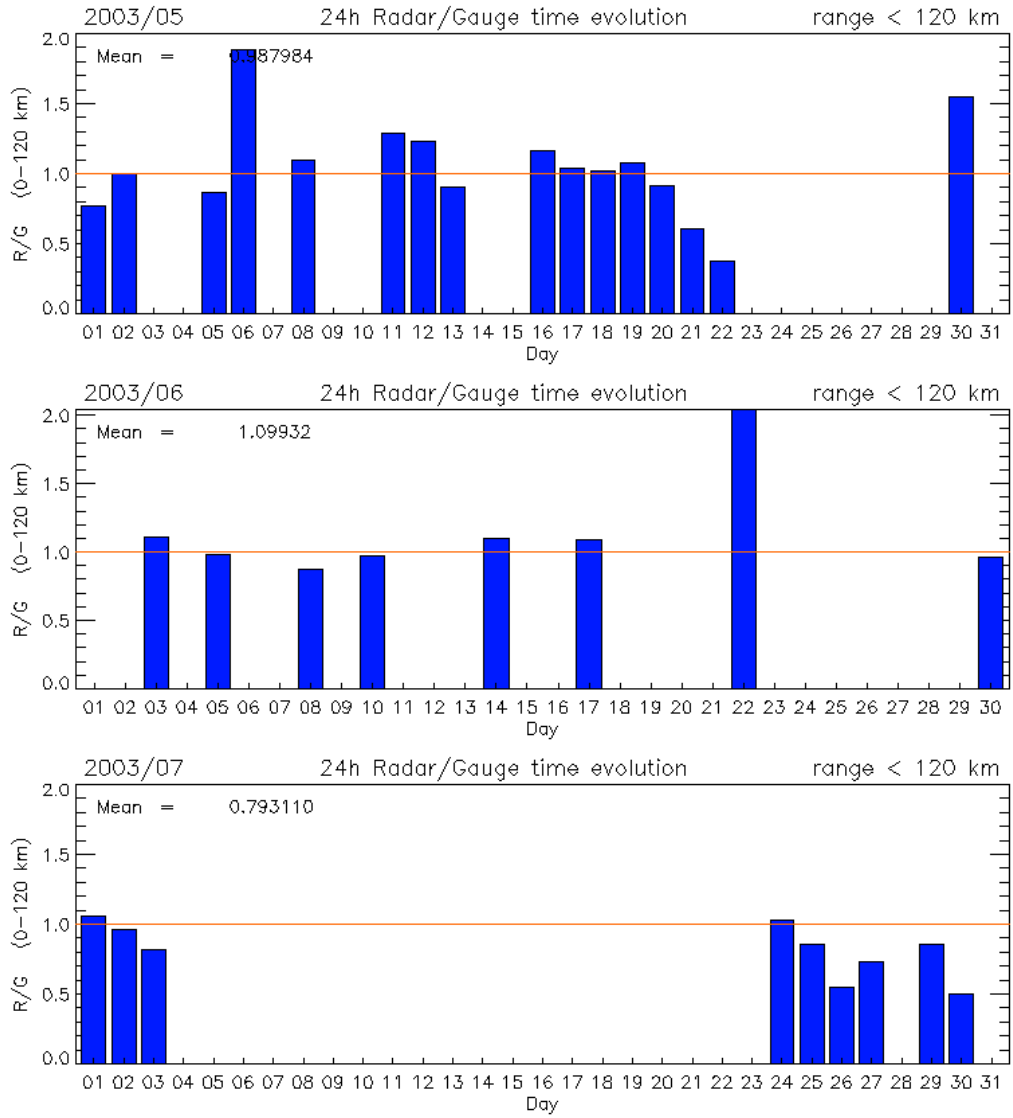
Bijlage B

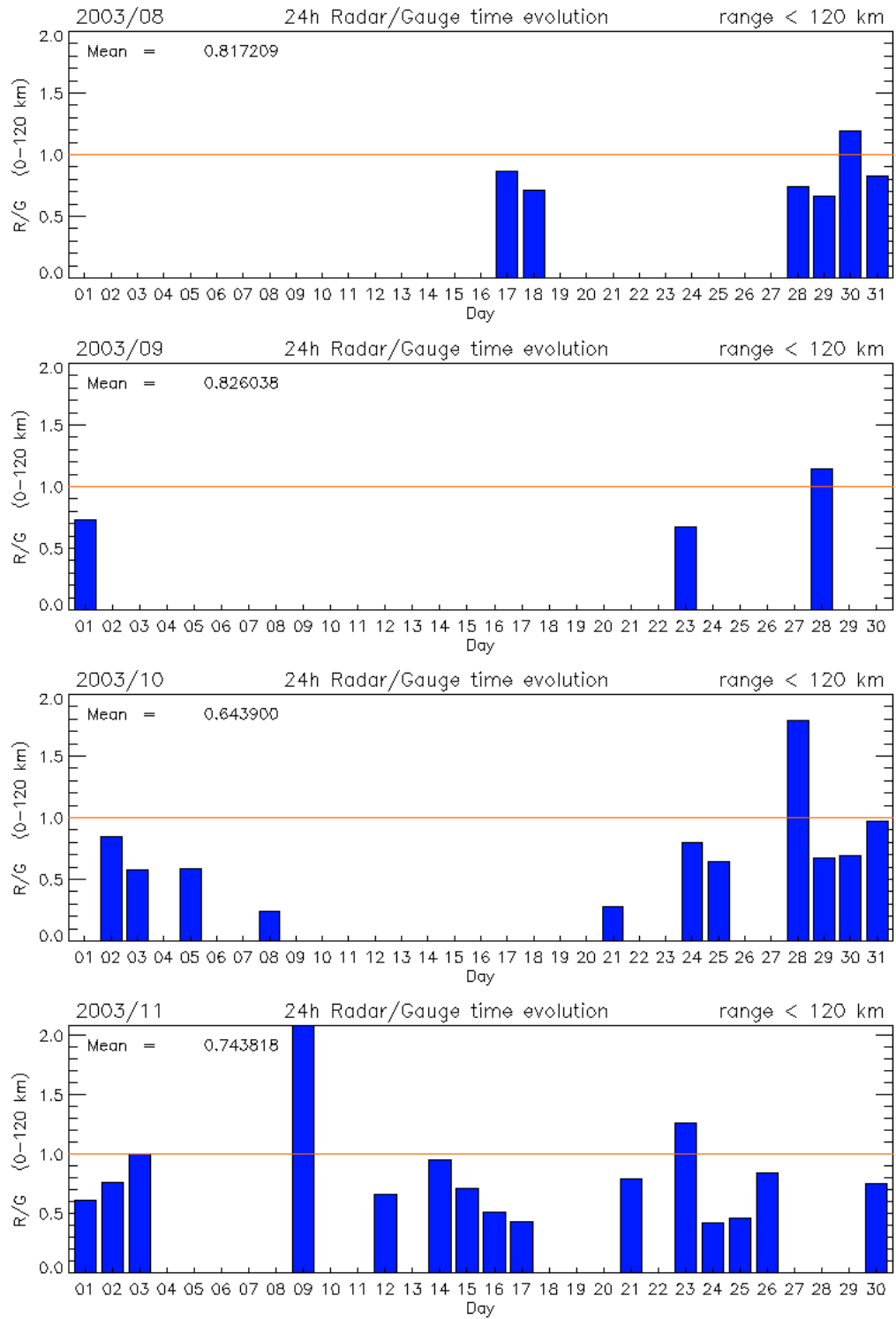
Dagelijkse verhouding radar/pluviometer voor de periode mei 2002 – april 2007. Elke grafiek toont de evolutie van een maand.

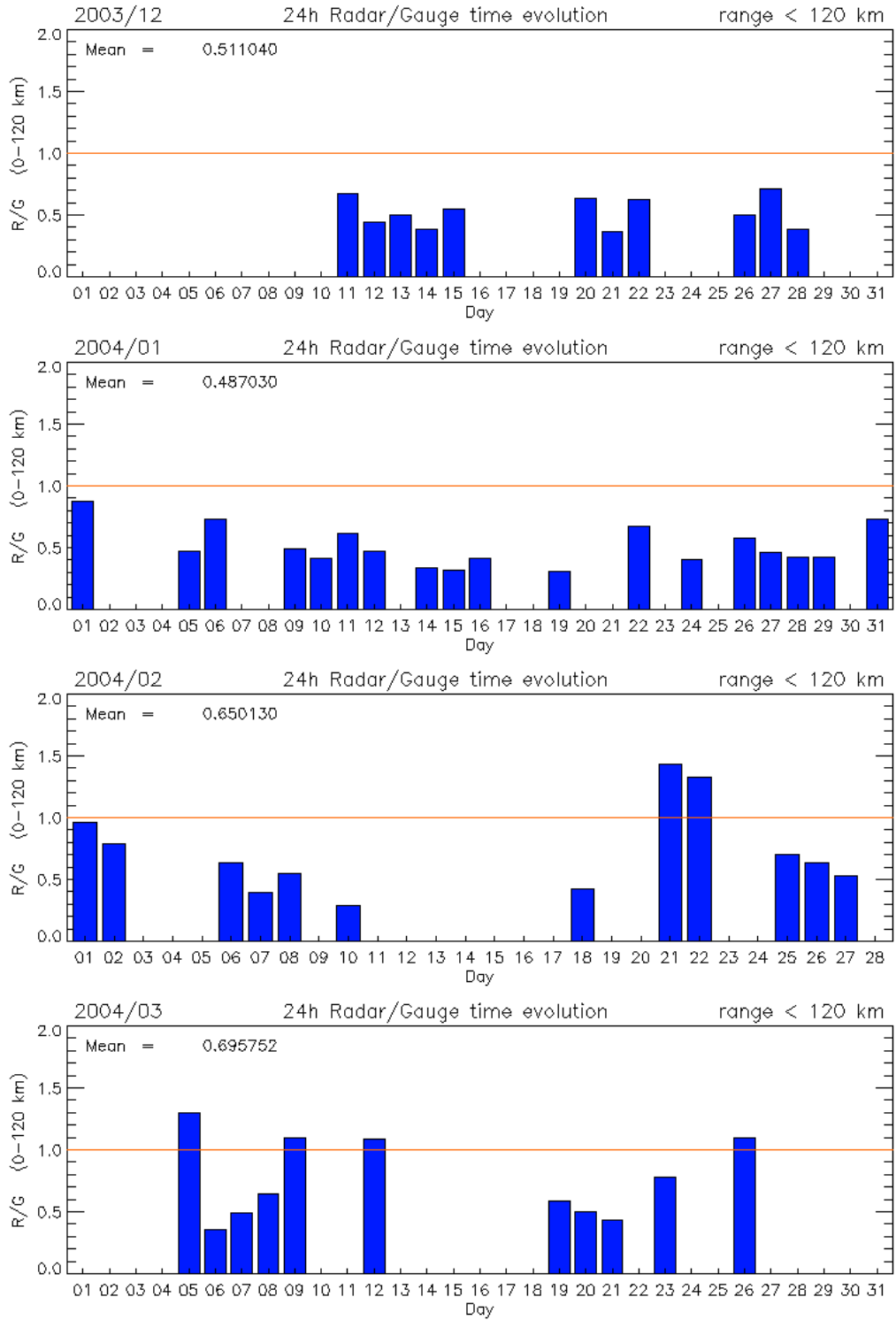


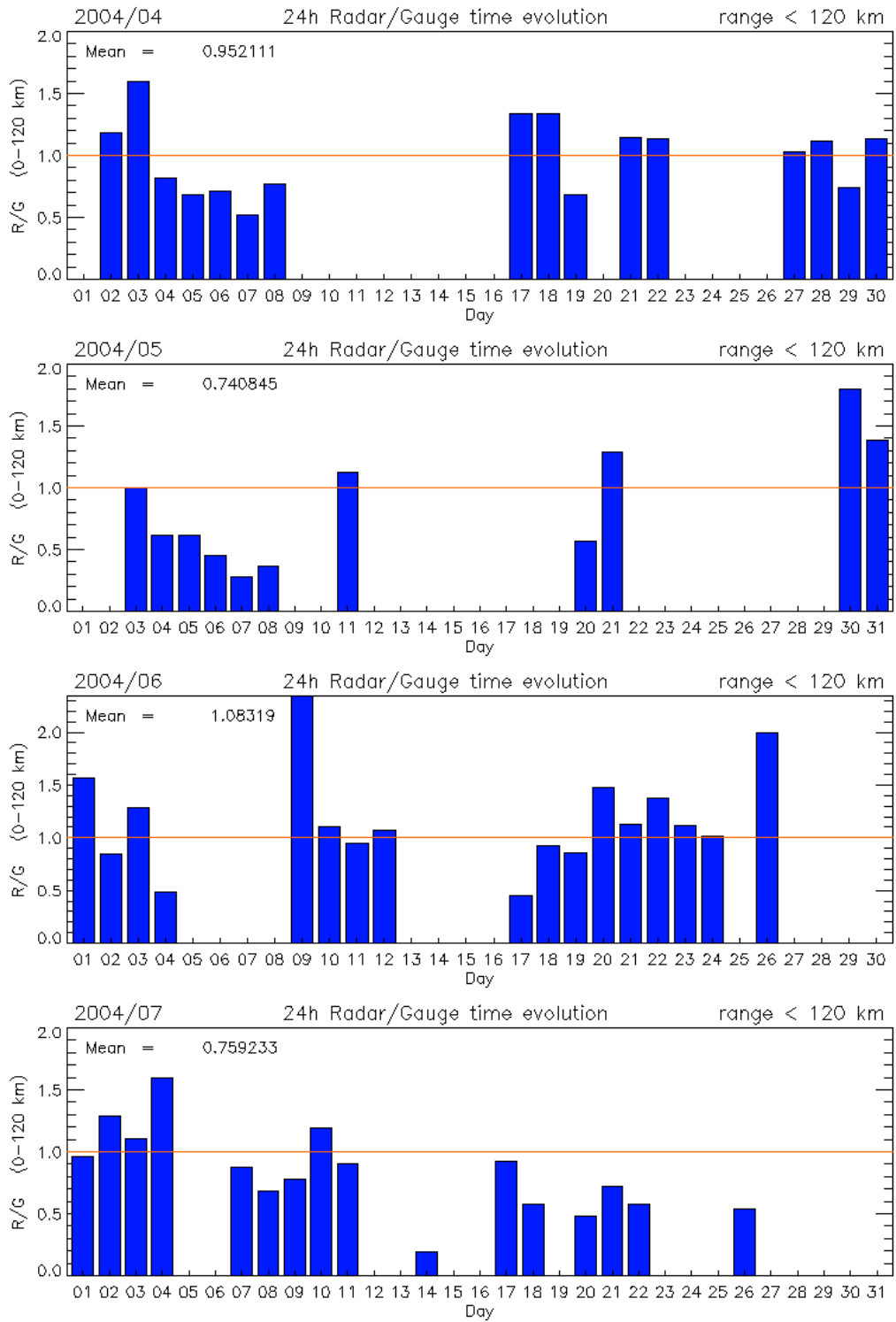


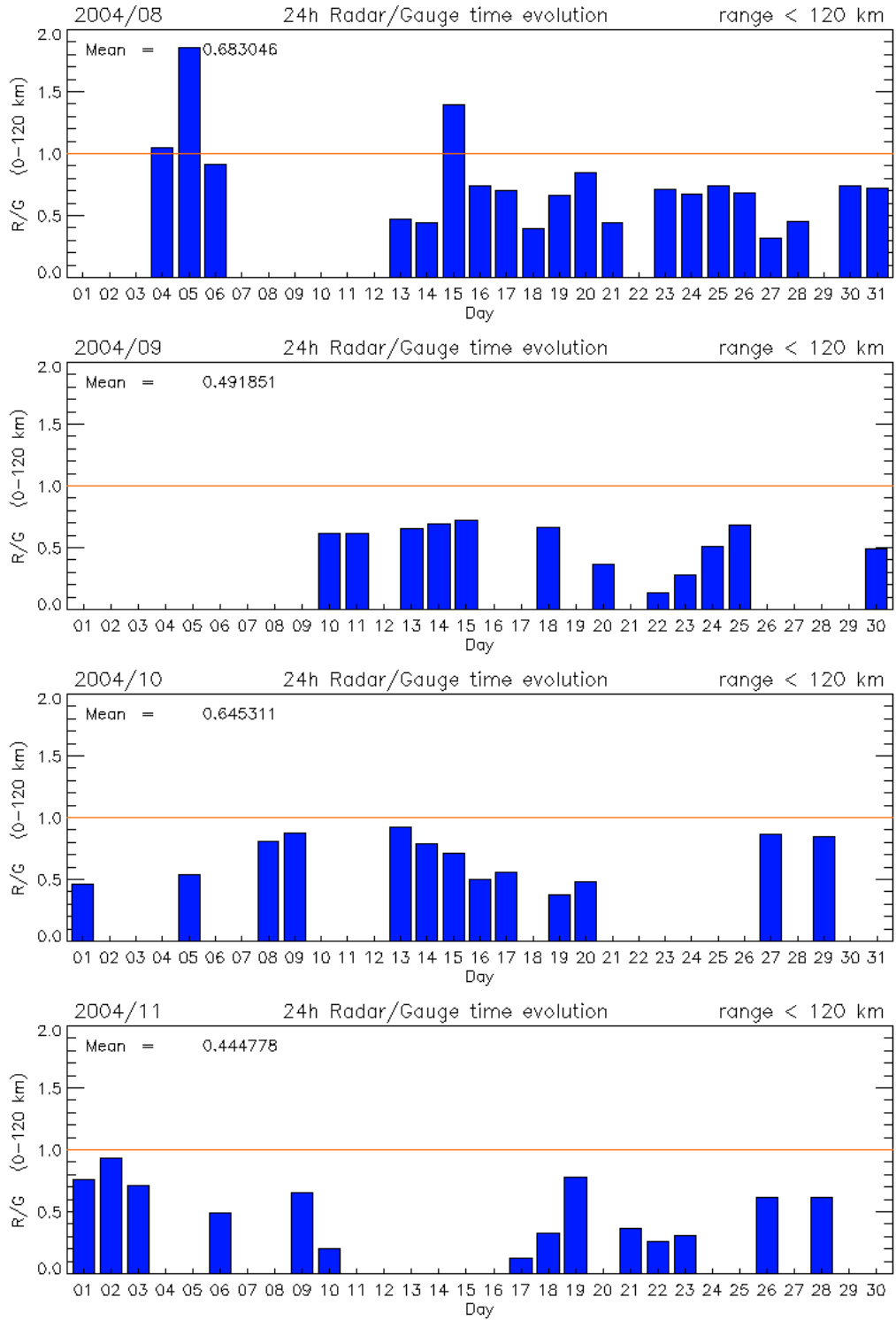


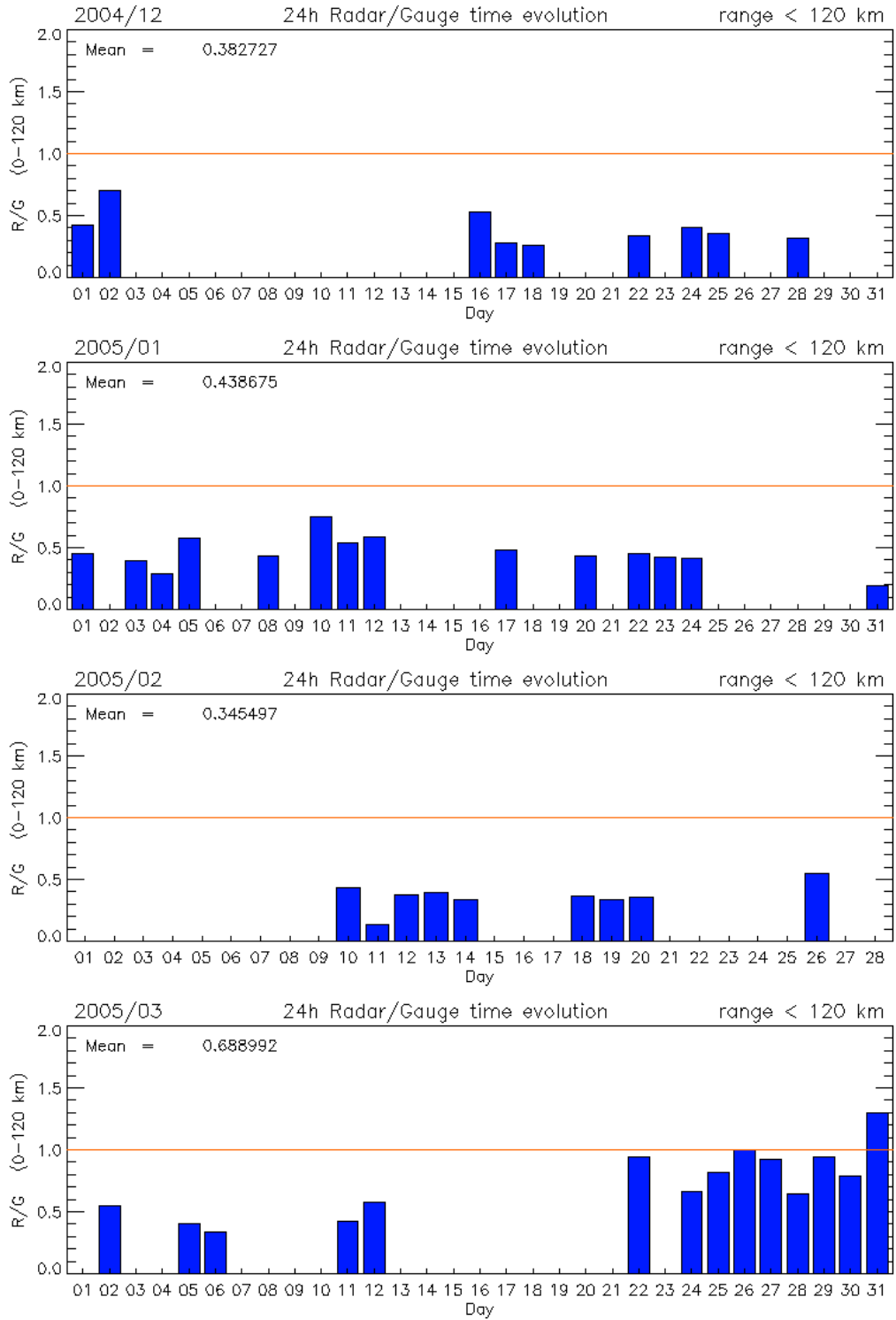


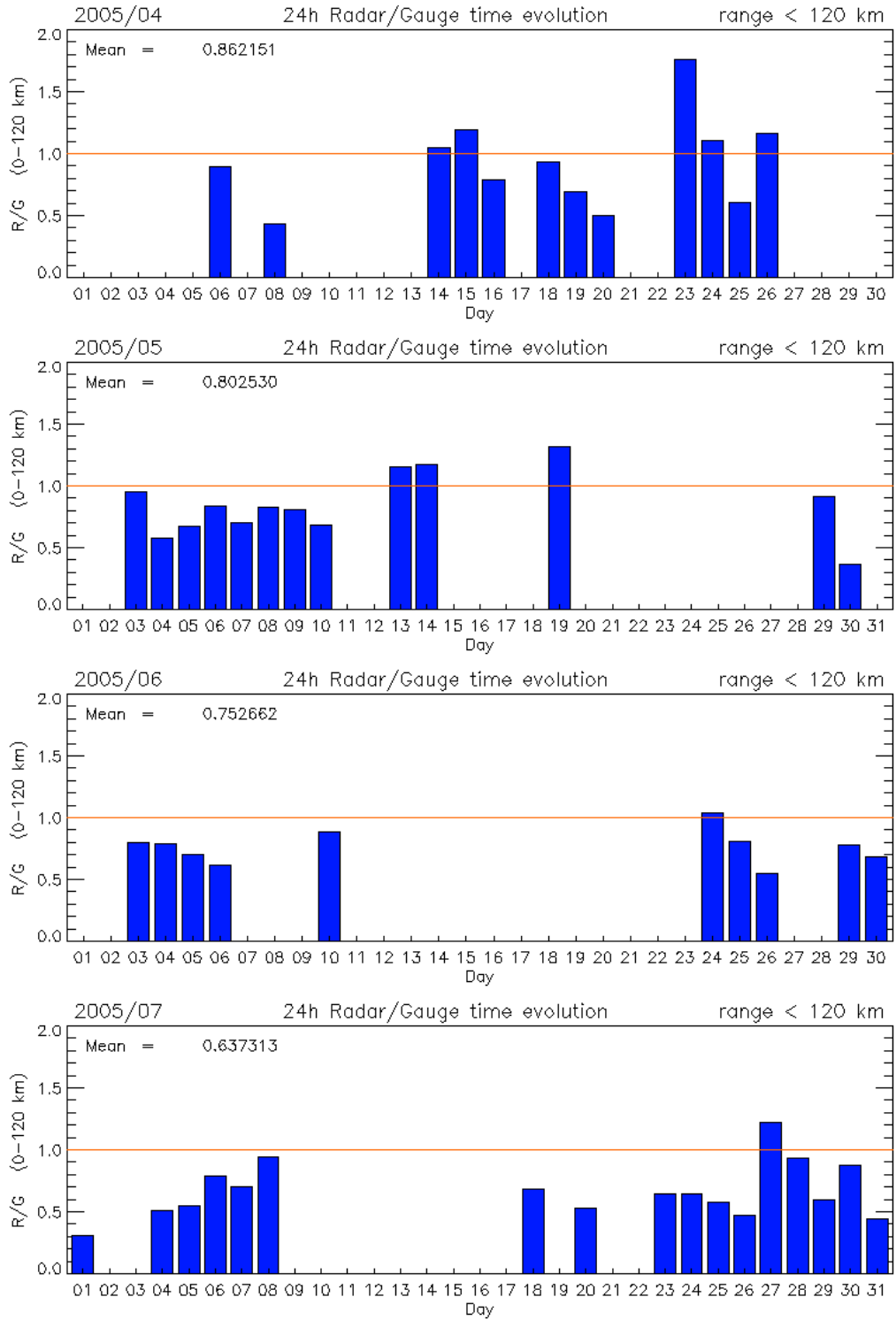


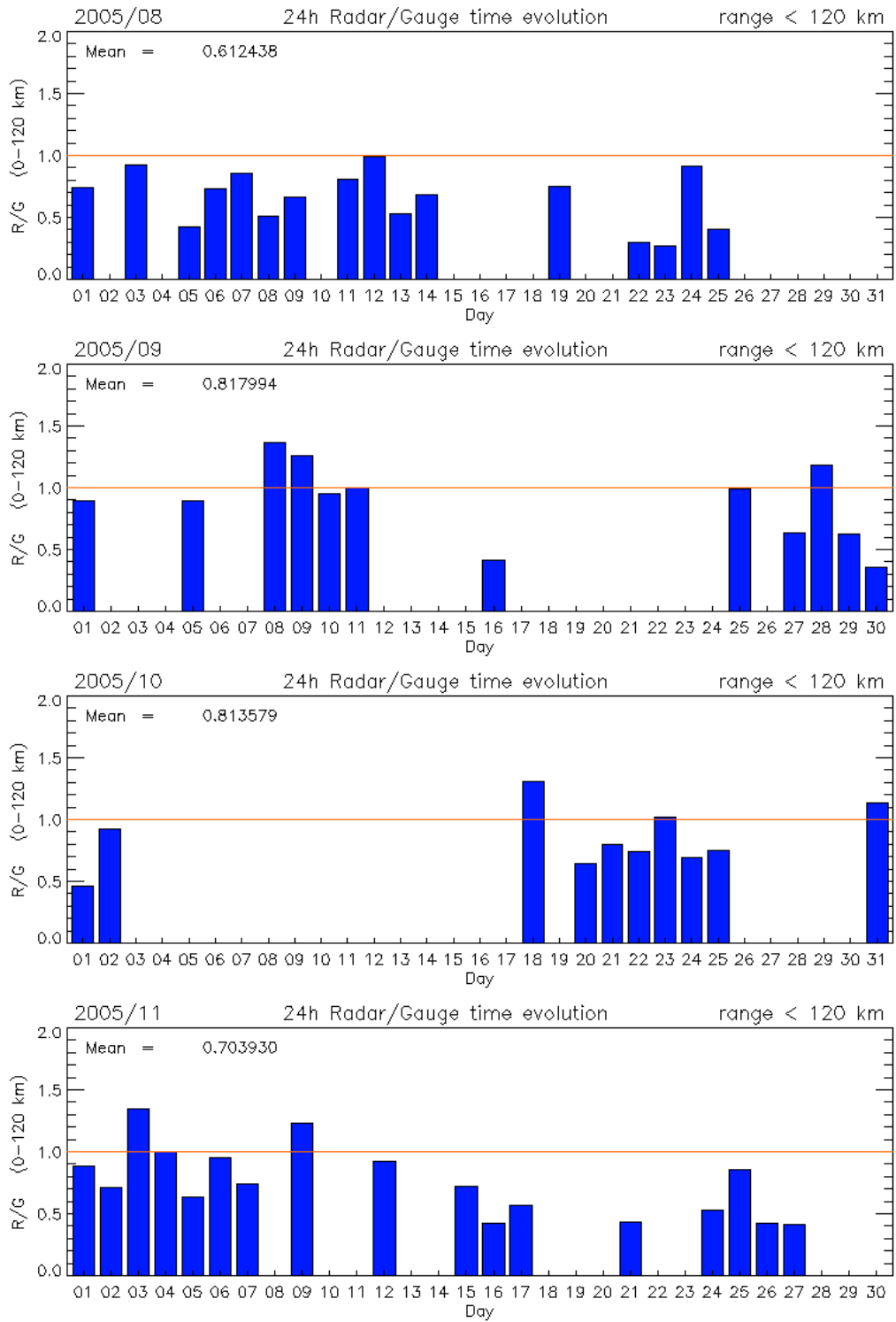


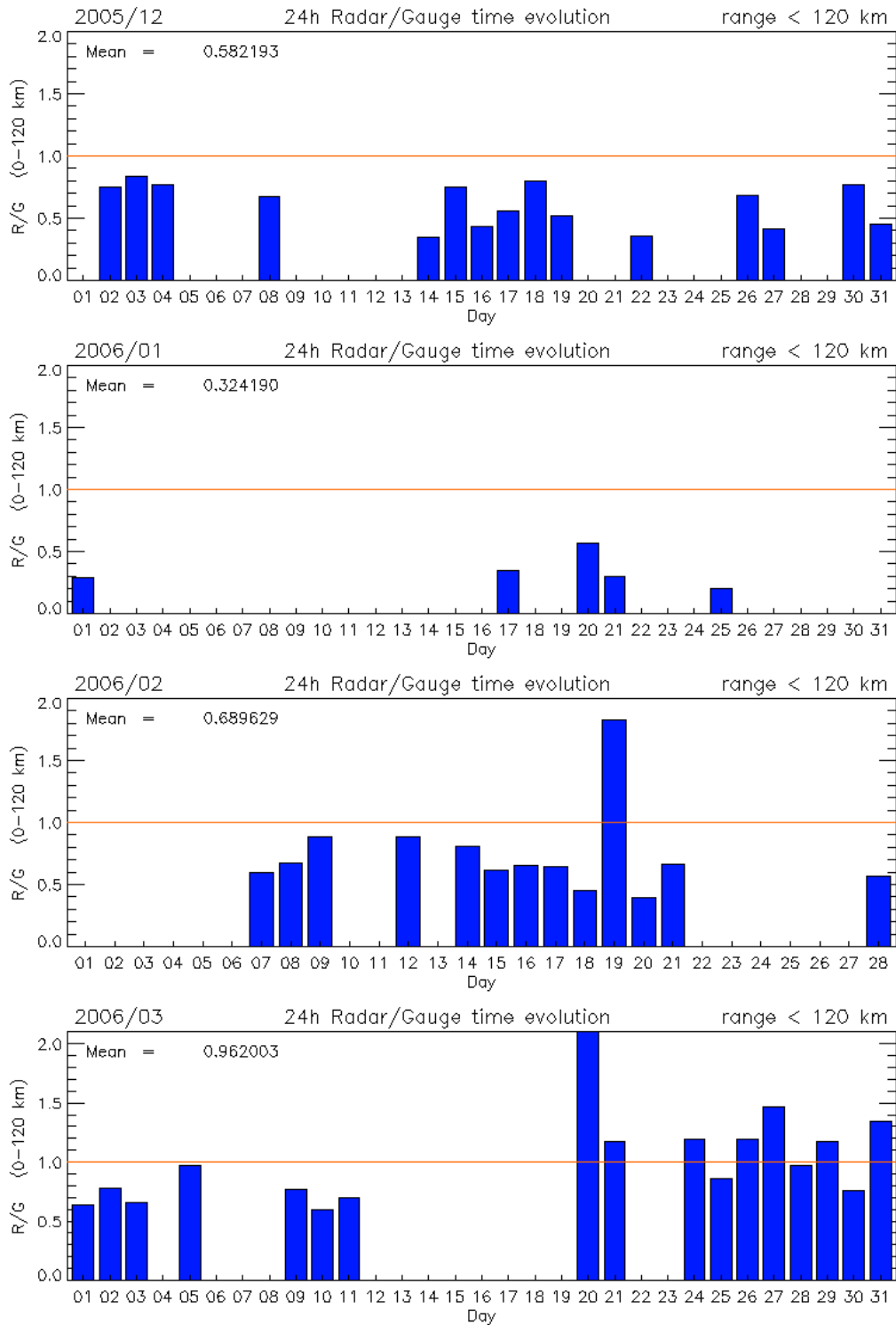


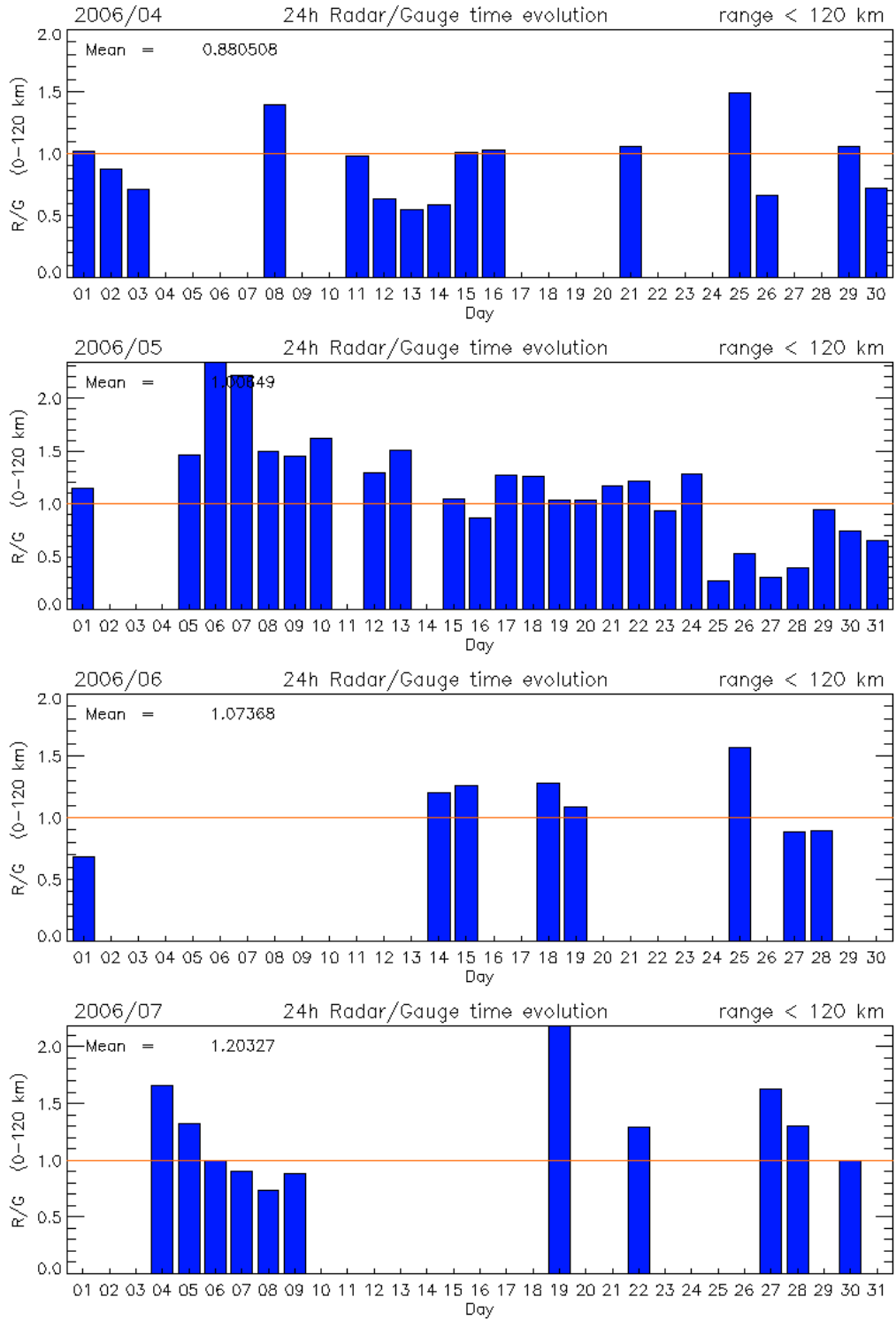


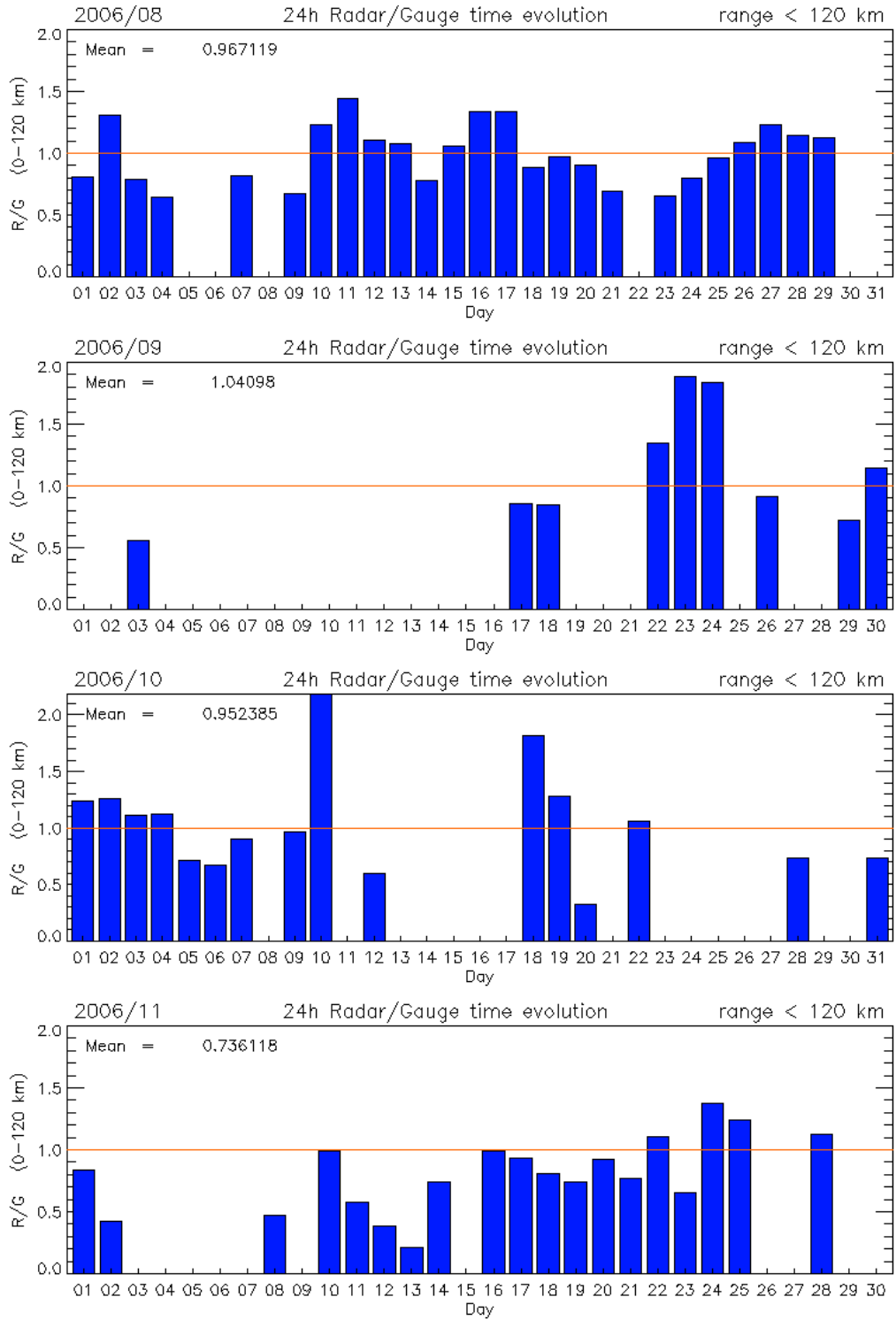


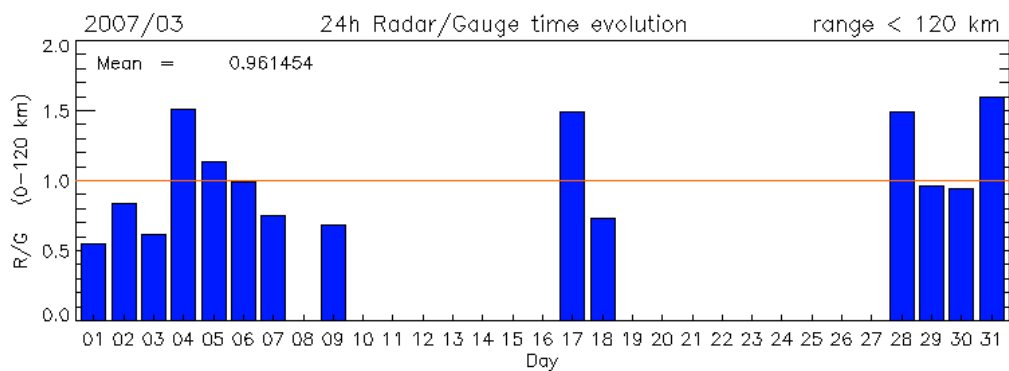
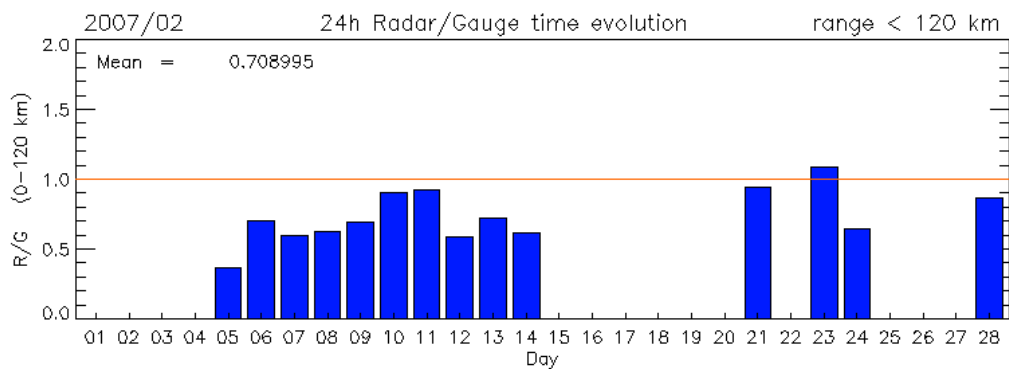
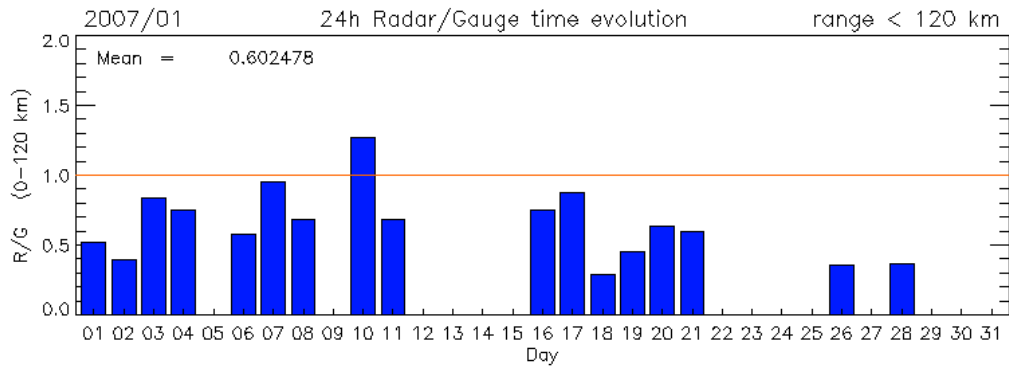
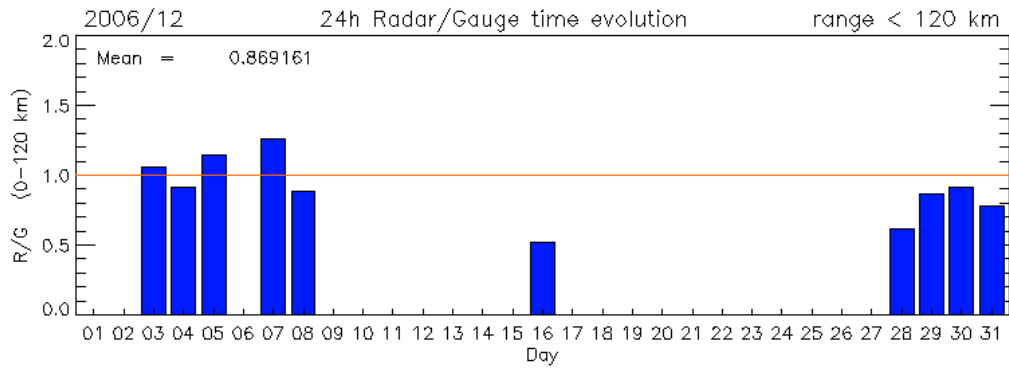












2007/04 : geen neerslag.