



universität
wien

DIPLOMARBEIT

Titel der Diplomarbeit

„Einfluss der, durch die Brände in Russland/Osteuropa
2010 emittierten Aerosole, auf die kurzwellige, nach unten
gerichtete, solare Strahlung“

Patricia Radakovits BSc

angestrebter akademischer Grad

Magistra der Naturwissenschaften (Mag.rer.nat.)

Wien, Juli 2012

Studienkennzahl lt. Studienblatt:

A 190412406

Studienrichtung lt. Studienblatt:

Lehramt Physik und Mathematik

Betreuerin / Betreuer:

Ao.Univ.Prof. Mag.rer.nat. Dr.rer.nat. Philipp Weihs

Zusammenfassung:

In dieser Arbeit geht es um den Einfluss von Aerosolen, die durch Brände emittiert werden, auf die kurzwellige, abwärts gerichtete, solare Strahlung, am Beispiel der Analyse der Brände in Russland/Osteuropa 2010 in den Monaten Juli-August. Dazu wurden einerseits Messdaten aus AERONET Bodenstationen und andererseits Daten des Messinstruments MODIS, von den Satelliten TERRA und AQUA, verwendet. Als AERONET Stationen wurden drei, in den, von den Bränden betroffenen Gebieten liegenden Stationen, ausgewählt: Toravere, Moskau und Yekaterinburg. Im Zuge der Analyse dieser Daten konnte an allen drei AERONET Messstationen eine deutliche Erhöhung der AOD, während der Brände im Jahr 2010, im Vergleich zu anderen Jahren, festgestellt werden. AERONET Daten zeigen, dass die Aerosol optische Dicke bei 500nm in Moskau, Spitzenwerte um die 4,5, zur Zeit der stärksten Belastung, um den 7. August herum, erreichte. Mit Hilfe dieser Messdaten wurden über das Strahlungstransfermodell UVspec, des libRadtran-Paketes, Tagesgänge der Bestrahlungsstärke mit Hilfe von AERONET Daten der drei verschiedenen Stationen, für ausgewählte Tage der Monate Juli und August, berechnet. Die Satellitendaten ermöglichten die Berechnung der Bestrahlungsstärken über eine größere Fläche betrachtet. Zuvor aber wurde in einem ersten Schritt eine Validierung der Modellberechnungen durchgeführt. Für die Berechnungen der Bestrahlungsstärken mit AERONET Daten wurde ein Vergleich mit BSRN Daten, der Messstationen Toravere und XiangHe herangezogen. Am 7. August ergaben die Modellberechnungen mit AERONET Daten der Station Moskau eine errechnete Reduktion der kurzwelligen, abwärts gerichteten solaren Strahlung, um ca. 30 – 48%. Die Satellitendaten wurden dazu verwendet großflächigere Bereiche, der betroffenen Gebiete zu untersuchen. Mit den Berechnungen mit MODIS Daten, kommt man durch die Modellberechnungen auf ähnliche Reduktionen der kurzwelligen, abwärts gerichteten solaren Strahlung, mit Werten im Gebiet um Moskau herum, zu einer Zeit, als die Belastung durch die Feuer sehr groß war, um die 50%.

Abstract:

This work deals with the impact of biomass burning aerosols on the shortwave downward solar irradiance, using the example of the fires in Russia/Eastern Europe 2010 in July-August. For this purpose on the one hand data from AERONET ground stations have been used and on the other hand data of the measuring instrument MODIS, from the satellites TERRA and AQUA and data from the BSRN station Xianghe from the period of June 2008. The AERONET Data show significant increase in aerosol optical depth, during the time of the fires, as compared to data of other years. In Moscow, the aerosol optical depth at 500nm, reached maximum values of around 4.5. Analysis of satellite aerosol optical depth data provide similar results. Using the AERONET data on the radiative transfer model UVspec, from the libRadtran package, daily courses of irradiance at these three different locations for selected days in July and August, have been calculated. With satellite data, computations of the irradiance were made, over a larger area. Previously the model calculations of the irradiance have been validated with irradiance measurement data from the BSRN station Toravere from this period, and with data from the BSRN station, from the period of June 2008. The model calculations, with

AERONET data, showed reductions of the shortwave, downward irradiance, in Moscow of about 30 – 48% on August 7. Calculations with satellite data provide similar results, resulting in maximum reductions of about 50% in some parts of Russia, near Moscow, on August 8.

Danksagungen:

An dieser Stelle möchte ich mich bei meinen Eltern bedanken, die mich im Laufe meines Lebens immer unterstützt haben, immer ein offenes Ohr für mich hatten, es mir ermöglicht haben zu studieren und diesen Weg zu gehen.

Im Weiteren bedanke ich mich auch bei allen anderen, die mich auf diesem Weg begleitet haben.

Im Besonderen möchte ich mich auch bei meiner Studienkollegin Hannah Hoffmann bedanken, die sich im Zuge ihrer Diplomarbeit mit einer ähnlichen Methodik beschäftigt hat, mit der ich viele Diskussionen im Zuge der Entstehung dieser Arbeit geführt habe, und mit der gemeinsam ich mir auch die Methode mit den Kombinationen, zu Berechnung der Schwankungsbreite in diesem konkreten Fall, überlegt habe.

Ein großes Dankeschön gilt meinem Betreuer, Herrn Prof. Weihs, der mich im Laufe der Erarbeitung, sowie bei der Erstellung der Arbeit sehr unterstützt hat. In diesem Zusammenhang möchte ich mich auch bei Jochen Wagner bedanken, der mich immer mit wertvollen Hilfen, seitens des Programmierens, unterstützt hat.

Ein weiteres großes Dankeschön möchte ich auch Frau Prof. Hitzenberger aussprechen, die mir im Zuge der Erstellung der Arbeit, mit vielen hilfreichen Tipps und Informationen, zur Seite stand.

AERONET

I thank the Principal Investigators Natalia Chubarova, Brent Holben, Erko Jakobson, Mikhail Panchenko, Pucai Wang and Xiangao Xia and their staff for establishing and maintaining the AERONET *Moscow_MSU_MO*, Toravere, Yekaterinburg and XiangHe sites used in this investigation.

BSRN

I thank Ain Kallis and Xiangao Xia and their staff for establishing and maintaining the BSRN Toravere and XiangHe sites used in this investigation.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Stand des Wissens	2
2.1	Theoretische Grundlagen	2
2.1.1	Strahlungsgrößen	2
2.1.2	Das solare Spektrum	3
2.1.3	Strahlungsstransfergleichung	3
2.1.4	Aerosolparameter	6
2.1.5	Bestimmung der AOD mit Sonnenphotometermessungen	7
2.1.6	Bestimmung der AOD mit Satellitenmessungen	8
2.2	Bestehende Studien über Waldbrände und ihr Einfluss auf die solare Strahlung	10
2.3	Allgemeine Informationen über die Brände in Russland 2010	13
2.3.1	Konovlaov et al. 2011: Atmospheric impacts of the 2010 Russian wildfires	13
2.3.2	Mei et al., 2011: Integration of remote sensing data and surface observations to estimate the impact of the Russian wildfires over Europe and Asia during August 2010	15
2.3.3	Chubarova et al., 2012: Smoke aerosol and its radiative effects during extreme fire event over Central Russia in summer 2010	17
3	Methodik	19
3.1	Aufgabenstellung und Ziele	19
3.2	LibRadtran-UVspec: Modellberechnungen	21
3.2.1	Das Strahlungsstransfermodell UVspec	21
3.2.2	Inputfile für die Modellberechnungen	22
3.3	BSRN-Baseline Surface Radiation Network	25
3.4	AERONET - Aerosol Robotic Network	26
3.4.1	Allgemeine Informationen über AERONET	26
3.4.2	Was erhält man von AERONET und was kommt in das Inputfile?	27
3.5	TERRA und AQUA	29
3.5.1	Allgemeine Informationen zu den Satelliten und MODIS	29
3.5.2	MODIS Produkte und Parameter für das Inputfile	30
3.5.3	Default Werte	34
3.6	Ungenauigkeiten der Parameter und Bestimmung der Schwankungsbreiten der Modellberechnungen	37
3.6.1	Ungenauigkeiten der von AERONET gelieferten Größen	37
3.6.2	Ungenauigkeiten der von MODIS gelieferten Größen	38
3.6.3	Methode zur Bestimmung der Schwankungsbreite der Modellberechnungen auf Grund fehlerbehafteter Inputparameter mit der Kombinationsmethode	38

4	Ergebnisse	42
4.1	Validierung der Modellberechnungen	42
4.1.1	Vergleich AOD von MODIS und AERONET	42
4.1.2	Vergleich der eigenen Modellberechnungen mit denen von AERONET	44
4.1.3	Schwankungsbreite der Modellberechnungen mit AERONET Da- ten - Validierung mit Hilfe von BSRN Daten	46
4.1.4	Schwankungsbreiten der Modellberechnungen mit MODIS Daten - Pixelberechnungen	55
4.2	Einfluss der Brandaerosole auf die kurzwellige, abwärts gerichtete, solare Strahlung während der Brände in Russland 2010	57
4.2.1	Punktuelle Analysen mit Hilfe von AERONET Daten	57
4.2.2	Berechnungen der Bestrahlungsstärken mit MODIS Daten über größere Gebiete	70
5	Schlussfolgerungen	85
6	Anhang	87
6.1	Tagesgänge Toravere	87
6.2	Tagesgänge Moskau	98
6.3	Tagesgänge Yekaterinburg	116
	Literaturverzeichnis	139

1 Einleitung

Das Jahr 2010 war gekennzeichnet durch viele Naturkatastrophen. Im Frühling dieses Jahres kam es zu gewaltigen Eruptionen des isländischen Vulkans Eyjafjallajökull. Die dabei in die oberen Schichten der Atmosphäre gelangten Aerosolpartikel breiteten sich in Form einer Aschewolke binnen kurzer Zeit über große Teile Europas aus und legten den Flugverkehr für einige Zeit lang lahm. In den Sommermonaten wüteten in Osteuropa, speziell im europäischen Teil Russlands, verheerende Brände, die neben der Verwüstung der Landschaft und damit eines Großteils der Ernte (Vasquez, 2011), auch einen großen Impakt auf die Atmosphäre (Konovalov et al., 2011; Witte et al. 2011; Yurganov et al., 2011; Mei et al., 2011) und die solare Strahlung hatten (Chubarova et al., 2012). Während dieser Teil der Welt durch extreme Hitze und Trockenheit geplagt wurde, kam es in Pakistan zu sehr ergiebigen Regenfällen, die einhergingen, mit großen, verheerenden Überflutungen.

In dieser Arbeit geht es um die Brände in Osteuropa 2010 und deren Auswirkungen auf die Atmosphäre und die kurzwellige solare Strahlung. Dabei liegt das Hauptaugenmerk darauf den Einfluss der, die durch die Brände in die Atmosphäre gelangten, Aerosole, auf die abwärts gerichtete, kurzwellige solare Strahlung, in den betroffenen Gebieten Osteuropas, zu untersuchen. In Abbildung 1 sieht man ein Bild vom 29. Juli 2010, das vom Satelliten AQUA gemacht wurde und das einen Einblick darin gibt, wie intensiv die Brände im Sommer 2010 waren. (Mehr Informationen zu Satelliten Bildern von MODIS findet man unter: <http://earthdata.nasa.gov/data/nrt-data/rapid-response/>)

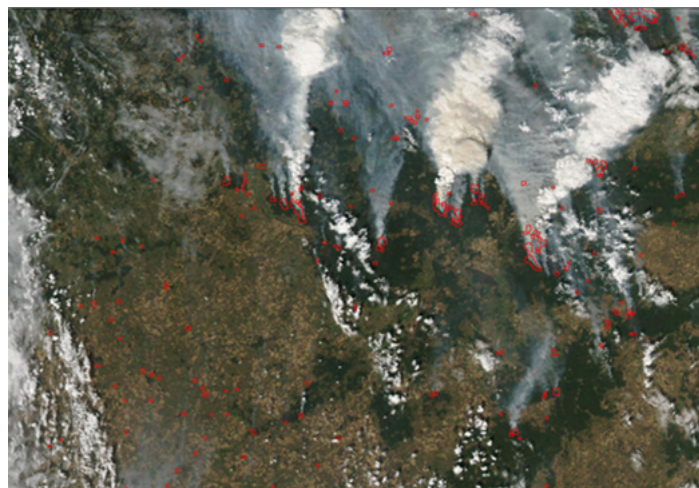


Abbildung 1: Bild (Satellit AQUA) vom 29. Juli (10:00) (NASA/GSFC, Rapid Response) Die Region um Moskau befindet sich im linken oberen Teil des Bildes. Man findet das Echtfarbenvideo unter <http://lance-modis.eosdis.nasa.gov/cgi-bin/imagery/single.cgi?granule=A102101000>

Diese Arbeit beginnt damit zunächst die theoretischen Grundlagen zu besprechen, die für das Verständnis dieser Arbeit notwendig sind und im Zuge derer auch einige Ergebnisse

über verschiedene Brände und Aerosole in der Literatur besprochen werden. Danach beginnt die konkrete Auseinandersetzung mit der Thematik, indem zunächst die Ziele der Arbeit definiert werden, und anschließend allgemeine Informationen über die Brände im Sommer 2010 besprochen werden, mit Hilfe von verschiedensten Studien, die bereits zu diesem Thema durchgeführt wurden. Danach wird die Methodik der Arbeit besprochen, indem die unterschiedlichen Datenquellen besprochen werden. Anschließend werden die Ungenauigkeiten der verwendeten Daten im einzelnen analysiert. Der letzte große Block besteht aus der Validierung der Berechnungen und der Präsentation der Ergebnisse. Da diese Arbeit nur einen kleinen Ausschnitt der Auswirkungen der Brände 2010 untersuchen kann, wird am Ende der Arbeit auch kurz über weiterführende interessante Fragestellungen gesprochen, die Anlass zu weiteren Untersuchungen für die Zukunft geben könnten.

Im folgenden Abschnitt sollen einige Größen definiert werden, die im Zuge der Arbeit verwendet werden, sowie einige Eigenschaften und auch einige bereits bekannte Effekte von Aerosolen im Zusammenhang mit Strahlung zusammengefasst werden.

2 Stand des Wissens

2.1 Theoretische Grundlagen

2.1.1 Strahlungsgrößen

Das folgende Kapitel über die theoretischen Grundlagen bezieht sich sinngemäß auf Liou (2002) und Chandrasekhar (1950):

Die Energie eines Strahlungskegels, dE_λ , die während des Zeitintervalls dt , eine Fläche dA durchquert kann durch folgende Größen angegeben werden:

$$dE_\lambda = I_\lambda \cos(\theta) dA d\Omega d\lambda dt$$

wobei darin I_λ die sogenannte Radianz bei der Wellenlänge λ ist (Einheit $\frac{W}{m^2 \cdot m \cdot sr}$) und $d\Omega$ ein infinitesimal kleines Raumwinkelement und $d\lambda$ ein infinitesimal kleines Wellenlängenintervall ist.

Kurz gesagt ist die Radianz damit definiert als:

$$Radianz = \frac{Energie}{Zeit \cdot Flaeche \cdot Wellenlaenge \cdot Raumwinkel}$$

Integriert man die Normalkomponente der Radianz über alle Raumwinkeln Ω , so erhält man die monochromatische Bestrahlungsstärke F_λ , monocromatic irradiance, (Einheit $W/(m^2 \cdot m)$)

$$F_\lambda = \int_{\Omega} I_\lambda \cos(\theta) d\Omega$$

Durch eine weitere Integration über alle Wellenlängen, erhält man die totale Bestrahlungsstärke F , irradiance, mit der Einheit W/m^2 :

$$F = \int_0^\infty F_\lambda d\lambda$$

Ein anderes Wort für Bestrahlungsstärke wäre die Bezeichnung Strahlungsflussdichte, weil sie von der Einheit her folgendermaßen definiert ist:

$$\text{Bestrahlungsstaerke} = \frac{\text{Energie}}{\text{Zeit} \cdot \text{Flaeche}}$$

Integriert man die Strahlungsflussdichte über die gesamte betrachtete Fläche A , so erhält man den Strahlungsfluss, (Einheit W):

$$f = \int_A F dA$$

2.1.2 Das solare Spektrum

Der folgende Abschnitt folgt Liou (2002):

Das elektromagnetische Spektrum der Strahlung unserer Sonne überstreicht einen großen Wellenlängenbereich: von kleinen Wellenlängen weniger Nanometer bis hin zu Radiowellen. Würde man das extraterrestrische solare Spektrum mit dem eines schwarzen Strahlers vergleichen wollen, so würde man für die Temperatur des schwarzen Strahlers ca. 6000K erhalten. Betrachtet man die Verteilung der solaren Bestrahlungsstärke, bei mittleren Erde-Sonne Abstand, bei senkrechtem Einfall auf die Oberfläche der Atmosphäre der Erde, so erkennt man, dass diese ein Maximum bei ca. $0,5\mu m$ hat. Ca. 40% der totalen, also über alle Wellenlängen integrierten, solaren Bestrahlungsstärke, überdeckt den Bereich des sichtbaren Spektrums. Dieser Begriff der totalen, also über alle Wellenlängenbereiche integrierten, solaren Bestrahlungsstärke, an der Obergrenze der Erdatmosphäre, bei senkrechtem Einfall, und mittleren Erde-Sonne Abstand, ist die sogenannte Solarkonstante und diese beträgt ca. $1366W/m^2$. Der Wellenlängenbereich des solaren Spektrums mit kürzeren Wellenlängen als der des sichtbaren Fensters deckt ca. 10% der totalen solaren Bestrahlungsstärke ab und die restlichen 50% fallen auf den langwelligen Bereich des Spektrums, mit Wellenlängen größer als die des sichtbaren Fensters.

Im Zuge dieser Diplomarbeit, sollen die Einflüsse der durch die Brände emittierten Aerosole auf den "relevanten" Teil, des kurzwelligen Bereiches, der solaren Strahlung, die an der Erdoberfläche auftritt, untersucht werden. Mit "relevantem Teil der kurzwelligen Strahlung" ist im Zuge dieser Arbeit immer der Bereich des solaren Spektrums zwischen ca. $0,3\mu m$ und $3\mu m$ gemeint.

2.1.3 Strahlungsstransfergleichung

Die folgende Ableitung der theoretischen Grundlagen folgt inhaltlich Liou (2002) und Chandrasekhar (1950):

Gegeben sei ein Medium gefüllt mit Aerosolen und Gasen, der Dichte ρ . Auf dieses Medium fällt ein Strahlungskegel mit Radianz I_λ ein, in Richtung ds . Wenn die Radianz nach Austritt aus dem Medium durch $I_\lambda + dI_\lambda$ gegeben ist, so hat sich die Radianz um den folgenden Term geändert:

$$dI_\lambda = -k_\lambda \rho I_\lambda ds$$

Dabei ist k_λ der Massenextinktionsquerschnitt. Die Abschwächung der Radianz erfolgt damit einerseits durch Streuung und andererseits durch Absorption. Neben dem Effekt der Abschwächung der Intensität kann es aber auch zu einer Verstärkung kommen, wie zum Beispiel durch Emission von Strahlung des Mediums oder durch diffuse Strahlung, die von anderen Richtungen auf den Strahlungskegel einfällt oder durch Mehrfachstreuung, bei Anwesenheit mehrerer Partikel. Diesen Effekt der Verstärkung fasst man in der Theorie des Strahlungstransfers unter dem Begriff "source function", oder Quellfunktion, zusammen. Die Verstärkung kann nun auf analoge Weise wie die Abschwächung beschrieben werden, wobei mit j_λ , der Quellfunktionskoeffizient gemeint ist:

$$dI_\lambda = j_\lambda \rho ds$$

Kombiniert man nun diese beiden Effekte miteinander so erhält man letztendlich für die Änderung der Radianz:

$$dI_\lambda = -k_\lambda \rho I_\lambda ds + j_\lambda \rho ds$$

Mit der Definition von $J_\lambda = j_\lambda / k_\lambda$, als Quellfunktion, als Verhältnis zwischen Emissionskoeffizient und Absorptionskoeffizient, erhält man folgende Gleichung, die den Strahlungstransfer ganz allgemein beschreibt:

$$\frac{dI_\lambda}{k_\lambda \rho ds} = -I_\lambda + J_\lambda \quad (1)$$

Die allgemeine Lösung dieser Differentialgleichung sieht folgendermaßen aus:

$$I_\lambda(s_1) = I(0) \exp(-\tau(s_1, 0)) + \int_0^{s_1} J_\lambda(s) \exp(-\tau(s_1, s)) k_\lambda \rho ds \quad (2)$$

Das weitere Vorgehen besteht nun darin die einzelnen Größen in (2) zu bestimmen und dies hängt davon ab, von welchen Bedingungen und Annahmen man ausgeht.

Geht man zum Beispiel davon aus, dass $J_\lambda = 0$ ist so vereinfacht sich (1) zu:

$$\frac{dI_\lambda}{I_\lambda} = -k_\lambda \rho ds$$

Durch Lösen der Differentialgleichung erhält man damit:

$$I_\lambda(s_1) = I_\lambda(0) \int_0^{s_1} k_\lambda \rho ds$$

Die Intensität am Ort $s = 0$ sei gegeben durch $I_\lambda(0)$. Geht man davon aus, dass die Dichte konstant ist, das Medium also als homogen voraussetzt, so erhält man für die Weglänge durch das Medium:

$$u = \int_0^{s_1} \rho ds$$

Damit erhält man das Beer-Lambert-Bouguer Gesetz:

$$I_\lambda(s_1) = I_\lambda(0) \exp(-k_\lambda u)$$

Nun muss man sich überlegen, aus welchen Termen sich die Quellfunktion zusammensetzt. Der einfachste Fall besteht, darin nur die Emission des Mediums in Form von Schwarzkörperstrahlung zu betrachten: Die Strahlung eines Körpers der Temperatur T wird beschrieben durch das Planck'sche Strahlungsgesetz:

$$B_\lambda(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5(e^{\frac{hc}{K\lambda T}} - 1)}$$

Wobei h das Planck'sche Wirkungsquantum, c die Lichtgeschwindigkeit, und K die Stefan-Boltzmann Konstante ist (Liou, 2002)

Damit ist der Teil der Funktion J_λ , der die Emission beschreibt durch $B_\lambda(T)$ gegeben. Für ein nicht streuendes Medium vereinfacht sich die Strahlungstransfergleichung damit auf die Schwarzschildgleichung:

$$\frac{dI_\lambda}{k_\lambda \rho ds} = -I_\lambda + B_\lambda(T) \quad (3)$$

Verwendet man jetzt noch den Begriff der optischen Dicke so erhält man folgende Gleichung für den Strahlungstransfer:

$$-\frac{dI_\lambda(s)}{d\tau_\lambda(s_1, s)} = -I_\lambda(s) + B_\lambda(T(s))$$

In den meisten Strahlungstransferberechnungen geht man davon aus, dass man die Atmosphäre in einzelne plan-parallele Schichten unterteilen kann. Zur Beschreibung der Richtung aus der das Licht auf die Oberfläche einfällt, verwendet man dabei den Azimutwinkel ϕ und den solaren Zenitwinkel θ . In Abhängigkeit dieser Winkel sieht die Strahlungstransfergleichung für eine plan-parallele Atmosphäre damit folgendermaßen aus:

$$\cos(\theta) \frac{dI_\lambda(z, \theta, \phi)}{k_\lambda \rho dz} = -I_\lambda(z, \theta, \phi) + J(z, \theta, \phi)$$

Wieder kann man analog wie vorher die optische Dicke τ einführen und den Term $\cos(\theta) = \mu$ definieren. Damit erhält man die Strahlungstransfergleichung für die plan-parallele Atmosphäre:

$$\mu \frac{dI_\lambda(\tau, \mu, \phi)}{d\tau_\lambda} = I_\lambda(\tau, \mu, \phi) - J(\tau, \mu, \phi) \quad (4)$$

wobei der J Term sowohl die Emission, als auch die Mehrfachstreuung berücksichtigt. RTE-Solver, Radiativer Transfer Equation Solver, sind Programme, die über unterschiedliche Approximationen die Strahlungstransfergleichung lösen. Näheres dazu wird im Kapitel LibRadtran-UVspec beschrieben.

2.1.4 Aerosolparameter

Der folgende Abschnitt folgt Hinds (1999):

Aerosole sind flüssige, oder feste Partikel, die von einem Gas getragen werden.

Die typischen Größen dieser Partikel überstreichen ein großes Spektrum, angefangen von ca. $0,001\mu m$, die fast schon in der Größenordnung großer Gasmoleküle liegen bis hin zu ca. $100\mu m$, die der Größenordnung von typischen Pollenpartikeln entspricht.

1908 entwickelte Gustav Mie eine Theorie (Mie, 1908), die den Streuvorgang bei Aerosolen, im Größenbereich zwischen ca. $0,05\mu m$ und $100\mu m$ beschreibt, die sogenannte Mie-Theorie.

Der folgende Abschnitt folgt sinngemäß Liou (2002):

Fällt ein Lichtstrahl auf ein Aerosolpartikel ein, so wird ein Teil davon gestreut bzw. absorbiert werden. Durch diese beiden Vorgänge, wird die Intensität des einfallenden Lichtstrahls abgeschwächt. Diese Abschwächung, die durch den Streuvorgang und Absorptionsvorgang entsteht, bezeichnet man zusammengefasst als "Extinktion".

Die physikalische Größe, die die Extinktion eines Lichtstrahls bei Durchgang durch ein Volumen von Aerosolpartikeln beschreibt, ist der sogenannte Extinktionskoeffizient, β_{ext} (Einheit $1/m$). Dieser hängt ab vom Extinktionsquerschnitt σ_{ext} (Einheit m^2) und von der Anzahl der Partikel pro Volumen, N (Einheit $1/m^3$). Der Extinktionsquerschnitt wiederum ist ausschlaggebend für das Streu- bzw. Absorptionsverhalten eines einzelnen Partikels. Für die Extinktionsquerschnitte gilt:

$$\sigma_{ext} = \sigma_{scatt} + \sigma_{abs}$$

Nimmt man an, dass die Partikel monodispers sind so gilt für den Extinktionskoeffizienten:

$$\beta_{ext} = N \cdot \sigma_{ext}$$

(Analog dazu kann man den Extinktionskoeffizienten auch über den Massenextinktionsquerschnitt k definieren, mit der Einheit m^2/kg . Multipliziert man diesem Term mit der Dichte, in kg/m^3 , so erhält man wieder den Extinktionskoeffizienten. Manchmal bezeichnet man den Massenabsorptionsquerschnitt kurz als Absorptionskoeffizienten.)

Für den Fall, dass die Partikel nicht alle einheitlicher Größe sind gilt für den Extinktionskoeffizienten:

$$\beta_{ext} = \int_{d_{p1}}^{d_{p2}} \sigma_{ext}(d_p) n(d_p) dd_p$$

wobei $n(d_p)$ die Anzahlgrößenverteilung ist, mit der Einheit $\frac{1}{m^3 \cdot m}$ und d_p der Partikeldurchmesser ist, der Werte zwischen d_{p1} und d_{p2} annehmen kann.

Um zu charakterisieren zu welchem Anteil ein Volumen an Partikeln das einfallende Licht streut und zu welchem Anteil es absorbiert, verwendet man den Begriff der Einfachstreueralbedo ω , oder "Single Scattering Albedo", kurz SSA. Diese ist folgendermaßen

definiert:

$$\omega = \frac{\beta_{scatt}}{\beta_{ext}}$$

Mit Hilfe des Extinktionskoeffizienten kann man die Aerosol Optische Dicke eines Mediums τ , zwischen s_1 und s_2 , kurz AOD, definieren:

$$\tau = \int_{s_2}^{s_1} \beta_{ext}(s) ds$$

Auf Angström (1929) geht die Idee zurück den Zusammenhang zwischen der Aerosol optischen Dicke τ und der Wellenlänge λ , durch die sogenannten Angströmkoeffizienten, α und β , über folgende Gleichung zu beschreiben:

$$\tau = \beta \cdot \lambda^{-\alpha}$$

2.1.5 Bestimmung der AOD mit Sonnenphotometermessungen

Der folgende Text bezieht sich sinngemäß auf Liou (2002):

Der theoretische Hintergrund des Messprinzipes eines Sonnenphotometers beruht auf dem Beer-Lambert-Bouguer Gesetz:

$$I(\lambda) = \left(\frac{r_0}{r}\right)^2 I_{\odot} \exp(-\tau m(\theta_0)) \quad (5)$$

Wobei r der aktuelle Abstand zwischen Erde und Sonne, r_0 der mittlere Abstand zwischen Erde und Sonne, $I_{\odot}$ die Intensität an der Obergrenze der Atmosphäre ist, τ die optische Dicke, $m = \frac{1}{\cos(\theta_0)}$ die optische Luftmasse in Abhängigkeit vom solaren Zenitwinkel θ_0 ist und $I(\lambda)$ die abgeschwächte Intensität ist.

Die optische Dicke in der obigen Gleichung setzt sich zusammen aus den optischen Dicken der einzelnen Elemente der Atmosphäre die sich grob gesehen aus folgenden Komponenten zusammensetzt:

$$\tau(\lambda) = \tau_{Aerosole}(\lambda) + \tau_{Rayleigh}(\lambda) + \tau_{Gase} \quad (6)$$

Dabei steht $\tau_{Rayleigh}(\lambda)$ für den Teil der optischen Dicke, der durch die Streuung der Moleküle in der Atmosphäre zu Stande kommt (Rayleigh Streuung), und τ_{Gase} für den Teil der durch die Absorption von atmosphärischen Gasen zu Stande kommt. Für die atmosphärischen Gase kennt man aus verschiedenen Studien wie zum Beispiel Russell et al. (1993) die Streu- bzw. Absorptionskoeffizienten und damit kann man diese Terme der optischen Dicke berechnen.

Setzt man nun Gleichung 6 in Gleichung 5 ein und formt diese um, so erhält man für die "Aerosol optische Dicke", AOD, den folgenden Zusammenhang:

$$\tau_{Aerosols} = \frac{1}{m} [\ln\left(\left(\frac{r_0}{r}\right)^2 I_{\odot}\right) - \ln(I(\lambda))] - [\tau_{Rayleigh}(\lambda) + \tau_{Gase}(\lambda)] \quad (7)$$

Das ist das grundlegende Prinzip das hinter der Bestimmung der AOD mit Hilfe von Messungen von Sonnenphotometern steht.

Wenn ein Lichtstrahl auf das Sonnenphotometer einfällt löst dieser ein Spannungssignal aus, das proportional zur Intensität des Lichtstrahls ist. Auf diese Sichtweise umgelegt könnte man das Beer-Lambert-Bouguer Gesetz auch auf folgende Weise schreiben (Holben et al., 1998):

$$V_{\lambda} = V_{0\lambda} d^2 \exp(\tau_{\lambda} \cdot m) \cdot t_y$$

wobei V_{λ} das gemessene Spannungssignal bei der Wellenlänge λ , $V_{0\lambda}$ das extraterrestrische Spannungssignal wäre, das man erhalten würde, wenn man das Sonnenphotometer außerhalb der Atmosphäre benutzen würde, d der relative Abstand zwischen Erde und Sonne, τ_{λ} die optische Dicke bei der Wellenlänge λ , m die optische Luftmasse (kann approximiert werden durch $\frac{1}{\cos \theta}$, wobei θ der solare Zenitwinkel ist) und t_y , der Term ist, der die Transmission der absorbierenden Gase beschreibt.

2.1.6 Bestimmung der AOD mit Satellitenmessungen

Der folgende Abschnitt folgt sinngemäß Liou (2002): Ein Satellit misst das von Oberflächen gestreute Licht. Zu diesen Oberflächen gehört einerseits die Erdoberfläche, aber auch die Partikel und Gase in der Atmosphäre, sowie die Wolken. Im Unterschied zu den Sonnenphotometern der AERONET-Stationen, misst ein Satelliteninstrument, also Licht, das zwei mal durch die Atmosphäre gewandert ist (vgl. Abbildung 2).

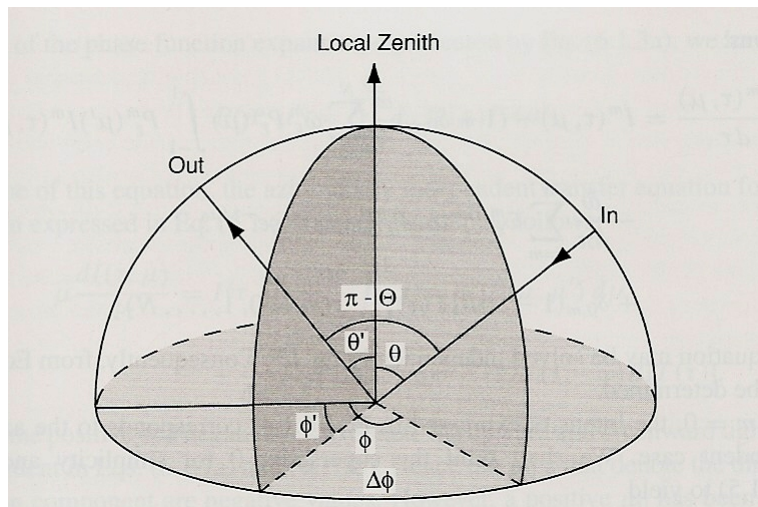


Abbildung 2: Messprinzip eines Satelliten nach Liou (2002)

”In” steht für das einfallende solare Licht, das an einer Oberfläche gestreut wird und dann als ”Out” von einem Satelliteninstrument gemessen wird.

Mathematisch gesehen kann dieser Sachverhalt durch die BRDF, die bidirectional reflectance distribution function, R , beschrieben werden, die sich für das System Erde aus zwei

Termen zusammensetzt, nämlich der Reflektanz der Atmosphäre, und damit der darin enthaltenen Aerosolen, und der Reflektanz des Boden (Liou, 2002):

$$R = R_{Atm} + R_{Boden}$$

Wenn man davon ausgeht, dass das Licht auf die Oberfläche einfällt, und gestreut wird, und mehrfachstreuende Terme, die durch andere Partikel in der Umgebung zu Stande kommen, vernachlässigt, so reduziert sich die obige Formel auf:

$$R = R_{Atm} + \frac{T_{Atm} r_s T_{Atm}^*}{(1 - R^* r_s)}$$

wobei darin T und T^* die Transmission, für das einfallende bzw. gestreute Licht darstellen und r_s die Bodenalbedo ist.

Wenn nun die Bodenalbedo sehr gering ist, sodass man annähernd von einer dunklen Oberfläche ausgehen kann, so ist der R_{Boden} Term vernachlässigbar und übrig bleibt der erste Term. Dieser ist eine Funktion der AOD. Die genaue Form dieses Terms ist von der Form (Liou, 2002):

$$R(\mu, \phi; \mu_0, \phi_0) = \frac{\omega}{4(\mu + \mu_0)} P(\mu, \phi; -\mu_0, \phi_0) (1 - \exp(-\tau(\frac{1}{\mu} + \frac{1}{\mu_0})))$$

wobei mit (μ_0, ϕ_0) die Richtung des einfallenden Strahls (In) und (μ, ϕ) die Richtung des reflektierten Strahls (Out) charakterisiert und ω die Einfachstreueralbedo, P die Phasenfunktion ist.

Für kleine optische Dicken, vereinfacht sich diese Formel zu folgender:

$$R(\mu, \phi; \mu_0, \phi_0) = \frac{\omega\tau}{4\mu\mu_0} P(\mu, \phi; -\mu_0, \phi_0)$$

1988 entwickelten Kaufmann und Sendra einen Algorithmus (Kaufmann und Sendra, 1988) mit dessen Hilfe die AOD über die BDRF durch Satellitenmessungen berechnet werden konnte. Die Unsicherheit der auf diese Weise bestimmten AOD über Land ist nach Levy et al. (2009) gegeben durch:

$$\tau = \pm 0.05 \pm 0.15\tau$$

Der folgende Text folgt sinngemäß Kaufmann et al. (1997):

Der Algorithmus zur Berechnung der AOD und anderer Inversionsprodukte aus den gemessenen Reflectanzen läuft in mehreren Schritten ab:

1. Identifikation der genügend dunklen Pixel
2. Erste Abschätzung der AOD mit Hilfe des "Continental" Aerosol Modells über LUT's (Look-Up-Tables, werden im nächsten Abschnitt genauer erläutert)

3. Bestimmung des korrekten Aerosol Modells mit Hilfe der geschätzten AOD und des Verhältnisses: $\frac{L_{red}}{L_{blue}}$, wobei L durch folgendes Produkt gegeben ist: $L_\lambda = \tau_\lambda P_\lambda \omega_\lambda$
4. Berechnung des korrekten Wertes der AOD, mit Hilfe des folgenden Zusammenhangs über die Bedingung, dass die

$$\tau^{new}(\lambda) = \tau^{Cont}(\lambda) \frac{P^{Cont}(\lambda) \omega^{Cont}(\lambda)}{P^{new}(\lambda) \omega^{new}(\lambda)}$$

2.2 Bestehende Studien über Waldbrände und ihr Einfluss auf die solare Strahlung

Die erste Frage die sich in diesem Zusammenhang stellt, ist in welcher Weise Aerosole, die bei Bränden in die Atmosphäre gelangen, den Strahlungshaushalt der Erde beeinflussen können. Wie schon zuvor erwähnt können Aerosole die Strahlung sowohl streuen als auch absorbieren.

Nach Lohmann und Feichter (2001) unterscheidet man folgende Arten von Aerosoleffekten:

- Direkter Aerosoleffekt:
Durch die vermehrte Anwesenheit von Aerosolpartikeln kommt es zu verstärkter Streuung bzw. Absorption der solaren Strahlung in der Atmosphäre, was im Falle verstärkter Streuung zu einer Abkühlung und im Falle verstärkter Absorption zu einer Erwärmung führt.
- Erster indirekter Aerosoleffekt nach Twomey (1991):
Es kommt zu einer Verstärkung der Wolkenreflektivität, da es durch die vermehrte Anwesenheit von Aerosolpartikel, auch mehr potentielle Kondensationskerne gibt, die zu einer vermehrten Bildung von Wolkentröpfchen führen, womit die Albedo der Erde, durch vermehrte Anwesenheit von Wolken, steigt. Auch dieser Effekt ist ein kühlender.
- Zweiter indirekter Aerosoleffekt nach Albrecht (1989):
Durch die vermehrte Anwesenheit von Kondensationskernen, kommt es zur Bildung kleinerer Wolkentröpfchen, die die Wahrscheinlichkeit des Ausregens der Wolke herabsetzen und damit die Lebensdauer der Wolke verlängern.
- Semi-direkter Aerosoleffekt nach Hansen et al. (1997):
Kaufmann und Nakajima (1993) folgerten aus der Analyse von Satellitendaten, dass durch die vermehrte Anwesenheit von Black Carbon, kurz BC, in Wolken die Wolkenalbedo verringert wird. Außerdem kann durch die vermehrte Anwesenheit von BC in der Atmosphäre die Wolkenbildung zurückgehen. Dieser Aerosoleffekt wird nach Hansen et al. (1997), als "Semi-direkter Aerosoleffekt" bezeichnet.

Zusammenfassend spricht man bei den kühlenden Effekten, zu denen Aerosole führen können, vom sogenannten "Whitehouse Effect" (Schwartz, 1996), der das Gegenteil des "Greenhouse Effect" ist, bei dem durch die vermehrte Anwesenheit von Treibhausgasen, langwellige Strahlung nicht aus der Erdatmosphäre entweichen kann, und somit zu einer

Erwärmung führt.

Die Tatsache, dass Brände und die dabei emittierten Partikel große Auswirkungen auf Land, Strahlung und Atmosphäre haben können, war in der Vergangenheit ein Anlass für viele Studien zu dieser Thematik. Es ist hier nicht möglich all diese Studien zu erwähnen, aber es soll kurz über einige ausgewählte berichtet werden.

J.S.Levine, hat eine Serie von Sammelwerken veröffentlicht, in denen Studien von Wissenschaftlern aus der ganzen Welt, zum Thema Brände und Aerosole gesammelt sind. Das erste dieser Sammelwerke stammt aus dem Jahr 1991 mit dem Titel: "Global Biomass Burning: Atmospheric, Climatic, and Biospheric Implications" (Levine, 1991). Weitere Erscheinungen sind zum Beispiel "Biomass Burning and Global Change" (Levine, 1996).

In der Vergangenheit wurden schon viele verschiedene Studien in Bezug auf den kühlenden Effekt von Aerosolen durchgeführt, von denen sehr viele auch in Hinblick auf mögliche Szenarien eines nuklearen Winters (zum Beispiel Turco et al. (1990) oder Robock (1988)) gemacht wurden. Turco et al. (1990), nehmen in ihrer Studie "Climate and smoke: an appraisal of nuclear winter", Stellung zu den Befürchtungen, dass durch die Detonation von nuklearen Sprengkörpern viele Partikel in die Atmosphäre katapultiert werden könnten, die den Himmel derart verschleiern könnten, dass nur mehr ein geringer Bruchteil des Sonnenlichts auf den Boden der Erde könnte um diesen zu wärmen. Dies hätte verheerende Folgen für den Strahlungshaushalt und damit auch für das Klima und Wetter auf der Erde.

Ein weiteres Beispiel dazu liefert eine weitere Studie von Robock (1988), in der er den Einfluss von emittierten Partikel von Waldbränden in Kalifornien, im September 1987, auf die Strahlung untersucht hat, wiederum auch in Hinblick auf mögliche Szenarien, wie sie im Falle eines nuklearen Winters stattfinden könnten. Der Rauch der dortigen Brände, der durch eine Inversionswetterlage in einem Tal eingeschlossen wurde, führte über einen Zeitraum von ca. einer Woche betrachtet im Laufe der Tage dazu, dass die Oberflächentemperatur um ca. 15° geringer war als unter normalen Bedingungen. Ein ähnlicher Effekt über die Nächte betrachtet konnte jedoch nicht nachgewiesen werden.

Ein weitere interessante Studie von Robock (1991), "Surface Cooling Due to Smoke from Biomass Burning", berichtet über verschiedenste Brände, und den Einfluss der dabei entstandenen Aerosole auf die Oberflächentemperatur. Er beschreibt darin, wie die Smoke Aerosole verschiedenster Brände zu einer Abkühlung der Erdoberfläche in den betroffenen Gebieten geführt haben.

Brände beginnen als lokales Problem, können aber, wenn die Wetterlage und andere Faktoren zusammenspielen, zu einem größeren regionalen Problem werden (Levine, 1991). Lean und Warrilow (1989) untersuchten mit Hilfe eines GCM, General Circulation Model, die Auswirkungen großer Waldbrände auf das Klima und das damit verbundene Wetter. Auf Grund ihrer Berechnungen ergab sich, dass solche großflächigen Brände sehr wohl einen Einfluss auf das Klima haben könnten, da sich durch die Verbrennung von Landflächen auch die Albedo der Oberfläche ändert. Gleichzeitig führen Brände durch

Veränderung des Wetters, wie zum Beispiel zu geringeren Niederschlägen und auch zu einem Anstieg der Temperatur. Auch Shukla et al. (1990) führten Berechnungen dazu aus, und kamen zu ähnlichen Folgerungen.

Bis jetzt wurde immer nur davon gesprochen, dass die streuenden Eigenschaften der Partikel einen kühlenden Effekt haben. Es wurde aber noch nicht erwähnt, dass die Partikel neben den streuenden Eigenschaften, aber auch absorbierende Eigenschaften haben können. Daher soll im folgenden Abschnitt auch über Studien gesprochen werden, die sich mit diesem Thema bereits auseinandergesetzt haben.

Der folgende Abschnitt folgt Mazurek et al. (1991):

Mazurek et al. (1991) berichten, dass durch Brände vorwiegend kohlenstoffhaltige Partikel emittiert werden. Diese Smoke-Aerosole kann man grob gesehen in zwei Klassen einteilen: OC, Organic Carbon, und EC, Elemental Carbon. Im Hinblick auf deren Einfluss auf die solare Strahlung unterscheiden sich diese beiden Typen dadurch, dass die OC-Aerosole hauptsächlich die solare Strahlung streuen, und die EC-Aerosole, die nicht nur streuen sondern auch stark absorbieren. Diese beiden Typen werden zusammengefasst unter dem Namen TC, Total Carbon. Im Zuge dieser Studie von Mazurek et al. (1991), die sich mit den kohlenstoffhaltigen Aerosolen, die durch Waldbrände in Ontario im August 1989 emittiert wurden, auseinandergesetzt hat, konnte nachgewiesen werden, dass von der Massenkonzentration her, die OC-Aerosole den Großteil der TC- Aerosole ausmachen, unabhängig davon, wie groß die Temperatur bei der Verbrennung war.

Man unterscheidet in der Literatur zwischen EC, Elemental Carbon, und BC, Black Carbon. Beide stehen für den Teil des Aerosols, der stark absorbierenden Eigenschaften besitzt. Wenn man diesen Anteil durch thermische Methoden bestimmt, so spricht man von EC und wenn man diesen Anteil durch optische Methoden bestimmt so spricht man von BC.

Es ist grundsätzlich so, dass es schwierig ist den absorbierenden Teil zu bestimmen, da es bis jetzt noch keine einheitliche Methode für die Bestimmung gibt, und jeder Wert von der Methode, mit der er bestimmt wurde abhängig ist. (Eine ausführliche Behandlung dieser Thematik liefern zum Beispiel ten Brink et al. (2004))

Ackerman und Toon (1981) haben in ihrer Studie, " Absorption of visible radiation in atmosphere containing mixtures of absorbing and nonabsorbing particles", drei Möglichkeiten angenommen, wie absorbierende Teile mit den übrigen Anteilen innerhalb eines Aerosolpartikels vermischt sein können:

- Externe Mischung:
Dabei geht man davon aus, dass die absorbierenden und nichtabsorbierenden Anteile sich nicht gegenseitig beeinflussen und ihre Eigenschaften sich daher als Summe der Eigenschaften der einzelnen Teile ergeben.
- Interne Mischung:
Dabei geht man davon aus, dass der absorbierende Anteil den Kern des Partikel bildet.

Dieser ist umgeben von einem nichtabsorbierenden Anteil.

- Volumen- Mischung:

Dabei geht man davon aus, dass die absorbierenden und nichtabsorbierenden Anteile gleichmäßig miteinander vermischt sind. Diese Mischung stellt eine Approximation der beiden vorherigen betrachteten Fälle dar.

Sie zeigen im Zuge dieser Studie, dass durch dieses vereinfachte Modell von Mischungen, berechnete Werte von Aerosol optischen Größen, wie zum Beispiel, der Einfachstreuabkoeffizient, gut mit den gemessenen Werten übereinstimmen.

Diese Modellvorstellungen wurden, im Laufe der Zeit auch von vielen anderen übernommen um die absorbierenden Eigenschaften eines Partikels zu beschreiben.

Martins et al. (1998), haben Eigenschaften typischer Smoke Aerosole im Zuge des SCAR-B, "Smoke, Clouds and Radiation-Brazil", Experimentes analysiert, die in Brasilien durch Brände in die Atmosphäre gelangt sind. Der Fokus dabei lag auf den absorbierenden Eigenschaften der Partikel. Eines der wichtigen Ergebnisse dieser Studie ist, dass sie unter anderem nachweisen konnten, dass die Absorption bei kleineren Partikeln ($0.05-0.15\mu m$) stärker von der Wellenlänge der Strahlung abhängt, als bei größeren.

2.3 Allgemeine Informationen über die Brände in Russland 2010

Wald- und Torfbrände sind in den betroffenen Gebieten Russlands um diese Jahreszeit eigentlich keine Seltenheit (Isaev et al., 2002, Zhang et al., 2003). Die Brände im Jahr 2010 zeichnen sich jedoch von denen der letzten Jahre aus, auf Grund der extremen Bedingungen unter denen sie wüteten und auf Grund der extremen Ausmaße, die sie annahmen. Bedingt durch eine ungünstige Großwetterlage über den betrachteten Zeitraum, (siehe Abbildung 3 von www.wetterzentrale.de), die bestimmt war, durch ein großes Hoch, über Osteuropa östlich und westlich davon durch zwei Tief's begrenzt, ging der Sommer 2010 in Osteuropa einher mit einer sehr stabilen Hitze- und Trockenperiode im Bereich des Hochs und einer sehr stabilen Schlechtwetterlage im Bereich der Tiefs, was dazu führte, dass sich die zu Beginn lokalen Brände, schnell und ungehindert auf größere Regionen ausweiten konnten. Barriopedro et al. (2011) gehen davon aus, dass der Hitzesommer 2010 in seinen extremen Ausmaßen sogar den Hitzesommer 2003 übertroffen hatte. In dieser Studie wurden die Wetterlage und die Temperaturanomalien genau analysiert und auch mit den Jahren davor, verglichen.

Im folgenden Abschnitt soll über einige Studien berichtet werden, die die Situation zur Zeit der Brände im Sommer 2010 bereits analysiert haben.

2.3.1 Konovlaov et al. 2011: Atmospheric impacts of the 2010 Russian wildfires

Konovlaov et al. (2011) haben in ihrer Studie "Atmospheric impacts of the 2010 Russian wildfires: integrating modelling and measurements of an extreme air pollution episode in the Moscow region" eine sehr genaue Analyse zur Situation der Luftverschmutzung in der Großstadt Moskau während der Brände im Jahr 2010 durchgeführt. Mit Hilfe von

28JUL2010 00Z

500 hPa Geopotential (gpdm) und Bodendruck (hPa)

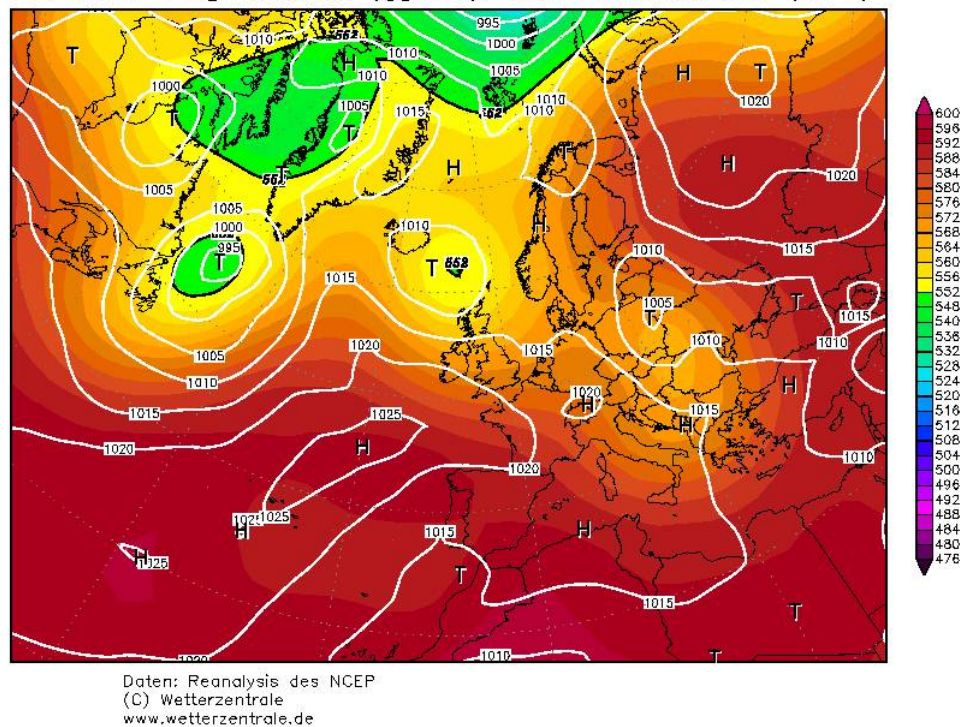


Abbildung 3: Großwetterlage am 28.Juli 2010 (www.wetterzentrale.de)

Daten aus Bodenstationen und Satelliten wurde die chemische Zusammensetzung der Atmosphäre über Modellberechnungen, mit dem CHIMERE Chemistry Transport Model, analysiert.

Direkt in Moskau wurden von der State Environmental Institution "Mosecomonitoring" (www.mosecom.ru), CO, PM_{10} und O_3 Konzentrationen gemessen.

Aus ihren Untersuchungen folgern sie, dass es eine Emission von ca. 10 Tg CO durch die Wald- und Torfbrände im europäischen Teil von Russland, im Sommer 2010, gegeben hat. Im weiteren haben sie auch den Verlauf der PM_{10} Konzentration in Moskau, während dieses Zeitraumes untersucht. Den Maximalwert erreichte die PM_{10} Konzentration am 7.August 2010 mit einem Wert von $900 \frac{\mu g}{m^3}$, wobei der von den russischen Luftqualitätstandards vorgegebene Grenzwert bei $150 \frac{\mu g}{m^3}$ für den Tagesmittelwert der PM_{10} Konzentration liegt. Gleichzeitig erreichte an diesem Tag auch die CO Konzentration ihren Maximalwert, mit $20 \frac{mg}{m^3}$, wobei hier der von den Luftqualitätstandards vorgegebene Grenzwert bei einer Konzentration von $3 \frac{mg}{m^3}$ für den Tagesmittelwert liegt. Daneben untersuchten sie auch den Verlauf der Ozon-Konzentration in Moskau während dieses Zeitraums. Dabei stellten sie fest, dass die Ozon Konzentration während dieses Zeitraums im August erhöht, aber am 7.August kein vergleichbares Maximum hatte, wie

der Peak der CO und PM Konzentrationen. Sie berücksichtigten in ihren Berechnungen auch, dass der Ozongehalt durch die Brände in zweierlei Hinsicht betroffen werden konnte: Einerseits, kann es zu einer verstärkten Bildung von Ozon in Bodennähe kommen, da durch die Verbrennung viele Produkte entstehen, die die Bildung von Ozon begünstigen. Andererseits jedoch, wird durch die Anwesenheit der zum Teil stark absorbierenden Partikel, ein Großteil des Sonnenlichts abgeschirmt, das für die photochemischen Reaktionen zur Bildung von Ozon notwendig wäre.

Die Abbildungen 4,5,6 die den Verlauf der Konzentration von PM_{10} , CO und O_3 während des Zeitraums der Brände 2010 in Moskau zeigen, stammen aus dem Paper von Konovalov et al. (2011).

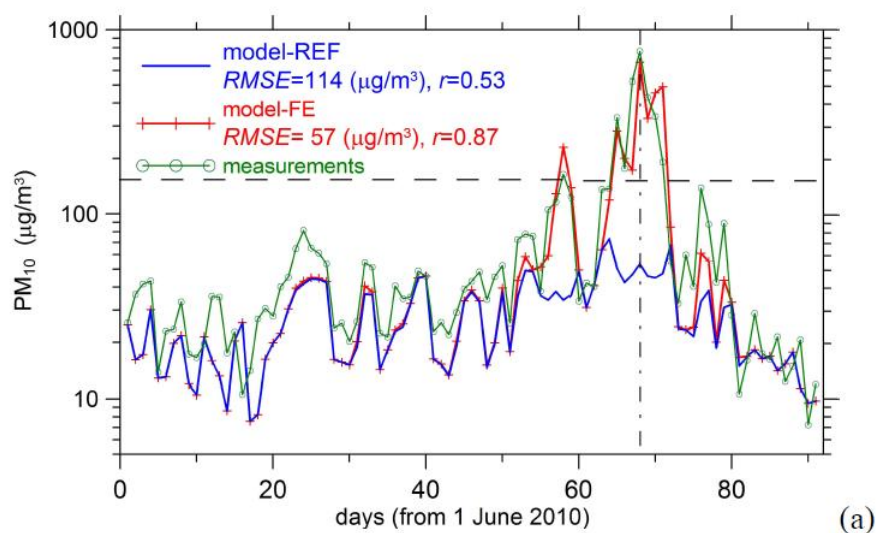


Abbildung 4: Verlauf der PM_{10} Konzentration nach Konovalov et al. (2011)

2.3.2 Mei et al., 2011: Integration of remote sensing data and surface observations to estimate the impact of the Russian wildfires over Europe and Asia during August 2010

Mei et al. (2011) haben in ihrer Studie die Ausbreitung der Rauchfahnen der Brände im Sommer 2010 untersucht über eine HYSPLIT Modell Simulation, mit Hilfe von Satellitendaten, von den Instrumenten MODIS, OMI und CALIPSO, sowie mit AERONET Daten und in situ Messungen von $PM_{2.5}$. Dabei war der Fokus nicht nur auf den europäischen Teil von Russland gerichtet, sondern auch auf den asiatischen Teil. Die Ergebnisse dieser Studie zeigen, dass Moskau am stärksten von der Smoke Plume betroffen war, im Zeitraum vom 31.Juli bis zum ca. 15.August. Die Sichtweite in Moskau betrug um den 7. und 8.August herum nur ca. 100m. Im Zeitraum zwischen dem 10.und 12.August erreichte die Smoke Plume Zentralrussland und Kirgisistan, wobei die Intensität der Belastung

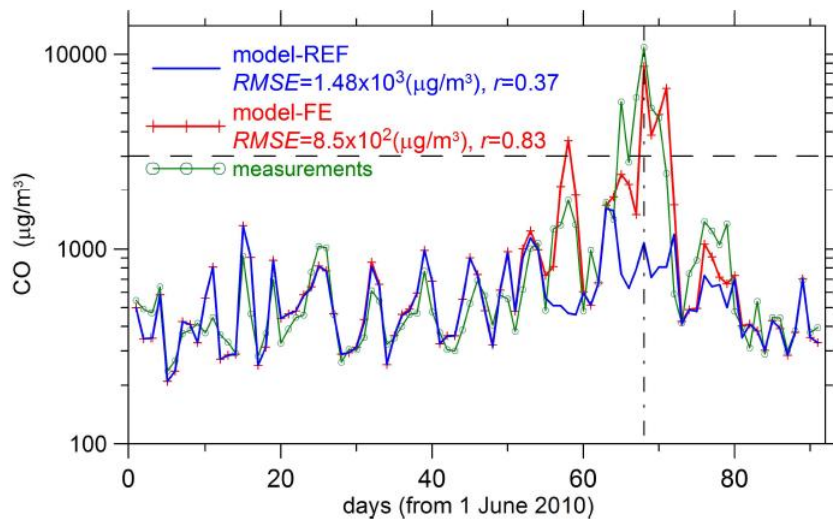


Abbildung 5: Verlauf der CO Konzentration nach Konovalov et al. (2011)

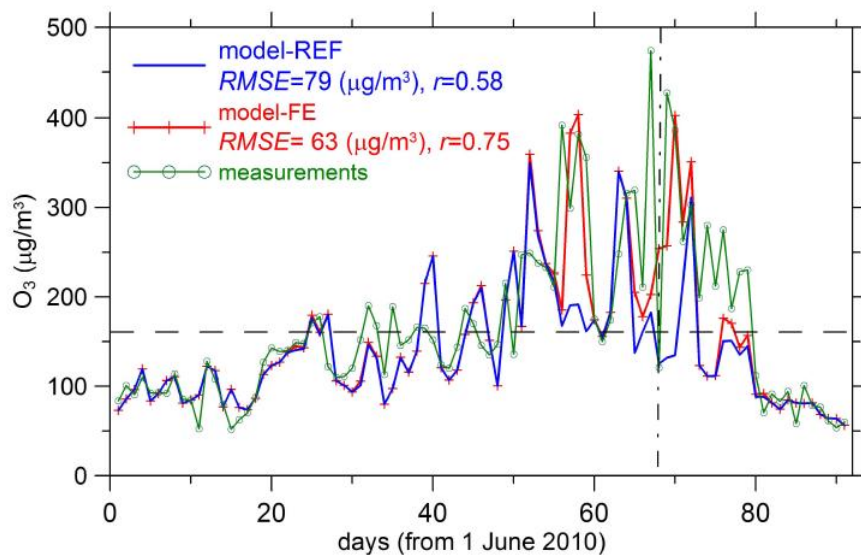


Abbildung 6: Verlauf der Ozon Konzentration nach Konovalov et al. (2011)

dort nicht so groß war, wie im europäischen Teil von Russland. Ab dem 13. August konnte aber kein Effekt mehr festgestellt werden, weil sich die Wetterlage dann änderte. Die Studie von Mei et al., zeigte aber auch, dass auch Länder östlich von Russland durch die Smoke Plume betroffen waren, wie zum Beispiel Finnland, wo am 8. August eine $PM_{2.5}$ Konzentration von ca. $60 \frac{\mu g}{m^3}$ gemessen wurde, oder auch die Ukraine.

2.3.3 Chubarova et al., 2012: Smoke aerosol and its radiative effects during extreme fire event over Central Russia in summer 2010

Chubarova et al. (2012) haben eine sehr ausführliche Studie über die Lage in Moskau zur Zeit der Waldbrände und die Auswirkungen der Aerosole auf die kurzwellige solare Strahlung im Sommer 2010 mit Hilfe von AERONET Daten durchgeführt. In Abbildung 7 sieht man den Temperaturverlauf und die Menge an Niederschlag in mm in Moskau, zwischen dem 1.5 und dem 28.9.2010. Die Daten stammen vom meteorologischen Observatorium der Moscow State University und die Abbildung von Chubarova et al. (2012).

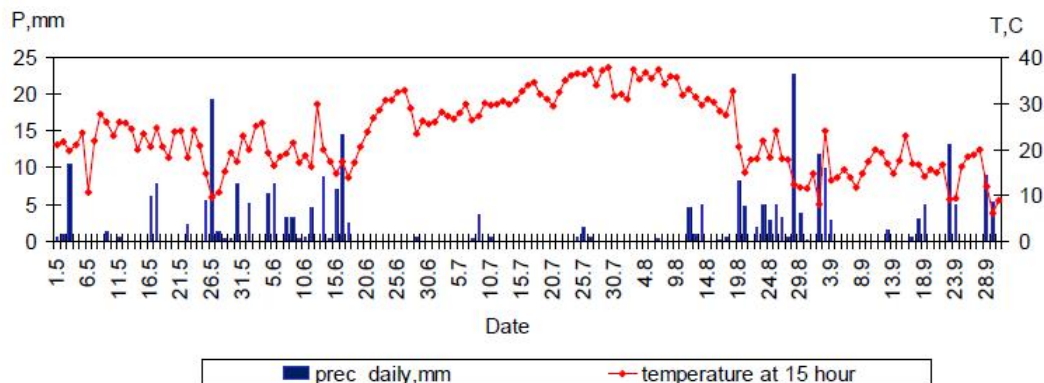


Abbildung 7: Verlauf der Temperatur und Niederschlagsmenge in Moskau nach Chubarova et al. (2012)

Zur Analyse der Situation verwendeten sie Daten der AERONET-Stationen in Moskau und in Zvenigorod.

Am 7. August erreichte die AOD einen Maximalwert, sowohl in Moskau als auch in Zvenigorod. Für diesen Tag wurde eine spezielle Analyse der AERONET Daten durchgeführt, weil die extremen Bedingungen zu einer hohen Triplet Variabilität in den AOD Daten geführt hatte und auf diese Weise, viele der Werte vom Algorithmus missinterpretiert wurden, was dazu führte, dass der Standardalgorithmus für die Level 2 Daten nur die Daten für den Morgen dieses Tages wiedergeben hatte. Durch die spezielle Analyse wurde berechnet, dass die AOD in Moskau an diesem Tag einen Maximalwert von ca. 6.4 und in Zvenigorod einen Maximalwert von 5.9 erreicht hatte.

Anhand dieser Werte folgern sie, dass die AOD bei 500nm im Juli ungefähr um 0.03 pro Tag gestiegen ist. Zwischen dem 6. und 8. August gab es einen großen Sprung nach oben und am 7. August erreichte die AOD bei 500nm über Moskau einen Maximalwert. Durch die Änderung der Wetterlage verringerte sich die Belastung ab dem 11. August, was dazu führte, dass die AOD bei 500nm auf Werte unter 1.5 sank. Nach dem 18. August wurden wieder Werte im Bereich von 0.05-0.07 gemessen.

Die AOD Werte von Moskau im Sommer 2010 wurden verglichen mit den AOD Werten die unter normalen Umständen über Moskau von der AERONET Station gemessen wurden. Dazu wurde ein 10 Jahres Mittelwert (2001-2010) für die AOD bei 500nm für August berechnet. Dieser liegt bei einer AOD von 0.35.

Mit Hilfe dieser Daten wurde auch der Einfluss der Smoke Aerosole auf die kurzwellige solare Strahlung untersucht (Abbildung 8). Sie kommen dabei zu den Ergebnissen, dass am 7. August die kurzwellige Bestrahlungsstärke um ca. 64% verringert wurde, und im speziellen die UV-Strahlung im Bereich von 300-380nm um ca. 91%. Sie verglichen dieses Ergebnis auch mit den Resultaten aus einer ähnlichen Studie von Chubarova et al. (2009) aus dem Jahr 2009, wo sie die Brände aus dem Jahr 2002 untersuchten. (Publiziert wurde diese Studie in "Wildland fires and Air Pollution. Developments in Environmental Science" (Bytnerowicz et al., 2009). Im Zuge dieser Brände aus dem Jahr 2002 kam es auf Grund ihrer Berechnungen zu einer Reduktion der solaren kurzwelligen Strahlung um ca. 32% und für den UV-Bereich zwischen 300-380nm zu einer Reduktion um ca. 62%. Sie konnten im Weiteren auch feststellen, dass die vermutete spektrale Abhängigkeit der Verringerung der kurzwelligen Bestrahlungsstärke in Richtung kleinerer Wellenlängen zunimmt.

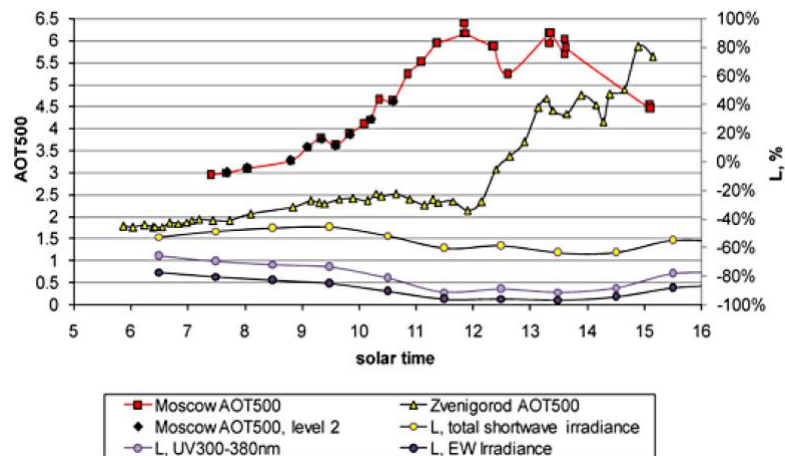


Abbildung 8: Tagesgang der AOD bei 500nm und Abschwächung der Bestrahlungsstärken am 7. August nach Chubarova et al. (2012)

3 Methodik

3.1 Aufgabenstellung und Ziele

Ziel dieser Arbeit ist es den Einfluss, der Aerosole, die durch die Brände in die Atmosphäre gelangt sind, auf die kurzwellige, abwärts gerichtete, solare Strahlung zu untersuchen. Für diese Untersuchung wurden einerseits Daten von AERONET Bodenstationen verwendet, die es einem ermöglichen Aussagen über den Einfluss der Aerosole auf die Strahlung an einem bestimmten Ort zu treffen und andererseits wurden auch Daten der Satelliten TERRA und AQUA verwendet, mit deren Hilfe es auch möglich ist den Einfluss der Aerosole, über einem größeren Gebiet betrachtet, zu untersuchen. In einem ersten Schritt wird aber eine Fehleranalyse der Strahlungsmodellberechnungen durchgeführt. Diese Analyse soll Aussagen über die Genauigkeit, der Berechnungen der durch die Brandaerosole verursachten Veränderungen der Solarstrahlung ermöglichen. Dazu werden Daten von BSRN Stationen verwendet. Im zweiten Schritt werden anschließend Simulationen der Einflüsse der, durch die Brände emittierten Aerosole, auf die kurzwellige abwärts gerichtete solare Strahlung durchgeführt werden.

Es wurden drei AERONET Stationen aus den betroffenen Gebieten ausgewählt:

- Toravere [LAT:58.255°, LONG: 26.460°]
- Moskau [LAT: 55.700°, LONG: 37.510°]
- Yekaterinburg [LAT: 57.038°, LONG: 59.545°]

In Toravere gibt es zusätzlich noch eine BSRN Station, die Messdaten der Bestrahlungsstärke liefert. In Abbildung 9, die von der Site www.weltkarte.com stammt, sind die drei Orte, an denen sich die Bodenstationen befinden, eingezeichnet.

Zusätzlich wurden zur Validierung der Modellberechnungen bei hohen Aerosol optischen Dicken AERONET und BSRN Daten der chinesischen Stadt XiangHe, [LAT:39.754°, LONG: 116.962°] verwendet.

Im folgenden Abschnitt soll eine kurze Beschreibung der AERONET/BSRN Stationen gegeben werden:

Toravere

Toravere ist ein kleiner Ort in Estland, in der Nähe von Tartu, der eine große meteorologische Forschungsstation besitzt (<http://www.aai.ee/>), bei der es sowohl eine AERONET Station, als auch eine BSRN Station gibt. Die Forschungsstation befindet sich in einer ländlichen Region, weit weg von Städten auf einer Meereshöhe von ca. 70m.

Auch diese Bereiche Nord- bzw. Osteuropas sind häufig von Bränden betroffen, sehr oft indirekt, indem Smoke Aerosole von Bränden in anderen Gebieten Osteuropas, durch kontinentale Strömungen in diese Richtung transportiert werden. Ein Beispiel dafür liefert die Studie "A case study on biomass burning aerosols: effects on aerosol optical properties and surface radiation levels" von Arola et al. (2007). Dabei wurden die Auswirkungen der durch die Brände in Osteuropa im Jahr 2006 entstandenen Partikel auf die solare



Abbildung 9: Bodenstationen (Die topographische Karte für die Darstellung der Lage der Bodenstationen stammt von <http://www.weltkarte.com/russland/russland/karte-topographie-russland.htm>)

Strahlung und deren Transport von Gebieten Osteuropas nach Nordeuropa untersucht.

Der Principal Investigator der dortigen AERONET Station ist PhD Erko Jakobson und die Site Managers sind Dr. Madis Sulev und Ilmar Ansko. Der Betreuer der dortigen BSRN Station ist PhD Ain Kallis.

Moskau

Die AERONET Station liegt direkt in Moskau, am Dach der Moskau State University, auf einer Meereshöhe von 192 m (vgl.

http://aeronet.gsfc.nasa.gov/new_web/photo_db/Moscow_MSU_MO.html

Die Principal Investigators der dortigen AERONET Station sind Dr. Brent Holben und Dr. Natalia Chubarova, die neben Elena Stolyarova auch die Site Managerin ist. Für die

Berechnungen und Analysen wurden nur AERONET Daten vom Typ Level 2 verwendet.

Yekaterinburg

Yekaterinburg ist eine Stadt am Uralgebirge im asiatischen Teil von Russland. Die AERONET Station liegt ca. 60km von dieser Stadt entfernt, und ist Teil des Kourouka Astronomical Observatory der Ural State University und liegt auf einer Meereshöhe von ca. 300m. Die Station befindet sich in einer ländlichen Umgebung, in der Nähe des Dorfes Sloboda (vgl.http://aeronet.gsfc.nasa.gov/new_web/photo_db/Yekaterinburg.html). Die Principal Investigators sind Dr. Brent Holben und Dr. Mikhail Panchenko.

XiangHe

XiangHe ist eine kleine chinesische Stadt, in der Nähe von Peking und die AERONET/BSRN Messtation befindet sich außerhalb von ihr, in einer ländlichen Region. Im Juni 2008 wurden von dieser AERONET Station sehr hohe Aerosol optische Dicken, mit Höchstwerten im Bereich zwischen 5 und 6 (bei 500nm), gemessen. Die für die AERONET Station zuständigen Personen sind Dr. Pucai Wang und Dr. Xiangao Xia, wobei Dr. Xiangao Xia auch die dortige BSRN Station betreut.

3.2 LibRadtran-UVspec: Modellberechnungen

Die Modellberechnungen für die Bestrahlungstärken wurden im Zuge dieser Arbeit durchgeführt mit Hilfe des Strahlungstransfermodells "UVspec", aus dem LibRadtran-Paket-"library for radiative transfer", der Version "libRadtran-1.6-beta", von Bernhard Mayer, Claudia Emde, Robert Buras und Arve Kylling (Mayer und Kylling, 2005). Das Paket ist frei erhältlich und kann im Internet auf der folgenden Seite gefunden werden:
<http://www.libradtran.org/doku.php>

3.2.1 Das Strahlungsstransfermodell UVspec

"UVspec" ist der Name des im LibRadtran-Paktes enthaltenen Strahlungstransfermodells. So ein Strahlungsstransfermodell besteht grob gesehen aus drei großen Teilen (Mayer und Kylling, 2005):

- Atmosphäre und ihre Bestandteile
- Strahlungstransfer-Solver, kurz RTE-Solver
- Nachbearbeitung der berechneten Größen, je nachdem welchen Output der Benutzer haben möchte

Das libRadtran Paket bietet eine Vielzahl an unterschiedlichen Strahlungstransfergleichungslösern, kurz RTE-solver an. Alle diese Solver haben gemeinsam, dass sie unter bestimmten Annahmen die Strahlungstransfergleichung lösen: Im Zuge dieser Arbeit wurde mit einem der DISORT Solver, "Discrete Ordinate Radiative Transfer Solvers" gerechnet, nämlich mit dem "disort2" Solver, der eine nach Stamnes et al. (2000) erweiterte Version

des ursprünglichen "disort" Solvers von Stamnes et al. (1991) ist, deren Methode wiederum selbst auf Chandrasekhar (1950) zurückgeht. Die Idee, die hinter diesem Algorithmus steckt, besteht kurz gesagt darin, die auftretenden Integrale durch Summen zu ersetzen.

3.2.2 Inputfile für die Modellberechnungen

Das Inputfile ist das File, in dem alle relevanten Parameter, die für die Modellberechnung notwendig sind, enthält. Bei diesen Parametern handelt sich sowohl um externe Parameter, wie zum Beispiel Messdaten aus den Boden- bzw. Satellitenstationen und andererseits auch um interne Parameter, für die LibRadtran bereits vorgefertigte Werte hat, wie zum Beispiel ein Atmosphärenfile, in dem sämtliche Parameter wie Temperaturschichtung, Druckverteilung und die Dichten einiger atmosphärische Gase enthalten sind. LibRadtran bietet eine Vielzahl an Möglichkeiten für die Gestaltung des Inputfiles. Detaillierte Informationen sowie Beschreibungen findet man im LibRadtran-Paket enthaltenden, User-Guide nach Mayer et al. (2011).

Im Folgenden sollen nun diejenigen Parameter des Inputfiles besprochen werden, die auch tatsächlich für die Modellberechnungen der Bestrahlungsstärke im Zuge dieser Diplomarbeit verwendet wurden. Ein Beispiel für ein typisches Inputfile sieht man in Abbildung 10. Durch Ausprobieren der unterschiedlichen Möglichkeiten und Vergleich der Ergebnisse mit Hilfe von BSRN bzw. AERONET Daten wurde entschieden welche Parameter für das Inputfile verwendet werden.

Das Inputfile beginnt mit der Auswahl eines Atmosphärenfiles. Als Atmosphärenfile wurde eines der sechs Standardatmosphärenfiles von LibRadtran gewählt, die von Anderson et al. (1986) zusammengestellt wurden, nämlich das Atmosphärenfile "afglms", "Midlatitude Summer", passend für Sommermonate Juli-August, die Zeit in der die Brände in Osteuropa wüteten. Dieses wurde für alle Berechnungen in dieser Arbeit verwendet.

Aerosolparameter:

Der Fokus dieser Arbeit besteht darin, herauszufinden, inwiefern, die Aerosole die durch die Brände in die Atmosphäre gelangt sind, die kurzweilige nach unten gerichtete solare Strahlung beeinflusst haben. Dazu wurden im Zuge dieser Arbeit Bestrahlungsstärken an verschiedenen Tagen, zu verschiedenen Zeiten, unter verschiedenen Aerosolbelastungen in der Atmosphäre, berechnet. Um den Einfluss dieser Aerosole auf die Bestrahlungsstärke zu untersuchen, wurde so vorgegangen, dass die Bestrahlungsstärken, berechnet mit den, zu diesem Zeitpunkt, in der Atmosphäre anwesenden Aerosolen, mit denjenigen Bestrahlungsstärken bei Anwesenheit, "normaler", d.h. für diese Zeit, in dieser Region, typischen Aerosolen in der Luft, kurz "default" Aerosolen, verglichen wurden. LibRadtran bietet ein bereits vorgefertigtes Modell für die default Aerosole an:

Mit der Option "*default_aerosols*" ist es möglich die Bestrahlungsstärke im Falle der Anwesenheit "normaler", typischer Hintergrundaerosole, zu berechnen. Das Modell der Aerosole das hinter diesem "Default" Begriff steht, geht auf Shettle () zurück, der dieses unter dem Titel "Models of aerosols, clouds and precipitation for atmospheric propagation studies" im Zuge der Conference on Atmospheric Propagation in the UV, Um,

IR and MM-Region and Related System Aspects, NATO Adv. Group for Aerosp. Res. and Dev., Copenhagen, 1989 präsentiert hat. Kurz zusammengefasst handelt es sich bei diesen default Aerosolen um normale Hintergrundaerosole in der Grenzschicht, eingebettet im Frühling-Sommer. Die Sichtweite beträgt bei der Anwesenheit dieser Art von default Aerosolen in der Atmosphäre 50km (Mayer et al., 2005). Alle Berechnungen der Bestrahlungsstärke, die für eine ganze Fläche durchgeführt wurden, wurden mit Option *"default_aerosols"* berechnet. Für die Berechnungen der Tagesgänge der Bestrahlungsstärke an den drei Orten Toravere, Moskau und Yekaterinburg, wurde diese Option hingegen nicht verwendet, sondern eigene Parameter für die "default Werte" berechnet. (Näheres dazu in den folgenden Kapiteln.)

Eine genauere Möglichkeit die default Parameter zu modifizieren besteht darin die *"default_aerosols"* mit Hilfe anderer Aerosol Parameter zu überschreiben, wie zum Beispiel mit den Optionen *"aerosol_vulcan1"*, *"aerosol_season1"*, *"aerosol_haze"* und *"aerosol_visibility"*, die wiederum auf das Modell von Shettle () zurückgehen.

Um die default Aerosole noch weiter zu modifizieren und um sie an die optischen Dicken und Aerosole der Situation entsprechend anzupassen wurden die Angströmkoeffizienten, Alpha und Beta, die mit der Option *"aerosol_angstrom[alpha][beta]"* im Inputfile gesetzt werden können, sowie die Einfachstreueralbedo, die mit der Option *"aerosol_set_ssa"* eingebunden wird, verwendet. Da im Zuge dieser Arbeit Berechnungen für die Sommermonate durchgeführt wurden und keine Aerosole von Vulkanen in die Berechnungen inkludiert wurden, genügt es durch die Option *"default_aerosols"*, die Aerosol Profile nach Shettle (), für die Berechnungen zu verwenden.

Man hätte noch einen Schritt weiter gehen können indem man die Aerosolprofile von Shettle zu überschreibt mit der Option *"aerosol_files"*. Da aber keine Informationen über die vertikalen Profile der damaligen Situation im Sommer 2010 zur Verfügung standen, wurden die Aerosolprofile von Shettle zur Berechnung verwendet, die jedoch, wie zuvor beschrieben, durch die Angabe der Angströmkoeffizienten und der Einfachstreueralbedo modifiziert wurden.

Mit den Befehlen *"day_of_year"*, *"altitude"* und *"albedo"*, werden der Tag des Jahres, zur Korrektur des Erde-Sonne Abstandes, die Höhe und die Oberflächenalbedo definiert. Mit dem Befehl *"sza"* wird der solare Zenithwinkel gesetzt.

Der Strahlungstransfersolver mit dem alle Berechnungen im Zuge dieser Arbeit durchgeführt wurden ist *"disort2"*, der wie vorher erläutert auf Stamnes et al. (2000) zurückgeht. Für die spektrale Berechnung der Bestrahlungsstärken wurde die correlated-k Methode verwendet, die mit der Option *"correlated-k"* im Inputfile inkludiert wurde. Als Parametrisierung wurde die von Kato et al. (1999) verwendet. Das KATO-File wurde jedoch für die Berechnungen so modifiziert, dass es nur Werte bis zur Wellenlänge von 2638,540 enthält, damit die Berechnungen der Bestrahlungsstärke über einen Wellenlängenbereich von ca. $0,3\mu m$ bis zu ca. $3\mu m$ gehen, um diese mit BSRN Daten vergleichen zu können, die auch Werte für diesen Wellenlängenbereich liefern. Mit der Option *"output sum"* werden

die berechneten Werte über alle Wellenlängen aufsummiert.

Mit "*output_user*" wurde noch angegeben welche Werte im Outputfile enthalten sein sollen: "eglo" steht für die Summe aus direkter und diffuser kurzwelliger nach unten gerichteter Strahlung.

```
#Berechnung mit MODIS Daten 7.Aug 8:05 Moskau  
  
atmosphere_file ../data/atmmod/afglms.dat  
  
#Aerosolparameter  
aerosol_default  
aerosol_angstrom 1.183 0.28775  
aerosol_set_ssa 0.93  
  
#Tag und Solver  
day_of_year 219  
altitude 0.192  
albedo 0.168  
sza 53.67  
  
rte_solver disort2  
correlated_k KATO  
output sum  
  
output_user eglo  
quiet
```

Abbildung 10: Typisches Inputfile für die Modellberechnungen

3.3 BSRN-Baseline Surface Radiation Network

Zur Validierung der, mit UVspec berechneten, Bestrahlungsstärken wurden tatsächliche Messungen der kurzwelligen, abwärts gerichteten, solaren Strahlung von BSRN-Stationen herangezogen und diese mit den Modellberechnungen verglichen.

BSRN ist ein internationales Netzwerk von Bodenstationen, das ein breites Spektrum an atmosphärischen Strahlungsgrößen anbietet. (Die offizielle Homepage von BSRN findet man unter <http://www.bsrn.awi.de/>). Dieses Projekt wurde von der World Climate Research Programme (WCRP) Radiative Fluxes Working Group gegründet (Ohmura et al., 1998). Die Daten der BSRN Stationen werden vom WRMC, World Radiation Monitoring Center, gesammelt. Wichtige Informationen dazu findet man zum Beispiel auch unter Hegner et al. (1998). Wenn man Daten von BSRN Stationen beziehen möchte, so muss man mit dem Direktor des WRMC, Dr. Gert König-Langlo Kontakt aufnehmen.

Ohmura et al. (1998) haben in "Baseline Surface Radiation Network (BSRN/WCRP): New Precision Radiometry for Climate Research", die grundlegenden Ideen, Messarten und Genauigkeiten der Messungen, von BSRN Stationen, zusammengefasst. Die BSRN Stationen bieten unterschiedliche Arten von Messungen an wie "Basic measurements", die unter anderem die direkte und diffuse Bestrahlungsstärke beinhalten, "Expanded measurement program", das unter anderem die spektrale Bestrahlungsstärke, Ozon, Wasserdampf etc. beinhaltet, und "Other measurements for atmospheric radiation research", wie zum Beispiel "Low-resolution shortwave hemispherical spectral irradiance including UV".

Bei den betrachteten zwei BSRN Stationen, von denen im Zuge dieser Arbeit Daten verwendet wurden, Toravere und XiangHe, wird zur Messung der globalen kurzwelligen nach unten gerichteten Bestrahlungsstärke das Pyranometer von Kipp & Zonen vom Typ CM21, SN 010868, WRMC No. 9021 verwendet. Dieses Pyranometer überdeckt einen spektralen Bereich von ca. 300 – 2800 nm. Nähere Informationen und technische Details dazu findet man in der Bedienungsanleitung dieses Pyranometers von Kipp & Zonen http://badc.nerc.ac.uk/data/cardington/instr_v7/pyranometer.html

Die Nutzer der BSRN Daten müssen selbst einen Quality Check der Daten durchführen. Seit Anfang 2012, bietet BSRN dafür ein Tool an, die BSRN Toolbox, die frei erhältlich ist auf der folgenden Seite: http://wiki.pangaea.de/wiki/BSRN_Toolbox. Dazu müssen die BSRN Daten nur von dieser Toolbox eingelesen werden.

In Toravere befindet sich eine BSRN Station, von der Daten aus dem Jahr 2010 für die gewünschten Monate Juli und August zur Verfügung standen. Damit hat man in Toravere die Möglichkeit, die Modellberechnungen der Bestrahlungsstärke mit tatsächlich gemessenen Bestrahlungsstärken von Pyranometern der BSRN Station zu vergleichen. In diesem Zeitraum gab es in Toravere im Vergleich zu Moskau oder Yekaterinburg nur eine geringe Erhöhung der Werte der Aerosol optischen Dicke.

In Moskau und Yekaterinburg gibt es keine BSRN Station, und damit auch nicht die Möglichkeit, die Modellberechnungen, direkt mit tatsächlich gemessenen Werten der Bestrahlungsstärke zu vergleichen. Da sowohl in Moskau als auch in Yekaterinburg sehr hohe optische Dicken in diesem Zeitraum gemessen wurden, ist es wichtig die Qualität der Modellberechnung auch bei hohen Aerosol optischen Dicken mit tatsächlich gemessenen Werten zu vergleichen. Aus diesem Grund wurde eine weitere BSRN Station ausgewählt, in einer Region, in der auch sehr hohe Werte der AOD von einer AERONET Station gemessen wurden: XiangHe. Die Messstation liegt in der Nähe der gleichnamigen Stadt, in China, die in der Nähe von Peking liegt. Die erhöhte AOD dort hat zwar nichts mit den Bränden in Osteuropa 2010 zu tun, aber es geht nur darum, die Qualität der Modellberechnung bei hohen Aerosol optischen Dicken zu validieren, damit dann eine Aussage über die Zuverlässigkeit der Modellberechnungen in Moskau und Yekaterinburg getroffen werden kann.

3.4 AERONET - Aerosol Robotic Network

3.4.1 Allgemeine Informationen über AERONET

AERONET, Aerosol Robotic Network, (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>) ist ein internationales Netzwerk von Bodenstationen der NASA, zur Messung von Aerosolparametern auf der ganzen Welt. Folgender Text folgt sinngemäß Holben et al. (1998):

Die Bodenstationen sind ausgestattet mit dem französischen Sonnenphotometer CIMEL Electronique 318A. Dieser Typ von Sonnenphotometer hat einen vollen Blickwinkel von ca. 1.2° , wird über Solarzellen betrieben und ist wetterfest. Mit Hilfe von zwei Detektoren kann das Sonnenphotometer zwei Arten von Messungen durchführen: "Direct Sun", oder "Sky- Observations".

Für die Direct-Sun Messmethode stehen 8 spektrale Kanäle zur Verfügung, im Wellenlängenbereich zwischen 340nm und 1020nm, und für die Sky-Messmethode vier Kanäle zwischen 440nm und 1020nm. Ein Messdurchgang mit all diesen Kanälen, dauert ungefähr 10s. Es werden immer Triplet-Messungen durchgeführt, das heißt, dass pro Wellenlänge drei Mal gemessen wird. Diese Triplet-Messmethode hilft, eine etwaige Bewölkung festzustellen, da die zeitliche Variation der Wolken meistens größer ist, als die der Aerosole in der Atmosphäre (Holben et al., 1998). Eine genaue Beschreibung der Cloud-Clearing Methode der AERONET Messsysteme findet man bei Smirnov et al.(2000). Die Autoren beschreiben darin sehr detailliert, wie man Wolken ausschließt, indem man gewisse Schranken für die Variabilität innerhalb der Triplet-Messungen angibt.

Die "Sky-Messmethode" besteht aus zwei Methoden, "almucantar" und "principal plane", und wird immer im Anschluss an die "Direct Sun"-Messmethode gemacht. Aus diesen Messungen können dann weitere zusätzliche Aerosol relevante Größen wie die Größenverteilung oder die Phasenfunktion bestimmt werden, um nur einige Beispiele zu erwähnen.

3.4.2 Was erhält man von AERONET und was kommt in das Inputfile?

Mit Hilfe der Level 2 ("quality assured" und "cloud cleared") Daten aus dem AERONET Direct Sun Algorithmus und dem Inversionsalgorithmus erhält man folgende externe Parameter für das LibRadtran-Inputfile: über die AOD bei unterschiedlichen Wellenlängen die Angström Koeffizienten Alpha und Beta, die Einfachstreualbedo und die Albedo.

AOD

Aus dem "Direct Sun" Algorithmus erhält man Werte der AOD bei verschiedenen Wellenlängen. Mit Hilfe dieser Werte werden über das Angströmgesetz (Angström, 1929), das die Wellenlängenabhängigkeit der Aerosol optischen Dicke beschreibt,

$$\tau(\lambda) = \beta \lambda^{-\alpha}$$

die Angströmkoeffizienten, α und β , über lineare Regression berechnet, wobei λ in μm anzugeben ist. Dabei geht man folgendermaßen vor: Zunächst logarithmiert man die obige Gleichung:

$$\log_{10} \tau(\lambda) = \log_{10}(\beta) - \alpha \lambda$$

Man erhält dadurch eine Gerade der Form $y = Ax + B$ deren Steigung dem Angströmkoeffizienten $A = \alpha$ entspricht und deren Schnittpunkt der Gerade mit der y-Achse, durch Entlogarithmieren den gesuchten Koeffizienten $\beta = 10^B$ ergibt.

Diese Angströmkoeffizienten können dann in das LibRadtran Inputfile für die Modellberechnung der Bestrahlungsstärke eingegeben werden. Die AOD Werte sind natürlich selbst fehlerbehaftet und tragen zum Fehler der Angströmkoeffizienten bei, jedoch ist dieser Fehler gering im Vergleich zum Fehler den man durch Regression erhält.

Einfachstreualbedo (SSA)

Aus dem Inversions-Algorithmus liefert AERONET Werte für die Einfachstreualbedo bei verschiedenen Wellenlängen. Da man jedoch nicht für jeden AOD Wert des Direct Sun Algorithmus einen Wert für die Einfachstreualbedo aus dem Inversionsalgorithmus hat, wurde ein mittlerer Wert für die Einfachstreualbedo wie folgt bestimmt: Für die "Direct Sun" Werte der AOD im Monat Juli, zum Beispiel, wurde der Median aller SSA Werte des Monats Juli (über alle Wellenlängen) bestimmt und dieser Wert dann für die Modellberechnungen verwendet (vgl. Tabelle 1).

Tabelle 1: Werte der SSA von AERONET (2010)

	AERONET SSA Juli	AERONET SSA August
Toravere	(0,96 ± 0,03)	(0,96 ± 0,03)
Moskau	(0,94 ± 0,03)	(0,96 ± 0,03)
Yekatrinnburg	(0,93 ± 0,03)	(0,97 ± 0,03)

Albedo

Analog wie bei der Einfachstreualbedo, erhält man aus dem Inversions-Algorithmus wellenlängenabhängige Werte für die Albedo. Deshalb wurde auch in diesem Fall, analog wie im Fall der Einfachstreualbedo ein Wert für jeden Monat durch Bestimmung des Medians über alle Messpunkte (und Wellenlängen) berechnet und dieser Wert dann als Wert für die Albedo verwendet (vgl. Tabelle 2).

Tabelle 2: Albedowerte AERONET (2010)

	AERONET Albedo Juli	AERONET Albedo August
Toravere	$(0, 21 \pm 0, 15)$	$(0, 21 \pm 0, 12)$
Moskau	$(0, 20 \pm 0, 11)$	$(0, 168 \pm 0, 085)$
Yekatrinnburg	$(0, 178 \pm 0, 089)$	$(0, 174 \pm 0, 088)$

Modellberechnungen der Bestrahlungsstärke von AERONET

AERONET liefert im Zuge des Inversions-Algorithmus auch selbst Modellberechnungen der Bestrahlungsstärke. Nach García et al. (2012) überstreichen die berechneten solaren Strahlungssflüsse, ein Spektrum von $0.2 - 4\mu\text{m}$. Als RTE Solver wird der DISORT Solver von Stammes et al. (1988) verwendet und Streu und Absorptionseigenschaften von Gasen werden durch den GAME Code (Global Atmospheric Model) von Dubuisson et al. (1996) (Weitere Informationen dazu auch unter Rogner et al. (2006)) in den Berechnungen berücksichtigt, wobei der Wasserdampfgehalt in der Atmosphäre aus den AERONET Daten gewonnen wird (García et al., 2012).

García et al. (2008), haben eine ausführliche Studie veröffentlicht im Zuge derer, sie über eine längere Zeitperiode, die Modellberechnungen der Bestrahlungsstärken von verschiedensten AERONET Stationen mit Bodenmessungen am Mauna Loa Observatorium und mit BSRN Daten verglichen haben. Dabei wurden die AERONET Stationen so gewählt, dass der Vergleich in verschiedenen Regionen betrachtet werden konnte, bei Anwesenheit unterschiedlicher Aerosoltypen. Durch die Messungen am Mauna Loa Observatorium konnten sie außerdem auch einen Vergleich bei sehr sauberen Luftverhältnissen ziehen. Sie konnten auf Grund der Ereignisse folgern, dass die Modellberechnungen von AERONET sehr gut mit den Bodenmessungen übereinstimmen, bei einer Korrelation von über 99%. Im weiteren konnten sie feststellen, dass die Modellberechnungen global betrachtet zu einer geringen Überschätzung der Bestrahlungsstärke führen, die aber innerhalb der Unsicherheiten der Bodenmessungen liegen.

3.5 TERRA und AQUA

Neben der Untersuchung der Lage in Osteuropa während der Zeit der Brände mit Hilfe von Daten aus Bodenstationen wurden auch Daten von zwei Satelliten verwendet: TERRA und AQUA.

3.5.1 Allgemeine Informationen zu den Satelliten und MODIS

TERRA und AQUA sind zwei Pol umkreisende Satelliten der NASA, die Teil des EARTH OBSERVING SYSTEM (EOS) der NASA (<http://eosps.gsfc.nasa.gov/>) sind. Beide sind ausgestattet mit dem Moderate Resolution Imaging Spectrometer, kurz MODIS, welches den Satelliten ermöglicht Daten über die Atmosphäre der Erde und der Erdoberfläche, wie zum Beispiel die optische Dicke, die Albedo oder Temperaturanomalien, zu bestimmen.

TERRA

Terra ist ein polumrundender Satellit der NASA, der in einer Höhe von ca. 705 km die Erde 16 Mal pro Tag umrundet, und seit 1999 im All ist. Der Satellit ist ausgestattet mit fünf Instrumenten: ASTER, CERES, MODIS, MOPITT und MISR (vgl. mit SScience Writer's Guide to Terra"

http://www.nasa.gov/pdf/156294main_terra_sw_guide.pdf).

Weiter Informationen findet man auf der offiziellen Homepage des Satelliten:

<http://terra.nasa.gov/>

AQUA

Aqua ist ein Satellit der NASA der Teil der A-Train Satelliten Konstellation ist. Er ist ausgestattet mit sechs Instrumenten: AIRS, AMSU-A, HSB, AMSR-E, MODIS, CERES. Seit 2002 ist er im All und umkreist die Erde auf einer Pol umkreisenden Bahn, wie Terra, nur gegenläufig, in einer Höhe von ca. 705km.

Weiter Informationen findet man auf der offiziellen Homepage des Satelliten:

<http://aqua.nasa.gov/>

MODIS-Moderate Resolution Imaging Spectrometer

Der folgende Text folgt sinngemäß King et al. (1992):

MODIS, ist ein Messinstrument, das für das EOS, Programm der NASA entwickelt wurde und ist spezialisiert auf die Fernerkundung atmosphärischer Eigenschaften der Erde wie zum Beispiel Aerosolen über Land und Wasser, Wolken, und Temperaturanomalien.

Vom technischen Standpunkt her besteht MODIS aus zwei Spektrometern: MODIS-N und MODIS-T. MODIS-N, N für „nadir“ und misst in 36 spektralen Banden, zwischen 0.415 und 14.235 μm . Die räumliche Auflösung dieser Banden sieht wie folgt aus: 250m für zwei Banden, 500m für fünf Banden und 1000m für die restlichen 29 Banden. MODIS-T, T für „tilt“, ist ein cross-track Spektrometer, welches in 32 Kanälen in einem Wellenlängenbereich zwischen 0.410 und 0.875 m misst. MODIS besitzt eine räumliche Auflösung

von 250, 500 bzw. 1000m.

Für wolkenfreie Pixel können aus den MODIS Daten viele verschiedene optische Eigenschaften von Aerosolen bestimmt werden, wobei der "über Wasser" Algorithmus derzeit noch mehr Auswahl an Aerosolprodukten bietet als der "über Land" Algorithmus.

3.5.2 MODIS Produkte und Parameter für das Inputfile

Für die Modellberechnung mit Satellitendaten wurden zwei unterschiedliche MODIS Produkte verwendet:

- Modis Aerosol Produkt *MOD04_L2* (TERRA) bzw. *MYD04_L2* (AQUA), die beide eine räumliche Auflösung von 10x10km pro Pixel bieten.
Nähere Informationen dazu findet man auf der offiziellen Homepage des Aerosol Produkts
http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/MOD04_L2/index.html.
- Terra-MODIS Land Surface Albedo Produkt, *MOD43C3*
Daraus erhält man Werte für die "White Sky" bzw. "Black Sky" Albedo für unterschiedliche Wellenlängenbereiche.
Nähere Informationen findet man unter der offiziellen Homepage
<http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/ALBEDO/index.html>.

Die Datenfiles der *MOD04_L2*, *MYD04_L2*, *MOD43C3* Produkte können vom LAADS-FTP-Server der NASA (<ftp://ladsweb.nascom.nasa.gov>) heruntergeladen werden.

Das Inputfile benötigt, analog wie im Fall der AERONET-Daten, folgende Größen aus Satellitendaten zur Berechnung der Bestrahlungsstärke:

Angström Koeffizienten α und β

Aus dem HDF-File wurden die Werte für die AOD aus dem SDS-Sheet mit dem Titel "*Corrected_Optical_Depth*" sowie "*Corrected_Optical_Depth_Land_wav2p1*" verwendet. Darin sind nur dann Werte für die AOD angegeben, wenn die Daten Quality Assurance 3 haben, und die Pixel wolkenlos sind. Man erhält daraus Werte für die AOD bei 0.47 ,0.55 ,0.66 ,2.13 μm . Damit ist es möglich über lineare Regression die Angströmkoeffizienten zu berechnen.

Einfachstreualbedo

Das *MOD04_L2*/*MYD04_L2* Aerosol Produkt enthält für den Landalgorithmus keine Berechnungen der Einfachstreualbedo für die einzelnen Pixel. Man erhält jedoch für jedes Pixel aus dem SDS-Sheet "*Aerosol_Type_Land*", den vom Algorithmus zur Berechnung der AOD verwendeten Aerosol Typ. Die MODIS Daten stammen aus dem C005 bzw. C0051 Algorithmus, für den es fünf verschiedene Aerosol-Typen gibt (vgl. Tabelle 3). Diesen Typen liegen Aerosol Modelle zu Grunde (Remer et al., 1996; Remer und Kaufman, 1998; Shettle und Fenn,), die nach Levy et al.(2007) mit Hilfe von AERONET Stationen auf globaler Ebene bestimmt wurden.

Tabelle 3: MODIS Aerosol Modelle nach Levy et al. (2009)

TABLE 4: OPTICAL PROPERTIES OF THE AEROSOL MODELS USED FOR THE C005-L LOOKUP TABLE

Model	Mode	r_v (μm)	σ	V_0 ($\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^3$)	Refractive Index: k	ω_0/g (0.47/0.55/0.66/2.1 μm) for $\tau_{0.55} = 0.5$
Continental						0.90/0.89/0.88/0.67 0.64/0.63/0.63/0.79
	Soluble	0.176	1.09	3.05	1.53-0.005i; 0.47 μm 1.53-0.006i; 0.55 μm 1.53-0.006i; 0.66 μm 1.42-0.01i; 2.12 μm	
	Dust	17.6	1.09	7.364	1.53-0.008i; 0.47 μm 1.53-0.008i; 0.55 μm 1.53-0.008i; 0.66 μm 1.22-0.009i; 2.12 μm	
	Soot	0.050	0.693	0.105	1.75-0.45i; 0.47 μm 1.75-0.44i; 0.55 μm 1.75-0.43i; 0.66 μm 1.81-0.50i; 2.12 μm	
Moderately absorbing / Developing						0.93/0.92/0.91/0.87 0.68/0.65/0.61/0.68
	Accum	$0.0203\tau + 0.145$	$0.1365\tau + 0.3738$	$0.1642 \tau^{0.7747}$	1.43 - (-0.002 τ +0.008)i	
	Coarse	$0.3364\tau + 3.101$	$0.098\tau + 0.7292$	$0.1482 \tau^{0.6846}$	1.43 - (-0.002 τ +0.008)i	
Non-absorb/ Urban-Ind						0.95/0.95/0.94/0.90 0.71/0.68/0.65/0.64
	Accum	$0.0434\tau + 0.1604$	$0.1529\tau + 0.3642$	$0.1718 \tau^{0.8213}$	1.42 - (-0.0015 τ +0.007)i	
	Coarse	$0.1411\tau + 3.3252$	$0.1638\tau + 0.7595$	$0.0934 \tau^{0.6394}$	1.42 - (-0.0015 τ +0.007)i	
Absorbing/ Heavy Smoke						0.88/0.87/0.85/0.70 0.64/0.60/0.56/0.64
	Accum	$0.0096\tau + 0.1335$	$0.0794\tau + 0.3834$	$0.1748 \tau^{0.8914}$	1.51 - 0.02i	
	Coarse	$0.9489\tau + 3.4479$	$0.0409\tau + 0.7433$	$0.1043 \tau^{0.6824}$	1.51 - 0.02i	
Spheroid/ Dust						0.94/0.95/0.96/0.98 0.71/0.70/0.69/0.71
	Accum	$0.1416 \tau^{-0.0519}$	$0.7561 \tau^{0.148}$	$0.0871 \tau^{1.026}$	$1.48\tau^{-0.021} - (0.0025 \tau^{0.132})i$; 0.47 μm $1.48\tau^{-0.021} - 0.002i$; 0.55 μm $1.48\tau^{-0.021} - (0.0018 \tau^{-0.08})i$; 0.66 μm $1.46\tau^{-0.040} - (0.0018 \tau^{-0.30})i$; 2.12 μm	
	Coarse	2.2	$0.554 \tau^{-0.0519}$	$0.6786 \tau^{1.0569}$	$1.48\tau^{-0.021} - (0.0025 \tau^{0.132})i$; 0.47 μm $1.48\tau^{-0.021} - 0.002i$; 0.55 μm $1.48\tau^{-0.021} - (0.0018 \tau^{-0.08})i$; 0.66 μm $1.46\tau^{-0.040} - (0.0018 \tau^{-0.30})i$; 2.12 μm	

Listed for each model are the individual lognormal modes, and the final ω_0 at different wavelengths. Listed for each mode are the mean radius r_v , standard deviation σ of the volume distribution, and total volume of the mode, V_0 . The complex refractive index is assumed for all wavelengths (0.47, 0.55, 0.66 and 2.1 μm), unless otherwise noted. The Absorbing and Moderately absorbing model parameters (r_v , σ and k) are defined for $\tau \leq 2.0$; for $\tau > 2.0$, we assume $\tau = 2.0$. Likewise, the Non-absorbing and Spheroid model parameters are defined for $\tau \leq 1.0$. V_0 (for all models) is defined for all τ .

Diesen Typen ist nach Levy et al. (2009) und Levy et al. (2007) eine bestimmte SSA zugewiesen. Daher wurde nun, für jedes Pixel der Aerosol Typ bestimmt, der Median der angegebenen SSA Werte bei den vier verschiedenen Wellenlängen gebildet, und dieser dann als Wert für die SSA verwendet. Damit ergeben sich folgende möglichen Werte der SSA für die fünf verschiedenen Typen, zusammengefasst in Tabelle 4.

Tabelle 4: SSA Werte der MODIS Aerosoltypen für die Modellberechnungen (Levy et al., 2009 und Levy et al., 2007)

	Typ 0 (Mixed)	Typ 1 (Dust)	Typ 2 (Sulfate)	Typ 3 (Smoke)	Typ 4 (Heavy Smoke)
SSA	0,885	0,915	0,945	0,86	0,955

(Zhu et al. (2011) beschreiben in ihrem Paper eine Möglichkeit die SSA aus MODIS Daten zu bestimmen, über die sogenannte "Critical Reflectance" Methode.)

Albedo

Dieser Wert wurde aus dem MOD43C3 Produkt entnommen: "Black Sky shortwave"-Albedo ("*Albedo_BSA_shortwave*")

Das Problem bei diesem MODIS Produkt ist, dass es nicht dieselbe Auflösung hat wie das *MOD04/MYD04_L2*-Produkt ($10 \times 10 \text{ km}$). Daher muss man sich eine andere Vorgehensweise hier überlegen:

Vom FTP Server der NASA wurde das MOD43C3 Produkt für den 209. Tag des Jahres 2010 heruntergeladen (Genauer Filename: "*MCD43C3.A2010209.005.2010252192730.hdf*").

Da für dieses Produkt kein einfaches LAT/LONG Grid zur Verfügung stand wurden die Zellen zur Berechnung der Albedo folgendermaßen ausgewählt: Ein Datensatz besteht aus 7200×3600 , $0.05^\circ \times 0.05^\circ$ Zellen, wie in Abbildung 11 dargestellt wird.

Damit kann man nun für Orte auf der Nordhalbkugel die östlich des Nullmeridians liegen die zugehörigen X/Y Komponenten der jeweiligen Zellen über den folgenden Sachverhalt berechnen:

$$\begin{aligned} X: & \frac{(180 + LONG)}{0.05} \\ Y: & \frac{(90 - LAT)}{0.05} \end{aligned}$$

Es wurde nun über einen größeren Bereich um die einzelnen Zellen gemittelt und zwar so, dass zu den LAT/LONG Koordinaten der einzelnen Punkte $\pm 0.05^\circ$ gerechnet wurde, so dass auf diese Weise ein Rechteck aus einzelnen Pixel entsteht. Jedes dieser Pixel enthält einen Albedowert. Indem der Median von allen in diesem Rechteck enthaltenen Albedowerte gebildet wird erhält man einen mittleren Wert für die Albedo für die betreffende Region. Dieser Sachverhalt wird in Abbildung 12 veranschaulicht.

Die Koordinaten der AERONET Stationen lauten:

Moskau: Lat: 55.700° Long: 37.510°

Yekaterinburg: Lat: 57.038° Long: 59.545°

Toravere: Lat: 58.255° Long: 26.460°

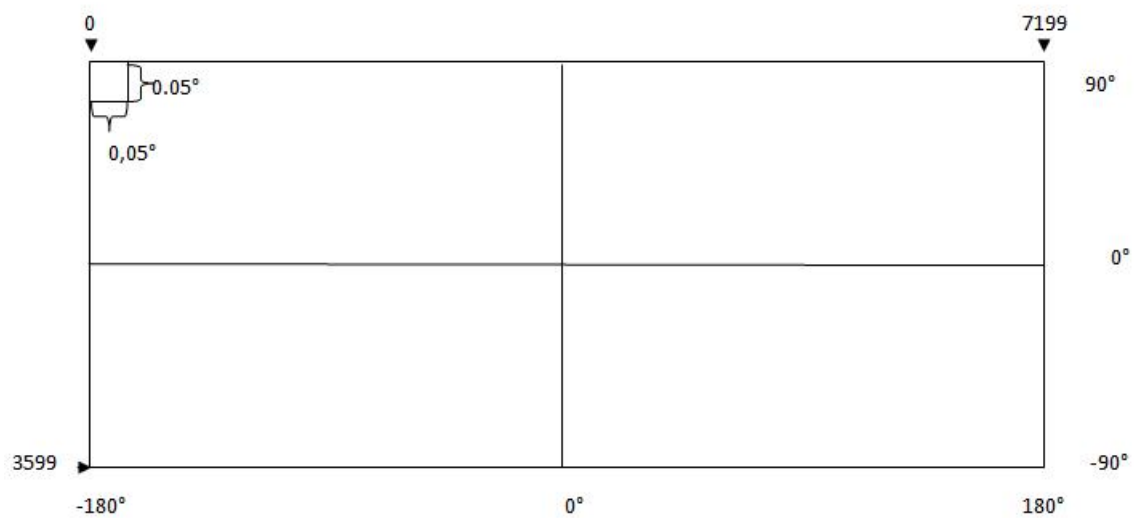


Abbildung 11: Geometrie des MOD43C3 SDS Sheets

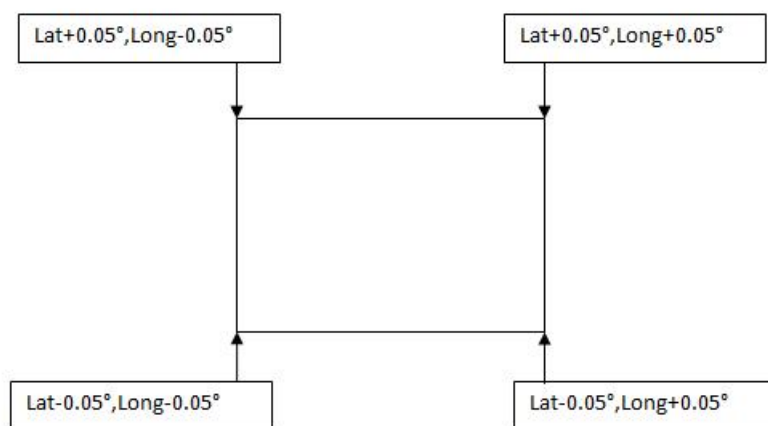


Abbildung 12: Rechteck aus Pixel, aus dem MODC43C3 SDS Sheet

Auf diese Weise erhält man folgende Werte für die Albedo an den drei Orten, Toravere, Moskau und Yekaterinburg (vgl. Tabelle 5). Diese Werte wurden für die Pixelberechnungen der Bestrahlungsstärke an diesen drei Orten verwendet.

Tabelle 5: Albedowerte für die Pixelberechnungen bei den MOD43C3

	Albedo aus MOD43C3
Toravere	$(0,144 \pm 0,015)$
Moskau	$(0,167 \pm 0,017)$
Yekatrinnburg	$(0,139 \pm 0,014)$

Diese Werte kann man mit den typischen AERONET Werten für die Albedo vergleichen, die in Abbildung 2 angegeben sind.

Auch die Albedo für die vier Tage, an denen flächendeckende Berechnungen durchgeführt wurden, wurde auf analoge Weise aus dem MOD43C3-File ermittelt, nur dass ein größerer Bereich betrachtet wurde.

3.5.3 Default Werte

Für die Tagesgänge der Bestrahlungsstärken, an den drei Orten Toravere, Moskau und Yekaterinburg, wurde ein mittlerer Wert für die Angström Parameter α und β bestimmt, indem AERONET "Direct Sun" Level 2 Daten der AOD bei 1020, 870, 675, 500, 440, 380, 340nm aus den Jahren 2007, 2008 und 2009, aus dem Zeitraum Juli-August verwendet wurden. Dabei wurde so vorgegangen, dass für die einzelnen Datensätze die Angströmkoeffizienten berechnet wurden und dann über Mittelwertbildung die beiden Angströmkoeffizienten, die die default Werte repräsentieren, bestimmt wurden.

Es gäbe von UVspec her die Möglichkeit die default Aerosole mit Hilfe der Option "*default_aerosols*" einzubinden. Da jedoch AERONET Daten der vergangenen Jahre zur Verfügung standen, wurden die default Parameter der Aerosole, für die drei betrachteten Orte selbst bestimmt. Die Option "*default_aerosols*" wurde nur für die flächendeckenden Berechnungen verwendet.

Default Werte für Toravere

Aus der oben beschriebenen Überlegung ergeben sich für Toravere, die folgenden Angströmkoeffizienten, die die default Aerosole beschreiben:

- $\alpha = 1,37 \pm 0,28$
- $\beta = 0,047 \pm 0,031$

Zusätzlich wurden auch noch die Mittelwerte der einzelnen AOD Werte über die betrachteten Jahre berechnet. In Tabelle 6 sieht man die gebildeten Mittelwerte der AOD aus den Jahren 2007-2009 über den Zeitraum Juli-August in Toravere. Die Werte wurden auf zwei Fehlerstellen gerundet.

Tabelle 6: Drei-Jahresmittelwerte AOD Toravere

	Mittelwert	STABW
AOD (1020nm)	0,047	0,030
AOD (870nm)	0,057	0,036
AOD (675nm)	0,076	0,050
AOD (500nm)	0,124	0,076
AOD (440nm)	0,143	0,091
AOD (380nm)	0,18	0,11
AOD (340nm)	0,20	0,13

Die Angströmkoeffizienten, die für die default Berechnungen in Toravere verwendet wurden sind gegeben durch: $\alpha = 1,37$ und $\beta = 0,047$

Default Werte für Moskau

Analog wie in Toravere ergeben sich für Moskau, die folgenden Angströmkoeffizienten, die die default Aerosole beschreiben:

- $\alpha = 1,52 \pm 0,25$
- $\beta = 0,074 \pm 0,052$

Zusätzlich wurden auch hier noch die Mittelwerte der einzelnen AOD Werte über die betrachteten Jahre berechnet. In Tabelle 7 sieht man die gebildeten Mittelwerte der AOD aus den Jahren 2007-2009 über den Zeitraum Juli-August in Toravere. Die Werte wurden auf zwei Fehlerstellen gerundet.

Tabelle 7: Drei-Jahresmittelwerte der AOD in Moskau

	Mittelwert	STABW
AOD (1020nm)	0,073	0,032
AOD (870nm)	0,090	0,041
AOD (675nm)	0,130	0,062
AOD (500nm)	0,21	0,11
AOD (440nm)	0,26	0,13
AOD (380nm)	0,32	0,16
AOD (340nm)	0,36	0,19

Die Angströmkoeffizienten, die für die default Berechnungen in Toravere verwendet wurden sind gegeben durch: $\alpha = 1,52$ und $\beta = 0,073$

Default Werte für Yekaterinburg

Auf dieselbe Weise ergeben sich für Yekaterinburg folgende Angströmkoeffizienten, die die default Aerosole beschreiben:

- $\alpha = 1,7 \pm 0,37$
- $\beta = 0,054 \pm 0,033$

Zusätzlich wurden auch hier noch die Mittelwerte der einzelnen AOD Werte über die betrachteten Jahre berechnet. In Tabelle 8 sieht man die gebildeten Mittelwerte der AOD aus den Jahren 2007-2009 über den Zeitraum Juli-August in Toravere. Die Werte wurden auf zwei Fehlerstellen gerundet.

Tabelle 8: Drei-Jahresmittelwerte der AOD in Yekaterinburg

	Mittelwert	STABW
AOD (1020nm)	0,051	0,033
AOD (870nm)	0,068	0,039
AOD (675nm)	0,104	0,059
AOD (500nm)	0,179	0,097
AOD (440nm)	0,22	0,12
AOD (380nm)	0,27	0,15
AOD (340nm)	0,31	0,17

Für die flächendeckenden Berechnungen mit MODIS Daten, wurden jedoch die Option "*default_aerosols*" für die Berechnung der Bestrahlungsstärken mit default Werten verwendet.

3.6 Ungenauigkeiten der Parameter und Bestimmung der Schwankungsbreiten der Modellberechnungen

3.6.1 Ungenauigkeiten der von AERONET gelieferten Größen

Dubovik et al. (2000) haben im Jahr 2000 eine ausführliche Analyse der Ungenauigkeiten der von AERONET bestimmten Aerosol Produkte durchgeführt. Die für diese Arbeit wesentlichen Ergebnisse sollen hier zusammengefasst werden.

Unsicherheit der AOD

Die Aerosol optische Dicke kann über die Intensitätsmessung der Sonnenphotometer relativ genau bestimmt werden: Nach Dubovik et al. (2000) ergibt sich folgende Ungenauigkeit für die von AERONET bestimmte AOD:

$$\Delta\tau = \pm 0.01 \text{ (Dubovik et al., 2000)}$$

Diese angegebene Ungenauigkeit ist wellenlängenunabhängig, wohin hingegen Holben et al. (1998) folgende Aussage über die Ungenauigkeit der von AERONET bestimmten AOD treffen:

$$\Delta\tau < \pm 0.01 \text{ für } \lambda > 440nm \text{ und } \Delta\tau < \pm 0.02 \text{ für } \lambda < 440nm \text{ (Holben et al., 1998)}$$

Ein weiterer Anhaltspunkt für die Unsicherheit der bestimmten AOD, liegt in der Triplet Variabilität, die zu jeder ausgegebenen AOD in Prozent angegeben wird. Pro Wellenlänge wird dreimal gemessen und die Triplet Variability gibt die Schwankungsbreite dieser drei Werte in Prozent an. **Unsicherheit der Einfachstreueralbedo**

AERONET liefert aus dem Inversionsalgorithmus Werte für die Einfachstreueralbedo, kurz SSA. Nach Dubovik et al. (2000) liegt die Unsicherheit der SSA, je nach dem, für die Inversion, verwendeten Aerosol-Modell (Dubovik et al., ?), zwischen ± 0.03 und ± 0.07 (vgl. Tabelle 9).

Tabelle 9: Ungenauigkeit der AERONET SSA Werte nach Dubovik et al. (2000)

	Water-soluble	Dust	Biomass Burning
$\tau(440) \leq 0.2$	0.05-0.07		
$\tau(440) > 0.2$	0.03		
$\tau(440) \geq 0.5$		0.03	0.03

Für die Modellberechnungen im Zuge dieser Arbeit wurde daher ein Fehler von ± 0.03 für die von AERONET gelieferte Einfachstreueralbedo angenommen.

Unsicherheit der Albedo

Auch die Werte für die Albedo erhält man aus dem AERONET Inversions-Algorithmus. Nach Dubovik et al. (2000) beträgt die Unsicherheit in der von AERONET bestimmten

Albedo ca. 30 – 50%. Die Albedodaten aus dem Version 2 Inversionsalgorithmus sollten jedoch einen geringeren Fehler haben, da im Version 2 Algorithmus die Albedo durch die BDRF approximiert wird wobei für die Inversion über Land dabei das Lie-Ross Model von Lucht und Roujean (2000) verwendet wird. Genauere Informationen zu der Bestimmung der Albedo auf diese Weise findet man unter auf der AERONET Homepage bei den Informationen zu den Neuerungen zu den Version 2 Inversionsprodukten http://aeronet.gsfc.nasa.gov/new_web/Documents/Inversion_products_V2.pdf Da man aber noch zu wenig Informationen darüber hat, wird im Zuge dieser Arbeit daher ein Fehler von $\pm 50\%$ für die von AERONET bestimmte Albedo angenommen.

3.6.2 Ungenauigkeiten der von MODIS gelieferten Größen

Ungenauigkeit der AOD:

Der Fehler der aus MODIS-Messungen berechneten AOD über Land beträgt wie oben bereits erwähnt nach Levy et al. (2009):

$$\Delta\tau = 0.05 \pm 0.15\tau$$

Ungenauigkeit der SSA (*Aerosol_Typ*)

Da die SSA über den *Aerosol_Typ* gegeben ist, ist diese Größe sehr fehlerbehaftet, da es sich nicht um eine tatsächliche Messgröße handelt, sondern um einen Literaturwert, der aus der Studie von Levy et al. (2007) bestimmt wurde. Letztendlich wurden zur Bestimmung dieser Aerosoltypen in der Studie von Levy et al. (2007) Daten aus AERONET Stationen verwendet, und der Fehler der von AERONET bestimmten SSA liegt nach Dubovik et al. (2000) bei ± 0.03 . Das wäre ein erster Anhaltspunkt für die Bestimmung des Fehlers der SSA der MODIS Aerosoltypen. Andererseits deckt er auch die Schwankungsbreite der SSA Werte ab, die durch Messungen des Satelliten OMI, zur Zeit der Brände im Sommer 2010 bestimmt wurden, wie von Witte et al. (2011), über den betroffenen Zeitraum Juli-August genau analysiert wurde (vgl. Abbildung 13)

Ungenauigkeit der Albedo

Der Fehler der Albedo vom MODIS-Produkt MODC343 liegt laut der Homepage des MODIS Land Team <http://landval.gsfc.nasa.gov/ProductStatus.php?ProductID=MOD43> im Bereich von $\pm 5 - 10\%$. Zu ähnlichen Aussagen kommen auch Liu et al. (2009). Daher wurde für die Modellberechnungen ein Fehler von $\pm 10\%$ für die über das MOD43C3 Produkt bestimmte Albedo verwendet.

3.6.3 Methode zur Bestimmung der Schwankungsbreite der Modellberechnungen auf Grund fehlerbehafteter Inputparameter mit der Kombinationsmethode

In das Inputfile fließen vier wichtige externe Parameter ein die fehlerbehaftet sind und die zum Fehler der, mit Hilfe der Modellrechnung berechneten Bestrahlungsstärken beitragen:

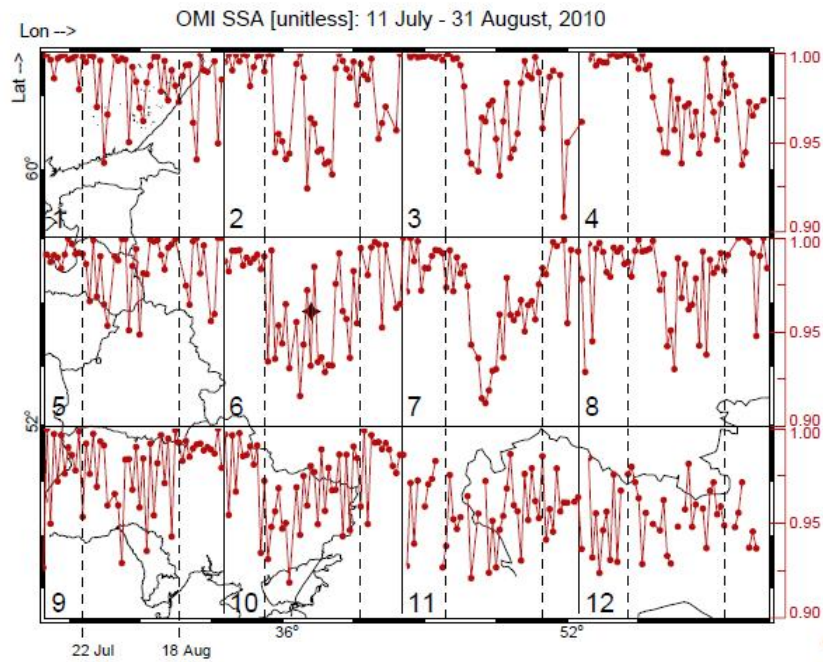


Abbildung 13: OMI-SSA Werte nach Witte et al. (2011)

- Angström-Koeffizienten: α und β
- SSA
- Albedo

Um die Schwankungsbreite der Bestrahlungsstärke auf Grund dieser, zu jeder Größe gehörenden einzelnen Schwankungsbreiten, zu bestimmen, wurden alle dazugehörigen möglichen Kombinationen berechnet. Mit Kombinationen ist dabei folgendes gemeint: Für den Angström Koeffizienten α kommen folgende Werte in Frage

- α
- $\alpha_+ = \alpha + f_\alpha$
- $\alpha_- = \alpha - f_\alpha$

wobei f_α für den Fehler von α steht.

Analoges gilt für den Angström Koeffizienten β :

- β
- $\beta_+ = \beta + f_\beta$
- $\beta_- = \beta - f_\beta$

Für die Einfachstreualbedo, SSA:

- SSA
- $SSA_+ = SSA + f_{SSA}$
- $SSA_- = SSA - f_{SSA}$

Und für die Albedo:

- $Albedo$
- $Albedo_+ = Albedo + f_{Albedo}$
- $Albedo_- = Albedo - f_{Albedo}$

Damit erhält man $2^4 = 16$ Kombinationen plus eine zusätzliche Berechnung mit den eigentlichen Werten. In Tabelle 10 sieht man die 16 Kombinationen die zu jedem Zeitpunkt, für den die Bestrahlungsstärke berechnet wurde, mitberechnet wurden

Tabelle 10: Verschiedene Kombinationen für die Berechnungen

α	β	SSA	Albedo
+	+	+	+
+	+	+	-
+	+	-	+
+	-	+	+
-	+	+	+
-	-	+	+
+	-	-	-
-	+	-	-
-	-	+	-
-	-	-	+
+	-	+	-
-	+	-	+
+	+	-	-
+	-	-	+
-	+	+	-
-	-	-	-

Jedes Mal wenn eine Berechnung mit den vier Parametern durchgeführt wird, werden automatisch alle diese 16 möglichen Kombinationen mitberechnet und die größte Abweichung von den tatsächlichen Werten dann als Schwankungsbreite für die berechnete Bestrahlungsstärke, auf Grund der Messfehler der Eingangsdaten, angesehen.

Wie sich im nächsten Kapitel zeigen wird, erklärt die sich aus der Kombinationsmethode ergebende Schwankungsbreite jedoch nicht immer den Unterschied zwischen den

Modellberechnungen und den BSRN Daten. Es wird sich zeigen, dass im Falle sehr hoher Aerosol optischer Dicken, der Fehler der durch die Kombinationsmethode entsteht den Unterschied zwischen BSRN Daten und Berechnungen erklärt, jedoch nicht im Fall geringer Aerosol optischer Dicken.

4 Ergebnisse

4.1 Validierung der Modellberechnungen

4.1.1 Vergleich AOD von MODIS und AERONET

Für einige Parameter ist es möglich die Werte von AERONET mit denen von MODIS zu vergleichen.

Dazu wurden die MODIS- bzw. AERONET Messungen erhaltenen AOD Werte an den drei Orten, Toravere, Moskau und Yekaterinburg verglichen. Aus dem MODIS SDS-Sheet "*Corrected_Optical_Depth*" wurden diejenigen Pixel herausgesucht, deren Koordinaten nur um $\pm 0,3^\circ$, sowohl im Längengrad als auch Breitengrad von den Koordinaten der AERONET Stationen abweichen. MODIS liefert Werte der AOD bei 550nm, Aeronet jedoch bei 500nm. Daher wurden die MODIS AOD Werte bei 550nm über das Angströmgesetz berechnet um sie mit den AERONET Werten bei 500nm vergleichen zu können (vgl. Abbildung 14,15, 16). Man kann eigentlich an allen drei Orten eine gute Übereinstimmung der Daten feststellen. Für den Großteil der Daten, stimmen die AERONET Werte der AOD bei 500nm, mit den MODIS Werten der AOD bei 500nm, innerhalb der Schwankungsbreiten der MODIS Daten.

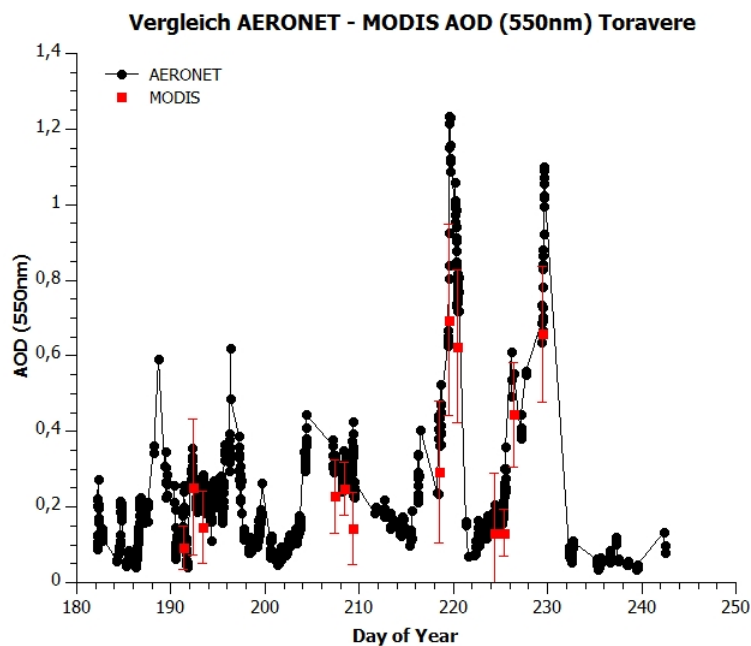


Abbildung 14: Vergleich der AOD bei 500nm zwischen MODIS und AERONET in Yekaterinburg

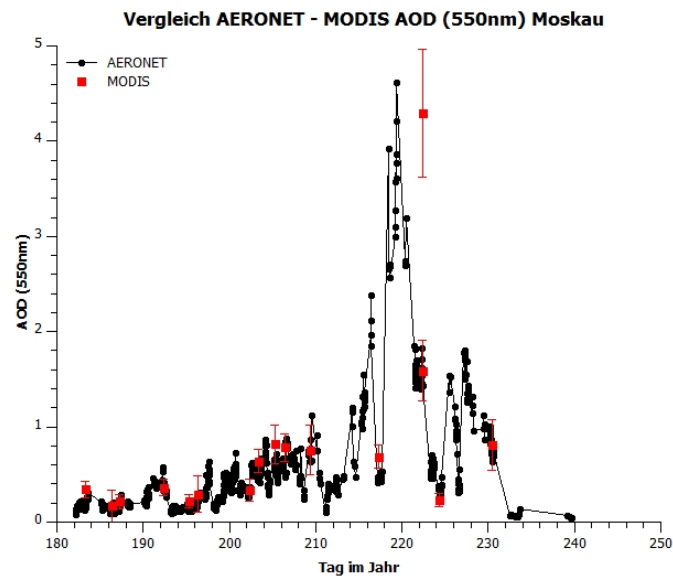


Abbildung 15: Vergleich der AOD bei 500nm zwischen MODIS und AERONET in Moskau

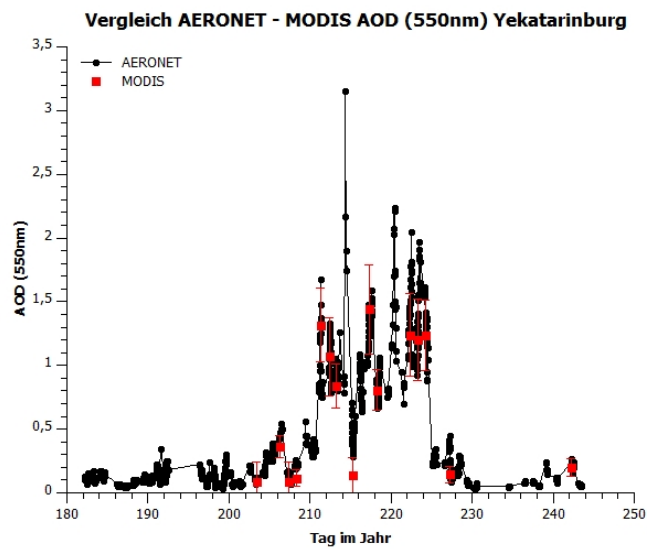


Abbildung 16: Vergleich der AOD bei 500nm zwischen MODIS und AERONET in Toravere

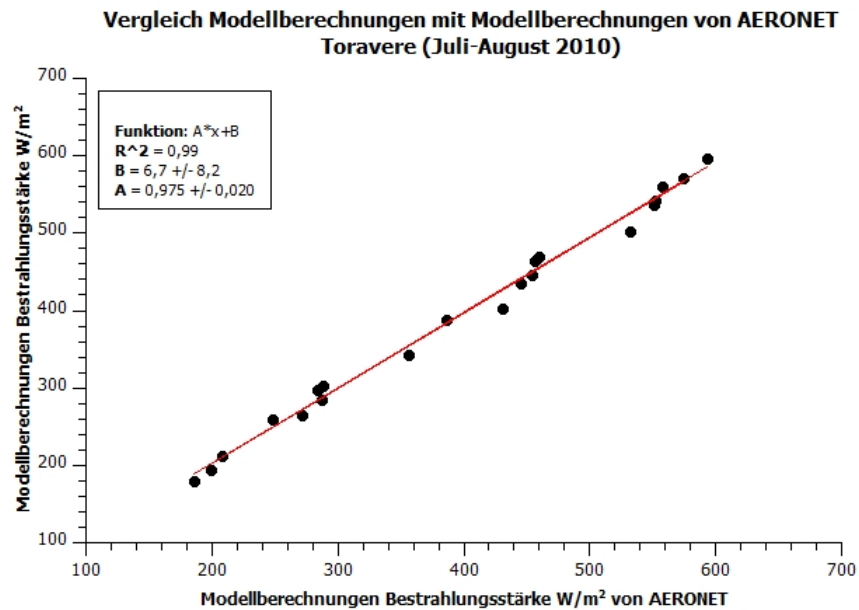


Abbildung 17: Vergleich zwischen Modellberechnungen und Modellberechnungen von AERONET (Toravere)

4.1.2 Vergleich der eigenen Modellberechnungen mit denen von AERONET

Eine weitere Möglichkeit, die berechneten Bestrahlungsstärken, neben den tatsächlichen Messungen von BSRN Stationen zu vergleichen, liefert der Vergleich zwischen den Modellberechnungen der Bestrahlungsstärke und den Modellberechnungen der Bestrahlungsstärke, die AERONET selbst liefert. In Abbildung 17, sieht man einen Vergleich zwischen allen durchgeführten Modellberechnungen und den Modellberechnungen die AERONET selbst liefert.

Die Korrelation der Daten liegt bei ca. 99%.

Obwohl es in Moskau keine BSRN Station gibt, und damit kein Vergleich mit tatsächlichen Messungen von Bodenstationen möglich ist, kann man aber die von AERONET selbst gelieferten Modellberechnungen der Bestrahlungsstärke heranziehen um die eigenen Modellberechnungen damit zu vergleichen. Das Ergebnis sieht man in Abbildung 18.

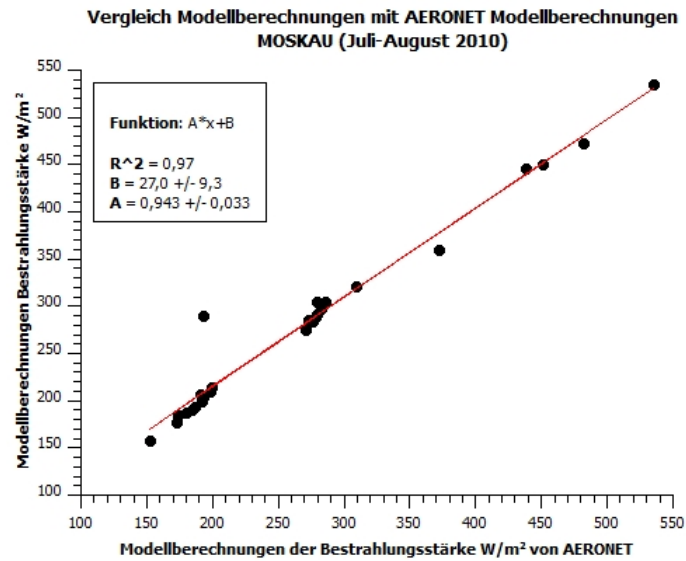


Abbildung 18: Vergleich zwischen Modellberechnungen und Modellberechnungen von AERONET (Moskau)

Die Korrelation der Daten liegt bei ca. 97%.

Auch für den Fall von Yekaterinburg kann man die Modellberechnungen mit den Modellberechnungen von AERONET vergleichen. Das Ergebnis sieht man in Abbildung19. Die Korrelation der Daten liegt bei ca. 98%.

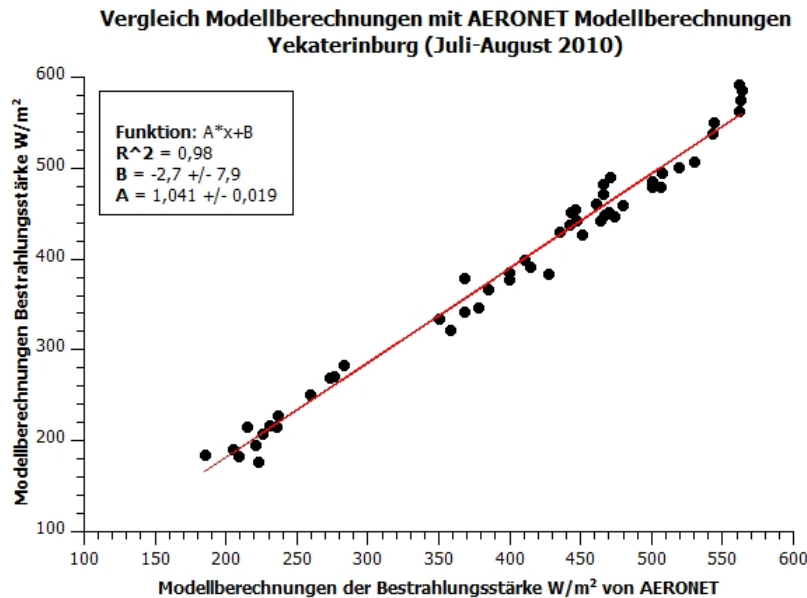


Abbildung 19: Vergleich zwischen Modellberechnungen und Modellberechnungen von AERONET (Yekaterinburg)

Zusammenfassend kann man sagen, dass hier zwei Arten von Modellberechnungen miteinander verglichen wurden. Die Modellberechnungen von AERONET unterscheiden sich von den, im Zuge dieser Arbeit durchgeführten Berechnungen darin, dass viel mehr externe Parameter in die Berechnungen von AERONET miteinbezogen wurden, wie zum Beispiel der von AERONET Stationen bestimmte Wasserdampf gehalt etc und auch zum Teil andere Parametrisierungen zur Lösung der Strahlungsstransfergleichung von AERONET verwendet werden. All diese Unterschiede führen letztendlich zu diesem Unterschied in den Ergebnissen.

4.1.3 Schwankungsbreite der Modellberechnungen mit AERONET Daten - Validierung mit Hilfe von BSRN Daten

Im folgenden Abschnitt soll analysiert werden, wie gut die mit UVspec berechneten Bestrahlungsstärken mit den tatsächlich, von BSRN-Stationen gemessenen, zusammenpassen. Dazu ist es notwendig, dass es neben der AERONET Station, am betrachteten Ort, auch eine BSRN Station gibt. Dies ist zum Beispiel in Toravere der Fall. (Die Ergebnisse von Toravere werden im Anschluss analysiert). Die in Toravere gemessenen AOD Werte waren in den Monaten Juli und August 2010 deutlich geringer als die AOD Werte in Moskau oder Yekaterinburg. Daher liefert der Vergleich der Modellberechnungen mit Daten aus der Toravere AERONET Station mit den Daten der dortigen BSRN Station nur eine Aussage über die Zuverlässigkeit der Modellberechnungen bei relativ kleinen AOD.

Da es in Moskau und Yekaterinburg keine BSRN Station gibt und dort aber auch eine Aussage über die Zuverlässigkeit der Modellberechnungen gemacht werden soll, wurde ein weiterer Messort, XiangHe, ausgewählt, an dem es sowohl eine AERONET, als auch eine BSRN Station gibt. Im Juni 2008 wurden dort sehr hohe optische Dicken gemessen. In Abbildung 20 sieht man den Verlauf der AOD bei 500nm, für einzelne Tage im Juni 2008 (Level 2 Daten, Direct Sun).

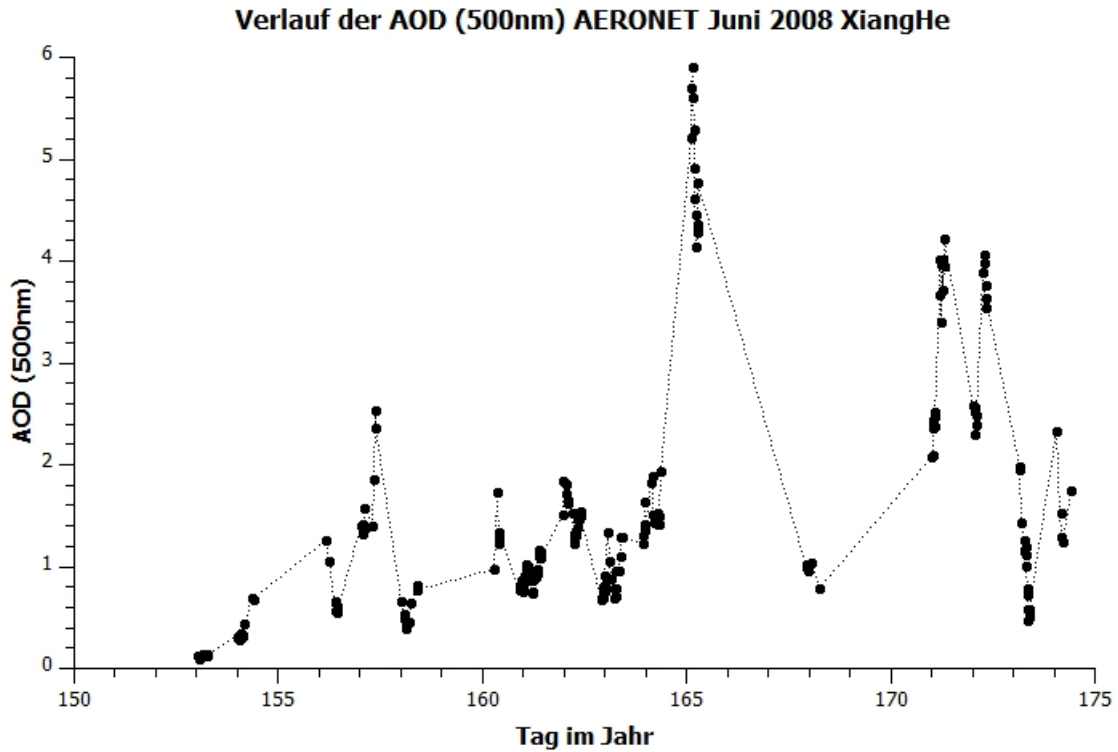


Abbildung 20: Verlauf der AOD bei 500nm in Xiang-He im Juni 2008

Aus dem V2 Inversionsalgorithmus erhält man Werte für die SSA für Messpunkte aus dem Monat Juni 2008 bei verschiedenen Wellenlängen. Von all diesen Werten wurde der Median berechnet und als Fehler der von Dubovik et al., (2000) angegebene Fehler von ± 0.03 angenommen:

$$SSA = (0,93 \pm 0,03)$$

Die Albedo erhält man auch aus dem Inversionsalgorithmus und auch hier wurde der Median berechnet und der von Dubovik et al. (2000) angegebene Fehler von $\pm 50\%$ angenommen:

$$Albedo = 0,22 \pm 0,12$$

Für die Vergleiche der Modellberechnungen mit den BSRN Daten wurden drei besonders interessante Tage ausgewählt, an denen die höchsten AOD Werte in diesem Monat gemessen wurden: 13. Juni, 19. Juni, 20. Juni. In den folgenden Graphiken sieht man die Ergebnisse der Modellberechnungen und die Vergleiche mit den zugehörigen BSRN Daten.

Die Schwankungsbreite der Modellberechnungen mit Hilfe von AERONET Daten wurde berechnet über die Kombinationsmethode, die im vorherigen Kapitel beschrieben wurde, berechnet.

13. Juni 2008

Am 13. Juni 2008 wurden sehr hohe Werte von der AERONET Messstation XiangHe bestimmt: Der Maximalwert der AOD bei 500nm lag an diesem Tag bei ca. 5,9 und der Minimalwert bei ca. 4,1. Diese hohen AOD Werte spiegeln sich auch in den berechneten Bestrahlungsstärken wieder (vgl. Abbildung 21). Der Fehler der berechneten Bestrahlungsstärken über die Kombinationsmethode reicht aus um den Unterschied zwischen BSRN Wert und Modellberechnung zu erklären. Man sieht, dass trotz der hohen AOD die berechneten Bestrahlungsstärken nicht merklich von den BSRN Daten abweichen. Die berechneten Werte stimmen innerhalb von $\pm 10 - 15\%$ mit den BSRN Daten überein.

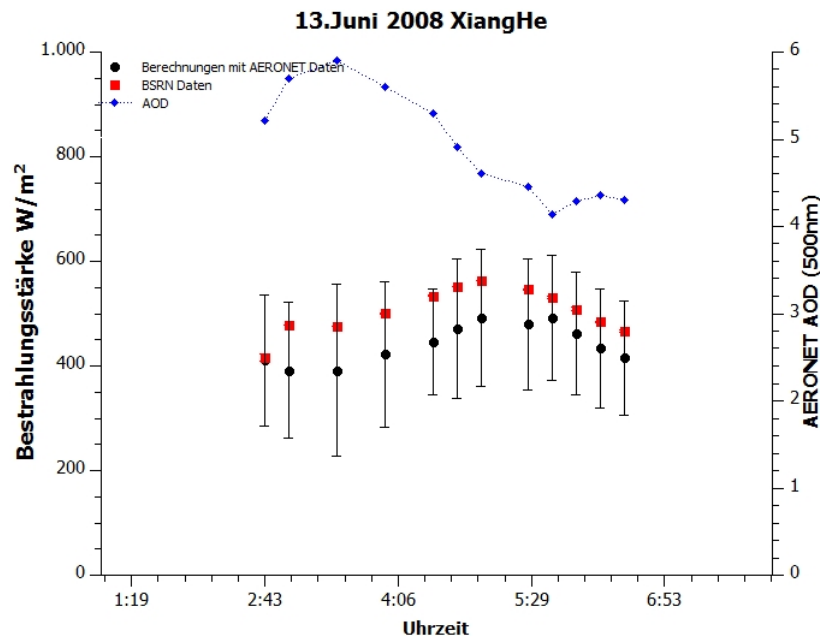


Abbildung 21: Bestrahlungsstärken am 13. Juni XiangHe

19. Juni 2008

Am 19. Juni 2008 waren die von AERONET bestimmten AOD nicht mehr ganz so hoch, wie am 13. Juni: der Maximalwert lag bei ca. 4,0 und der Minimalwert lag bei ca. 2,1. Der Fehler der berechneten Bestrahlungsstärken über die Kombinationsmethode reicht auch hier aus um den Unterschied zwischen BSRN Werten und Modellberechnungen zu erklären (vgl. Abbildung 22). Auch hier liegen die von BSRN gemessenen Bestrahlungsstärken und die berechneten innerhalb von ca. $\pm 10\%$. Im Gegensatz zum 13. Juni reichen die Messpunkte weiter in den Tag hinein, und überstreichen damit ein breiteres Spektrum an Zenitwinkeln.

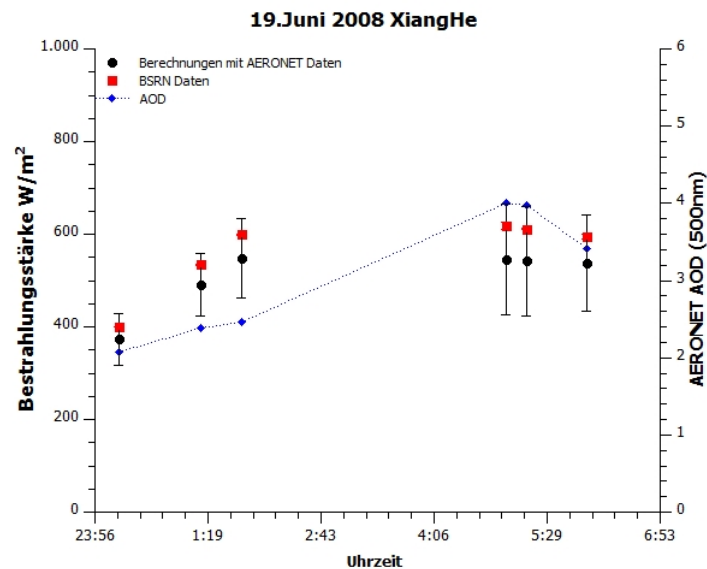


Abbildung 22: Bestrahlungsstärken am 19. Juni 2008 XiangHe

20. Juni 2008

Ein weiterer Tagesgang wurde für den 20. Juni berechnet, an dem die AOD weiterhin erhöht war und zwischen 2,3 und 2,57 lag. Der Fehler der berechneten Bestrahlungsstärken über die Kombinationsmethode reicht abermals aus, um den Unterschied zwischen BSRN Werten und Modellberechnungen zu erklären (vgl. Abbildung 23). Auch hier stimmen die Modellberechnungen wieder mit den BSRN Daten innerhalb von $\pm 10 - 15\%$ überein.

In Abbildung 24 sieht man zusammenfassend einen Vergleich zwischen den Ergebnissen der Modellberechnungen und den BSRN Daten, für XiangHe. Die Korrelation beträgt hier nur 77%. Das liegt daran, dass sowohl die Schwankungsbreiten der BSRN Daten, als auch die über die Kombinationsmethode berechneten Schwankungsbreiten der Modellberechnungen selbst für viele Datenpunkte sehr groß sind.

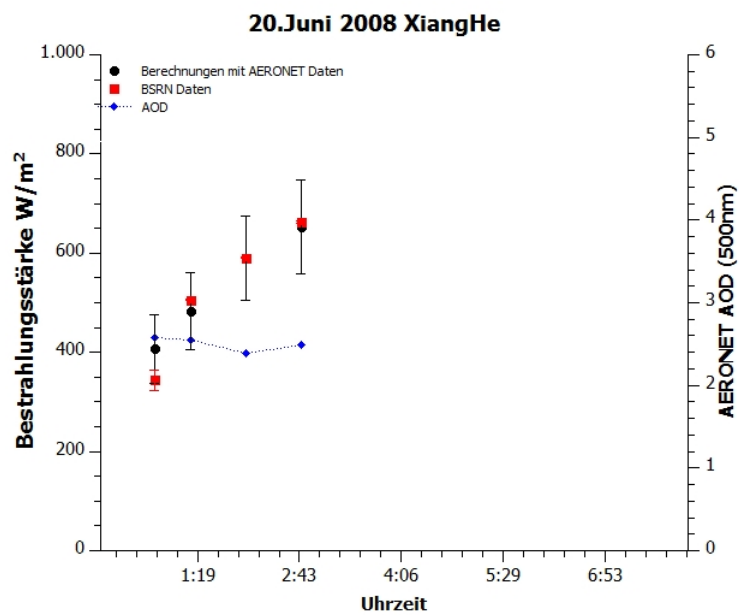


Abbildung 23: Bestrahlungsstärken am 20.Juni 2008 XiangHe

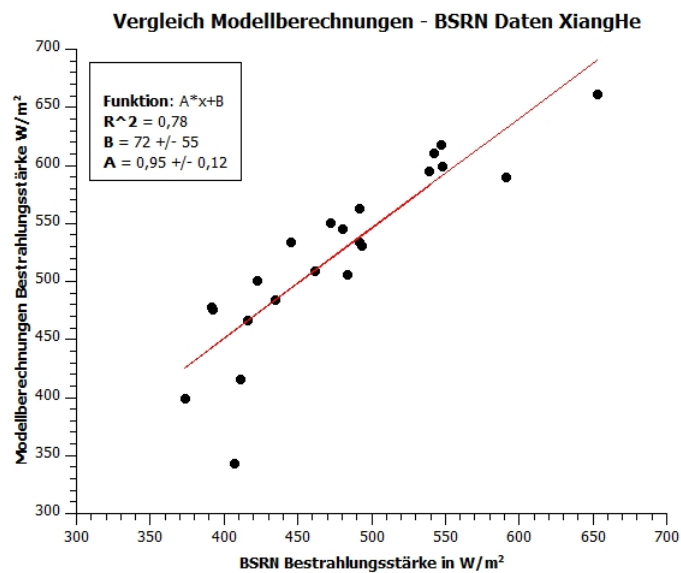


Abbildung 24: Vergleich zwischen Modellberechnungen und BSRN Daten

Zusammenfassend kann man daraus folgern, dass die Schwankungsbreiten der Bestrahlungsstärken, die durch die Methode der 16 Kombinationen berechnet wurden, bei sehr hohen optischen Dicken ausreichen, um den Unterschied zwischen BSRN Daten und berechneten Bestrahlungsstärken zu erklären. Man sieht aber an Hand dieser Daten, dass es auch hier immer einen Unterschied zwischen BSRN Daten und Modellberechnungen von ca. $\pm 15\%$ gibt.

Am Beispiel von Toravere ist es nun möglich auch eine Aussage über den Vergleich bei geringen AOD zu machen.

6. Juli 2010

Am 6. Juli 2010 war die AOD nicht erhöht, sondern lag im Normalbereich. Diese Werte entsprechen ungefähr auch dem errechneten default Wert von 0,124. Man kann also, davon ausgehen, dass es keine Belastung durch zusätzliche Aerosole zu diesem Zeitpunkt in Toravere gegeben hat. Vergleicht man diese Werte mit den default Werten so erkennt man, dass die AOD zu diesem Zeitpunkt noch nicht merklich erhöht war. In Abbildung 25 sieht man den Verlauf der berechneten Bestrahlungsstärken. Die Schwankungsbreiten, die für die mit AERONET Daten berechneten Bestrahlungsstärken die, über die Kombinationsmethode berechnet wurden, liegen im Bereich von ca. $\pm 2 - 4\%$ und die Schwankungsbreiten der mit default Werten berechneten Bestrahlungsstärken liegen im Bereich von ca. $3 - 9\%$. Der Unterschied zwischen den Modellberechnungen und den BSRN Daten liegt bei ca. 8% . Man sieht, dass die Schwankungsbreiten die über die Kombinationsmethode berechnet wurden, in den meisten Fällen nur ganz knapp den Unterschied zwischen Modellberechnung und BSRN Daten erklären können.

28. Juli 2010

Am 28. Juli war die AOD doch leicht erhöht, aber immer noch nicht wirklich signifikant höher. Man betrachte in Abbildung 26, die berechneten Bestrahlungsstärken und die Schwankungsbreiten die über die Kombinationsmethode berechnet wurden. Die mit dem Modell berechneten Daten sind alle um ca. 10% größer als die BSRN Daten. Die über die Kombinationsmethode berechneten Schwankungsbreiten, der mit AERONET berechneten, Bestrahlungsstärken sind auch hier kleiner (die Schwankungsbreiten liegen im Bereich von ca. $\pm 2 - 9\%$) als der Unterschied zwischen den BSRN Daten und den Modellberechnungen. Auch die Schwankungsbreiten, die sich über die Kombinationsmethode, für die mit default Werten berechneten Bestrahlungsstärken ergeben liegen im Bereich von ca. $3 - 9\%$. Auch hier wiederum, kann die Kombinationsmethode nicht den Unterschied zwischen den BSRN Daten und den Modellberechnungen erklären.

1. August

Am 1. August lag die AOD bei 500nm immer noch im Normalbereich um 0,2 herum. In Abbildung 27 sieht man wieder den Verlauf der Bestrahlungsstärken. Hier liegen die Schwankungsbreiten, die sich über die Kombinationsmethode ergeben, für die mit AERONET Daten berechneten Bestrahlungsstärken im Bereich von ca. $1 - 3\%$ und die Schwankungsbreiten der Bestrahlungsstärken mit default Werten, im Bereich von ca. $3 - 9\%$. Man kann auch hier wieder einen systematischen Unterschied zwischen den BSRN Daten

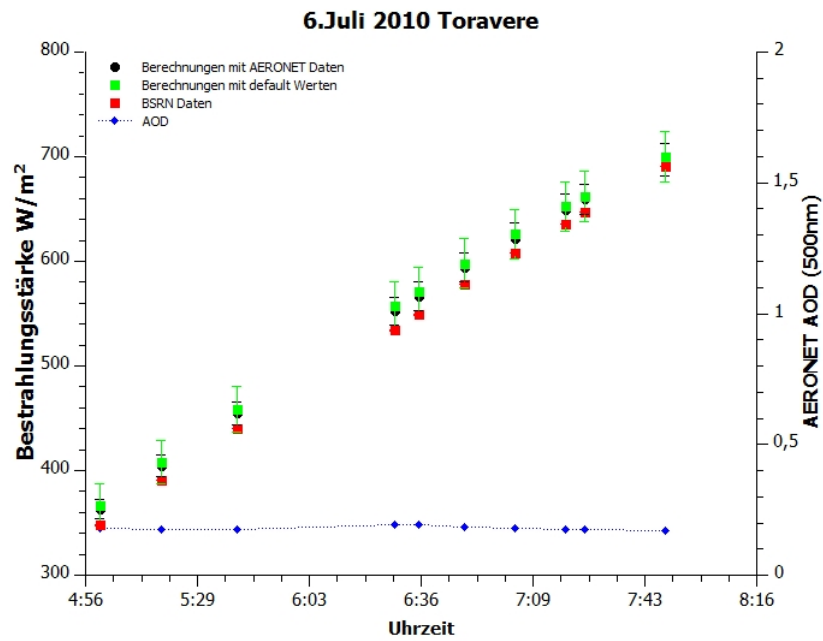


Abbildung 25: Bestrahlungsstärken am 6.Juli 2010 Toravere (Kombinationsmethode)

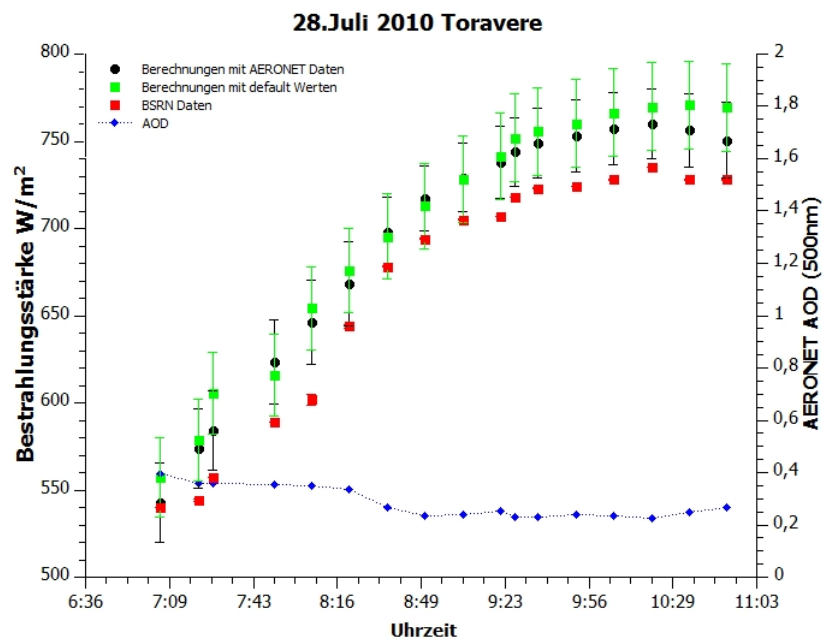


Abbildung 26: Bestrahlungsstärken am 28.Juli 2010 Toravere (Kombinationsmethode)

und den Modellberechnungen erkennen, der auch hier wieder im Bereich von ca. $\pm 1 - 3\%$ liegt. Die Schwankungsbreiten, die sich durch die Kombinationsmethode ergeben haben, können auch hier immer nur ganz knapp den Unterschied zwischen den berechneten und den gemessenen Daten erklären.

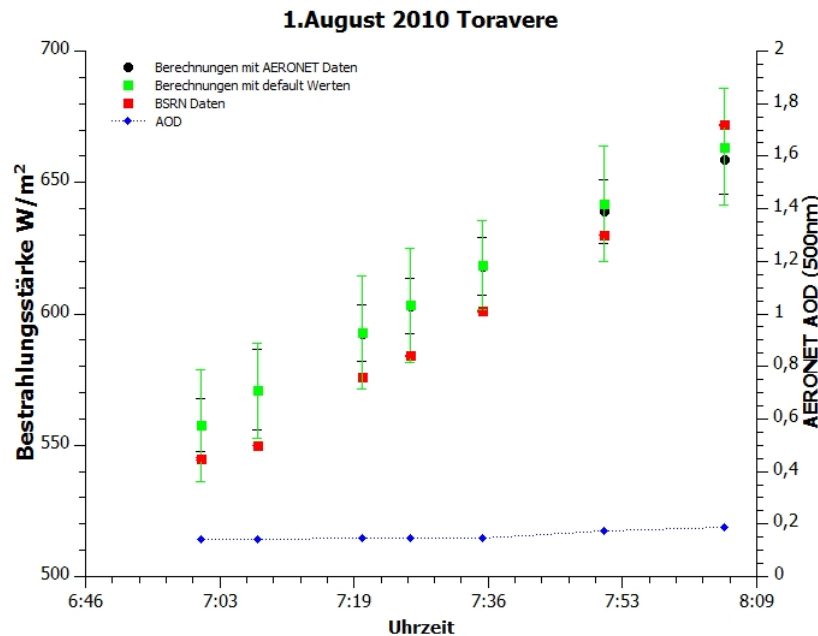


Abbildung 27: Bestrahlungsstärken am 8. August 2010 Toravere (Kombinationsmethode)

Abschließend sieht man noch in Abbildung 28, einen Vergleich zwischen allen durchgeführten Modellberechnungen in Toravere mit den entsprechenden BSRN Daten. Die Korrelation der Daten liegt bei ca. 97%.

Zusammenfassend kann man sagen, dass es auch im Falle geringer Aerosol Optischer Dicken immer einen systematischen Unterschied von ca. $\pm 10 - 15\%$ zwischen BSRN Daten und Modellberechnungen geben kann. Wie am Beispiel von XiangHe deutlich wurde, gibt es diesen systematischen Unterschied auch bei hohen AOD. Vor allem im Fall geringer AOD Werte reicht die Schwankungsbreite, der sich aus der Kombinationsmethode ergibt, nicht aus um den Unterschied zwischen Berechnung und Gemessenen zu erklären. Woran liegt das?

Dies liegt einfach daran, dass die Berechnungen mit UVspec, letztendlich nur Modellberechnungen sind, die nicht alle möglichen Faktoren mit einbeziehen, sondern eben nur einige ausgewählte. Außerdem wurden in die Kombinationsmethode Fehler der internen Parameter von LibRadtran gar nicht miteinbezogen, wie zum Beispiel die Unsicherheiten der Daten im Atmosphärenfile etc. Bei hohen Aerosol optischen Dicken, sind die Fehler der Inputparameter so groß, dass diese unberücksichtigten Fehler der internen Param-

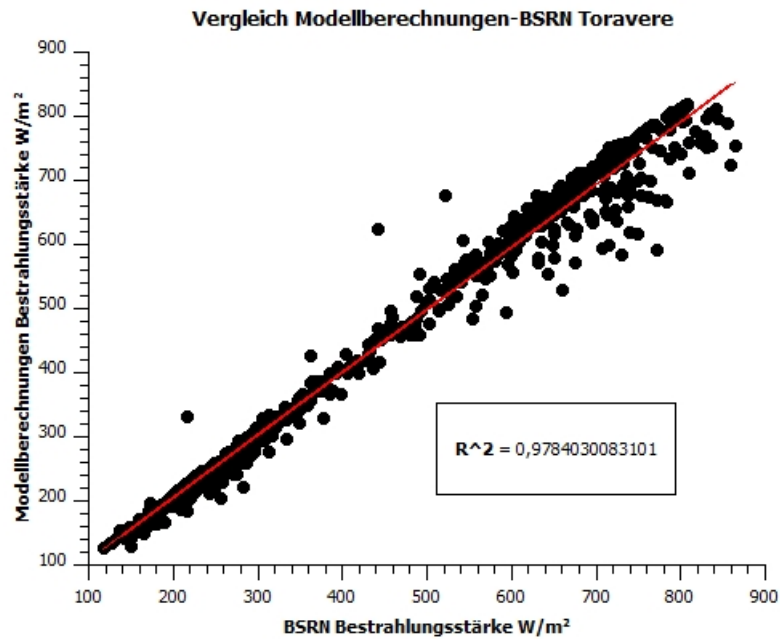


Abbildung 28: Vergleich zwischen Modellberechnungen und BSRN Daten

ter, wie zum Beispiel der Gase im Atmosphärenfile etc., gar nicht ins Gewicht fallen, jedoch sehr wohl bei geringen AOD. In diesen Fällen wären, die über die Kombinationsmethode berechneten Schwankungsbreiten unrealistisch klein. Durch den Vergleich mit den BSRN Daten kann abgeschätzt werden um wie viel Prozent die Modellberechnungen wirklich daneben liegen, und das ist, wie sich herausgestellt hat, meistens im Bereich von ca. 10 – 15%.

Daher wird, um auch im Fall kleiner AOD, realistische Schwankungsbreiten für die Modellberechnungen zu bekommen folgendermaßen vorgegangen:

Im Falle, dass der Fehler der sich aus der Kombinationsmethode ergibt, nicht größer ist, als $\pm 15\%$, werden einfach $\pm 15\%$ als Fehler für das berechnete Ergebnis verwendet.

Die Schwankungsbreiten der mit default Werten berechneten Bestrahlungsstärken konnten durch diese Vergleiche auch abgeschätzt werden, indem der Unterschied zwischen den von BSRN gemessenen Daten an Tagen mit "normaler" AOD mit den Modellberechnungen bestimmt wurde. Aus diesem Vergleich ergibt sich, dass die mit default Werten berechneten Bestrahlungsstärken auch mit einem Fehler von ca. $\pm 15\%$ zu behaften sind, da die über die Kombinationsmethode berechneten Bestrahlungsstärken, in den meisten Fällen zu klein sind.

4.1.4 Schwankungsbreiten der Modellberechnungen mit MODIS Daten - Pixelberechnungen

Das Ziel ist es mit Hilfe von MODIS Daten flächendeckende Berechnungen der Bestrahlungsstärke durchzuführen. Es wäre jedoch zu aufwendig um zu jedem Pixel die 16 Kombinationen mitzuberechnen. Um daher eine quantitative Aussage über die Schwankungsbreite der Bestrahlungsstärke der einzelnen Pixel einer solchen flächendeckenden Berechnung machen zu können wurden zunächst nur einzelne Pixel berechnet, und zwar an den drei Orten wo es auch eine AERONET Station gibt, um die Daten zunächst zu vergleichen. Anschließend wurde analog wie im Fall der AERONET Daten zur Ermittlung der Schwankungsbreite der Bestrahlungsstärke die Kombinationsmethode verwendet, mit dem einzigen Unterschied, dass eine gewichtete lineare Regression zur Berechnung der Angströmkoeffizienten, also eine lineare Regression unter Berücksichtigung der Fehler, verwendet wurde. Die gewichtete Regression, war im Fall der MODIS Daten deshalb notwendig, weil Daten der AOD aus dem MODIS Produkt, einen weitaus größeren Fehler besitzen, als die AOD Daten von AERONET Bodenstationen.

Im nächsten Schritt wurden dann flächendeckende Berechnungen für vier ausgewählte Tage durchgeführt, wobei dann zu Berechnung der Angströmkoeffizienten wieder eine einfache lineare Regression durchgeführt wurde. Die Schwankungsbreite der berechneten Bestrahlungsstärken für eine Fläche, kann man durch die Schwankungsbreiten, die sich bei den einzelnen Pixelberechnungen ergeben haben, abschätzen.

In den folgenden Tabellen 11,12,13 sind nun die Ergebnisse der Pixelberechnungen zusammengefasst. (Die Ergebnisse wurden auf zwei relevante Fehlerstellen gerundet und "BST" steht für Bestrahlungsstärke.)

- Pixel deren Koordinaten eine Region im Bereich von Toravere angeben:

Tabelle 11: Pixelberechnungen für Toravere

Ort und Datum	α	β	SSA	BST
6.August 10:55	(1,433 $\pm$ 0,124)	(0,124 $\pm$ 0,058)	(0,945 $\pm$ 0,03)	(704 $\pm$ 65)W/m ²
7.August 11:35	(1,434 $\pm$ 0,419)	(0,295 $\pm$ 0,078)	(0,945 $\pm$ 0,03)	(624 $\pm$ 72)W/m ²
17.August 10:35	(1,028 $\pm$ 0,316)	(0,355 $\pm$ 0,071)	(0,945 $\pm$ 0,03)	(610 $\pm$ 36)W/m ²

- Pixel deren Koordinaten eine Region im Bereich von Moskau angeben:

Tabelle 12: Pixelberechnungen für Moskau

Ort und Datum	α	β	SSA	BST
21.Juli 9:00	$(0,760 \pm 0,367)$	$(0,211 \pm 0,0536)$	$(0,945 \pm 0,03)$	$(782 \pm 40) \text{W/m}^2$
24.Juli 7:55	$(1,027 \pm 0,281)$	$(0,442 \pm 0,079)$	$(0,945 \pm 0,03)$	$(656 \pm 63) \text{W/m}^2$
8.August 8:50	$(1,437 \pm 0,180)$	$(1,816 \pm 0,206)$	$(0,945 \pm 0,03)$	$(370 \pm 110) \text{W/m}^2$
10.August 8:40	$(1,197 \pm 0,229)$	$(0,776 \pm 0,112)$	$(0,945 \pm 0,03)$	$(556 \pm 82) \text{W/m}^2$

- Pixel deren Koordinaten eine Region im Bereich von Yekaterinburg angeben:

Tabelle 13: Pixelberechnungen für Yekaterinburg

Ort und Datum	α	β	SSA	BST
30.Juli 7:15	$(1,206 \pm 0,250)$	$(0,640 \pm 0,101)$	$(0,945 \pm 0,03)$	$(605 \pm 79) \text{W/m}^2$
31.Juli 9:50	$(1,443 \pm 0,332)$	$(0,450 \pm 0,094)$	$(0,945 \pm 0,03)$	$(588 \pm 80) \text{W/m}^2$
5.August 6:40	$(1,425 \pm 0,280)$	$(0,614 \pm 0,108)$	$(0,945 \pm 0,03)$	$(550 \pm 84) \text{W/m}^2$
6.August 7:25	$(0,630 \pm 0,225)$	$(0,553 \pm 0,080)$	$(0,945 \pm 0,03)$	$(641 \pm 55) \text{W/m}^2$
10.August 7:00	$(1,434 \pm 0,304)$	$(0,526 \pm 0,100)$	$(0,945 \pm 0,03)$	$(572 \pm 82) \text{W/m}^2$
11.August 6:05	$(1,436 \pm 0,310)$	$(0,509 \pm 0,099)$	$(0,945 \pm 0,03)$	$(517 \pm 76) \text{W/m}^2$
12.August 6:45	$(1,207 \pm 0,258)$	$(0,602 \pm 0,098)$	$(0,945 \pm 0,03)$	$(551 \pm 73) \text{W/m}^2$

Auf Grund der Ergebnisse der Berechnungen für einzelne Pixel kann man damit grob eine Aussage für die Berechnungen der Bestrahlungsstärken, über eine ganze Fläche, treffen: Bei sehr kleinen AOD Werten liegt der Fehler im Bereich von $\pm 10 - 15\%$ und für AOD Werte im Bereich von $1 - 5$ liegt der Fehler bei ca. $\pm 20 - 30\%$

4.2 Einfluss der Brandaerosole auf die kurzwellige, abwärts gerichtete, solare Strahlung während der Brände in Russland 2010

4.2.1 Punktuelle Analysen mit Hilfe von AERONET Daten

Effekte in Toravere

In Abbildung 29 sieht man den Verlauf der AOD (500nm) aus den Jahren 2007-2010 in den Monaten Juli-August. Man erkennt, dass im Jahr 2010 die AOD Werte deutlich über den anderen Werten aller anderen betrachteten Jahre liegen, mit Spitzenwerten im Bereich von ca. 1-1,3. Damit waren die Spitzenwerte im Jahr 2010 ungefähr doppelt so hoch wie die durchschnittlichen höchsten Werte aller anderen Jahre, die im Bereich von ca. 0.6 liegen. Allgemein betrachtet erkennt man aber, dass auch im Jahr 2007 und 2008 die AOD Werte deutlich höher waren als im Vergleich zum Jahr 2009.

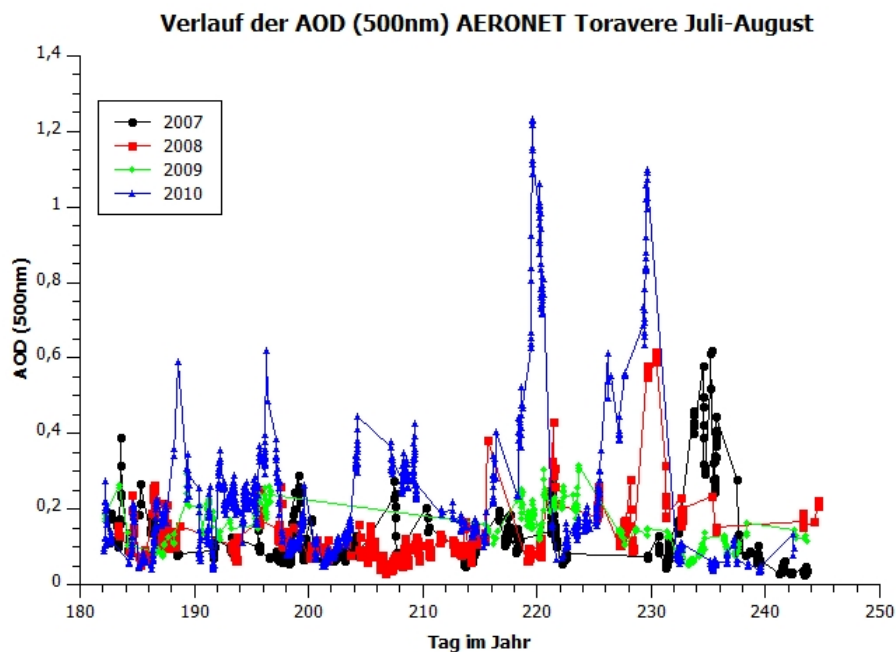


Abbildung 29: Verlauf der AOD bei 500nm in Toravere in den Jahren 2007-2010

Im folgenden soll nun der Tagesgang der Bestrahlungsstärke für einzelne interessante Tage genauer analysiert werden. Im Anhang findet man weitere berechnete Tagesgänge der Bestrahlungsstärke für den Zeitraum Juli-August 2010.

22. Juli

Am 22. Juli 2010, erreichte die AOD bei 500nm einen Maximalwert von 0,18 und einen

Minimalwert von 0,10. Vergleicht man diese Werte mit dem errechneten default Wert der AOD bei 500nm für Toravere, 0,124, so erkennt man, dass die AOD zu diesem Zeitpunkt noch nicht merklich erhöht war. In Abbildung 30 sieht man den Verlauf der berechneten Bestrahlungsstärken. Betrachtet man diese Abbildung so erkennt man ein paar sehr wichtige Dinge: Die meisten der Modellberechnungen liegen ca. 5% über den BSRN Daten. Da die AOD an diesem Tag noch nicht erhöht war, sollte man davon ausgehen können, dass die Berechnungen mit default Werten zu ähnlichen Ergebnissen führen wie die Berechnungen mit den tatsächlichen Aerosolparametern. Man sieht an Hand der Abbildung, dass dies auch zutrifft. Der Unterschied zwischen den BSRN Daten und den berechneten Werten der Bestrahlungsstärke, sowohl mit default Werten als auch mit tatsächlichen Aerosolwerten, liegen innerhalb von ca. $\pm 10\%$. Der Fehler der sich für die mit dem Modell berechneten Bestrahlungsstärken über die Kombinationsmethode ergibt, liegt im Bereich von ca. 2 – 8% und ist damit kleiner als diese zehn Prozent Unterschied zwischen BSRN und Modellberechnung. Daher wurde ein Fehler von $\pm 15\%$ für die Modellberechnungen angenommen. Für diesen Tag kann damit kein Effekt der Brandaerosole auf die kurzzeitliche, abwärts gerichtete solare Strahlung nachgewiesen werden.

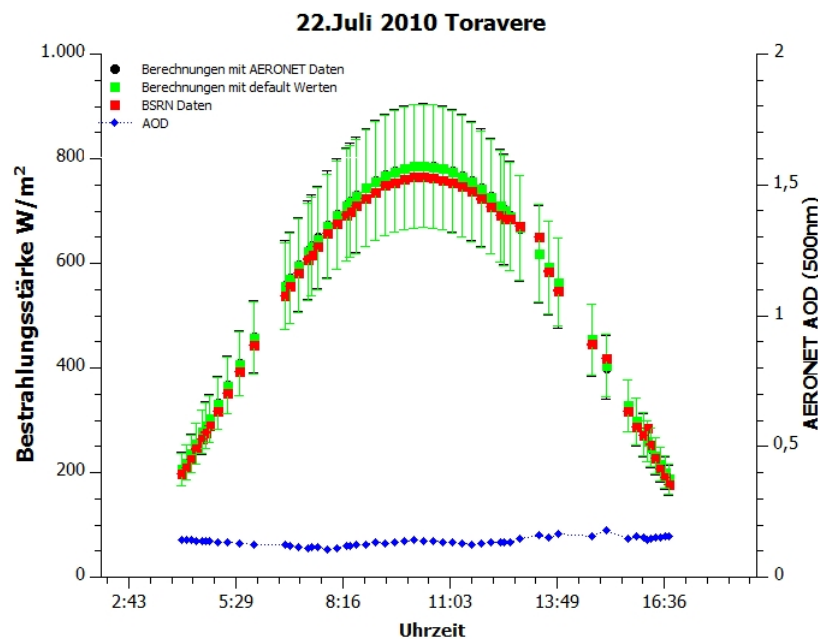


Abbildung 30: Bestrahlungsstärken am 22. Juli 2010 Toravere

7. August

Am 7. August war die AOD schon merklich erhöht: Der Maximalwert der AOD bei 500nm an diesem Tag lag bei 1,23 und der Minimalwert bei 0,63. Damit ist die AOD an diesem Tag ca. sechs mal so groß wie die AOD am 22. Juli. Dies spiegelt sich auch bei den berech-

neten Bestrahlungsstärken wieder (vgl. Abbildung 31). Die mit dem Modell berechneten Daten sind alle um ca. 10% größer als die BSRN Daten. Die über die Kombinationsmethode berechneten Fehler der Bestrahlungsstärken sind auch hier kleiner (im Bereich von ca. $\pm 4 - 10\%$) als der Unterschied zwischen BSRN Daten und Modellberechnung. Daher wurde auch hier ein Fehler von $\pm 15\%$ für die Modellberechnungen angenommen. Trotz der erhöhten AOD kann auch an diesem Tag kein Effekt der Brandaerosole auf die

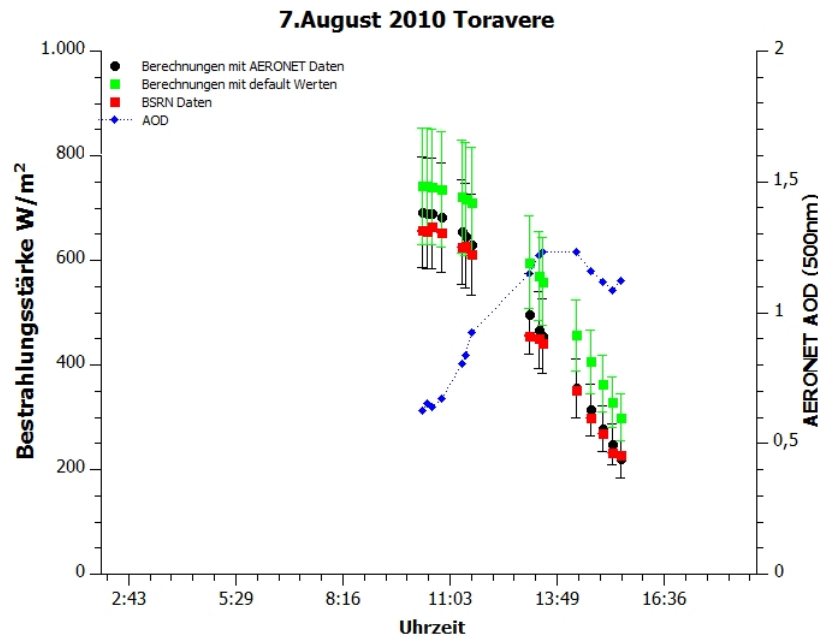


Abbildung 31: Bestrahlungsstärken am 7. August 2010 Toravere

kurzwellige, abwärts gerichtete, solare Strahlung nachgewiesen werden.

8. August Am 8. August war die AOD ähnlich erhöht wie am Tag zuvor. Der Maximalwert der AOD bei 500nm an diesem Tag lag bei ca. 1,06 und der Minimalwert bei 0,72. In Abbildung 32 sieht man den Verlauf der Bestrahlungsstärken. Hier liegt der Fehler der sich durch die Kombinationsmethode ergibt im Bereich von ca. $\pm 5 - 11\%$ und ist fast ausreichend genug um zumindest für einige der Werte den Unterschied zwischen BSRN Daten und Modellberechnung zu erklären. Da dies hier aber gerade an der Grenze liegt wurde dennoch wieder ein Fehler von ca. $\pm 15\%$ angenommen. Auch an diesem Tag kann man auf Grund der Berechnungen keinen Effekt nachweisen.

17. August Nach dem 8. August fiel der Wert der AOD wieder auf ein Normalniveau herab. Jedoch erreichte die AOD am 17. August noch einmal sehr hohe Werte für diese Zeit: Bei 500nm erreichte die AOD ein Maximum von 1,10 und ein Minimum von 0,64. Der Fehler der sich durch die Kombinationsmethode ergibt liegt im Bereich von ca. $\pm 4 - 11\%$ und reicht wieder aus um den Unterschied zwischen einigen Werten der BSRN Daten

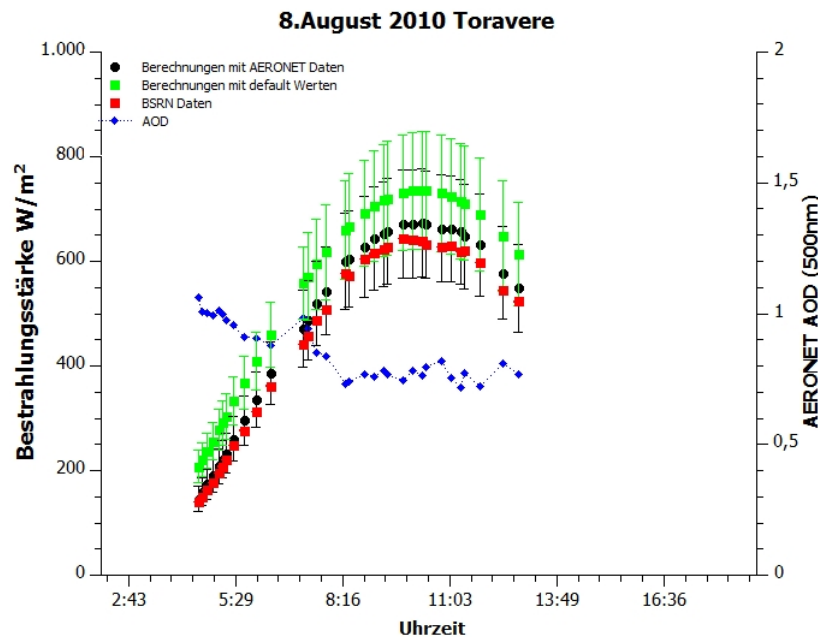


Abbildung 32: Bestrahlungsstärken am 8. August 2010 Toravere

und Modellberechnung zu erklären. Es wurde aber dennoch aus den gleichen Gründen wie zuvor ein Fehler von ca. $\pm 15\%$ angenommen. Trotz der hohen AOD, kann wie im Fall des siebenten und achten August auch hier am 17. August kein Effekt nachgewiesen werden. Es ist sehr interessant, dass die AOD, auch noch so spät im August noch einmal solche Maximalwerte erreichen konnte. Vergleicht man dies mit Moskau, so kann man ähnlich leicht erhöhte Werte um diese Zeit feststellen, jedoch nicht mehr im Fall von Yekaterinburg.

Effekte in Moskau

Moskau war von den Wald- und Torfbränden im Jahr 2010 der von den drei punktuell untersuchten Orten, der betroffenste.

Im folgenden sollen nun wieder einige ausgewählte Tage aus den Monaten Juli und August aus dem Jahr 2010 genauer betrachtet werden. Im Anhang findet man wiederum weitere berechnete Tagesgänge der Bestrahlungsstärke für den Zeitraum Juli-August 2010.

In der Abbildung 34 sieht man den Verlauf der AOD bei 500nm im Zeitraum Juli-August über vier verschiedene Jahre betrachtet.

Vergleicht man diese Werte mit denen von Toravere, sieht man, dass die Spitzenwerte im Jahr 2010, in Moskau, ca. fünf mal so hoch waren, wie die erreichten Spitzenwerte der AOD in Toravere, in diesem Jahr. Was man bei diesem Vergleich jedoch auch berücksichtigen muss, ist dass die AERONET Station von Moskau direkt in der Stadt

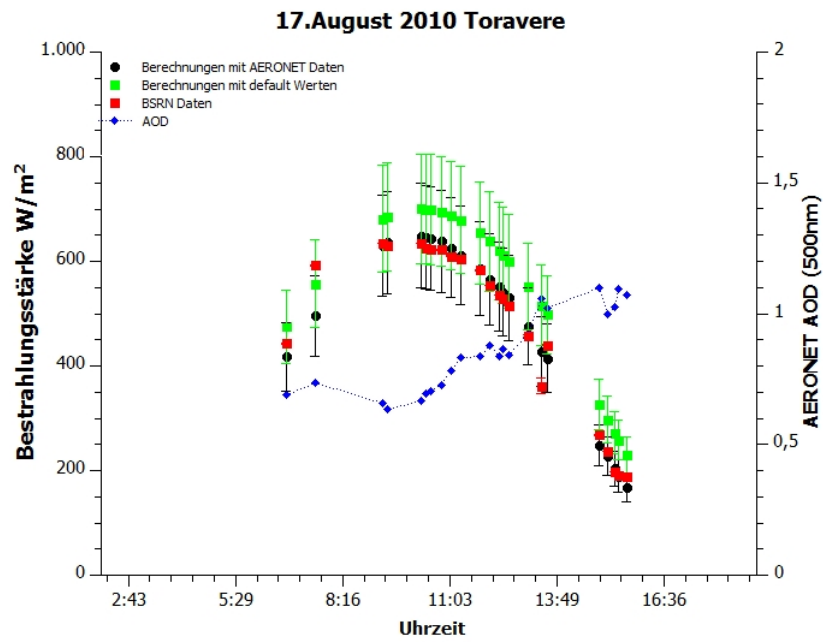


Abbildung 33: Bestrahlungsstärken am 17.August 2010 Toravere

liegt und damit zusätzlicher Belastung ausgesetzt ist. Im Vergleich dazu befinden sich die AERONET Stationen von Toravere und Yekatarinburg an Orten, die in einer, von den Luftbedingungen her, sehr reinen Umgebung, fern von einer größeren Stadt liegen.

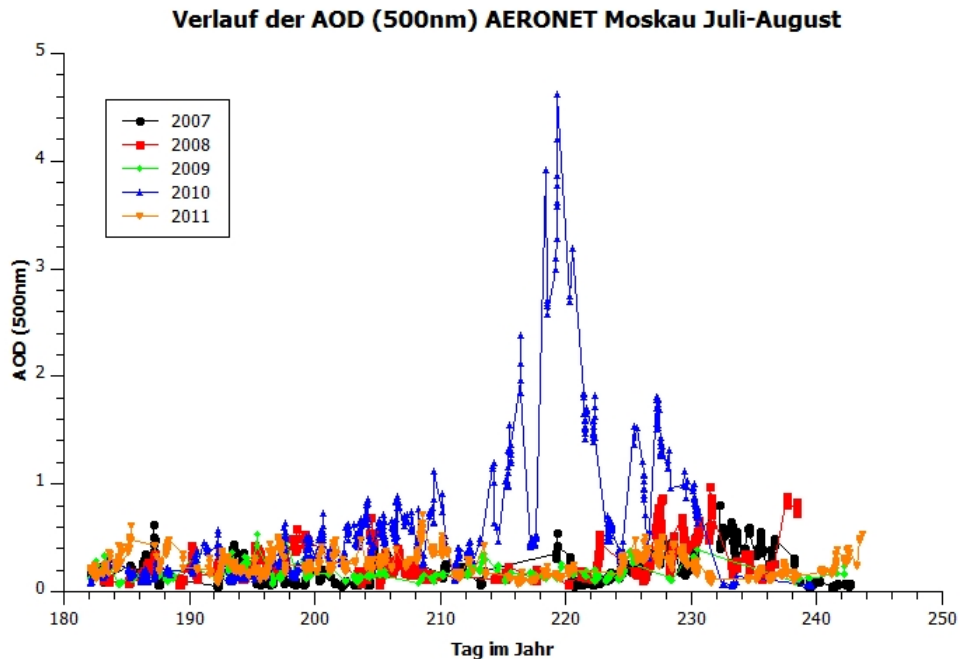


Abbildung 34: Verlauf der AOD in den Jahren 2007-2011

5.Juli

Am 5.Juli gab es AOD(500nm) Werte im Bereich von ca. 0,097 und ca. 0,21. Vergleicht man diese Werte mit dem für Moskau errechneten default Wert von 0,21, so erkennt man, dass die Belastung durch die Brände, noch keinen merklichen Einfluss auf die AOD in diesem Gebiet hatte. Die mit den Modell berechneten Bestrahlungsstärken erreichen um die Mittagszeit herum einen Maximalwert von ca. $(850 \pm 130) W/m^2$. Betrachtet man Abbildung 35, so kann man erkennen, dass die mit den AERONET Daten berechneten Werte der Bestrahlungsstärke durchwegs um einen gewissen Prozentsatz, der zwischen 0,3% und ca. 6% schwankt größer sind, als die Werte der Bestrahlungsstärken, die mit den default Werten berechnet wurden, jedoch trotzdem wie erwartet mit den default Werten einigermaßen gut übereinstimmen. An diesem Tag gab es damit keinen merklichen Effekt der Aerosole auf die kurzweilige, nach unten gerichtete, solare Strahlung.

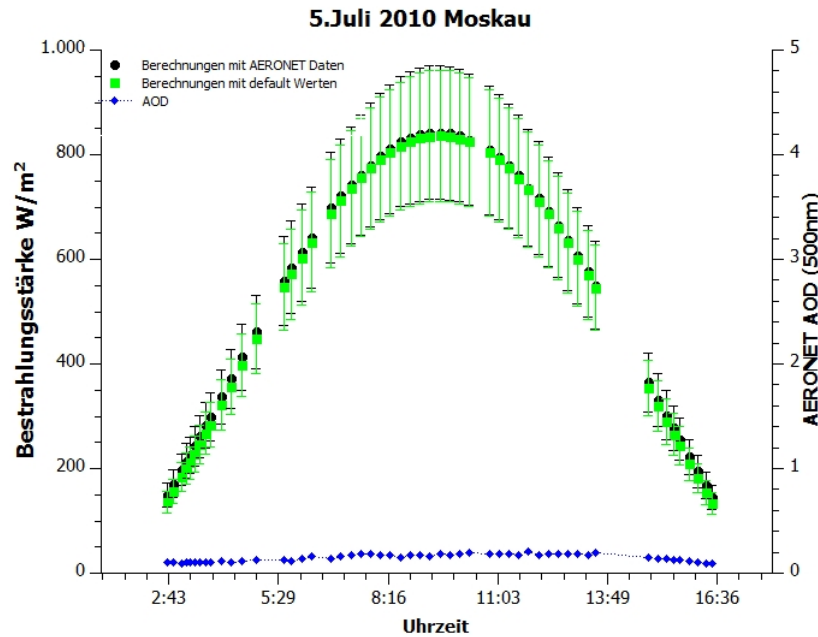


Abbildung 35: Bestrahlungsstärken am 5. Juli 2010 Moskau

Obwohl es zu dieser Zeit schon Brände gab, haben die Partikel, die dabei emittiert wurden, die kurzwellige solare Strahlung in Moskau zu diesem Zeitpunkt noch nicht nennenswert belastet.

22. Juli:

Am 22. Juli war die AOD schon ca. drei mal so hoch wie im Vergleich zu Anfang Juli. Der Maximalwert der AOD bei 500nm lag an diesem Tag bei ca. 0,67 und der Minimalwert bei ca. 0,42. Betrachtet man die mit dem Modell berechneten Bestrahlungsstärken, so kann man schon einen leichten Unterschied zwischen den mit den AERONET Daten berechneten Bestrahlungsstärken und den mit den default Werten berechneten Bestrahlungsstärken erkennen, jedoch ist es auf Grund der Schwankungsbreiten der beiden Berechnungen nicht möglich, an diesem Tag einen tatsächlichen Effekt der Smoke Aerosole nachzuweisen (vgl. Abbildung 36).

3. August:

Am 3. August erreichte die AOD einen Maximalwert von ca. 1,5 und einen Minimalwert von ca. 0,98. Der Minimalwert an diesem Tag ist bereits um ca. 50% größer als der Maximalwert am 22. Juli. Das spiegelt sich auch in den Bestrahlungsstärken wider (vgl. Abbildung 37), jedoch ist es auch hier auf Grund der Schwankungsbreiten der Berechnungen wieder nicht möglich einen Effekt der Aerosole auf die kurzwellige Strahlung nachzuweisen.

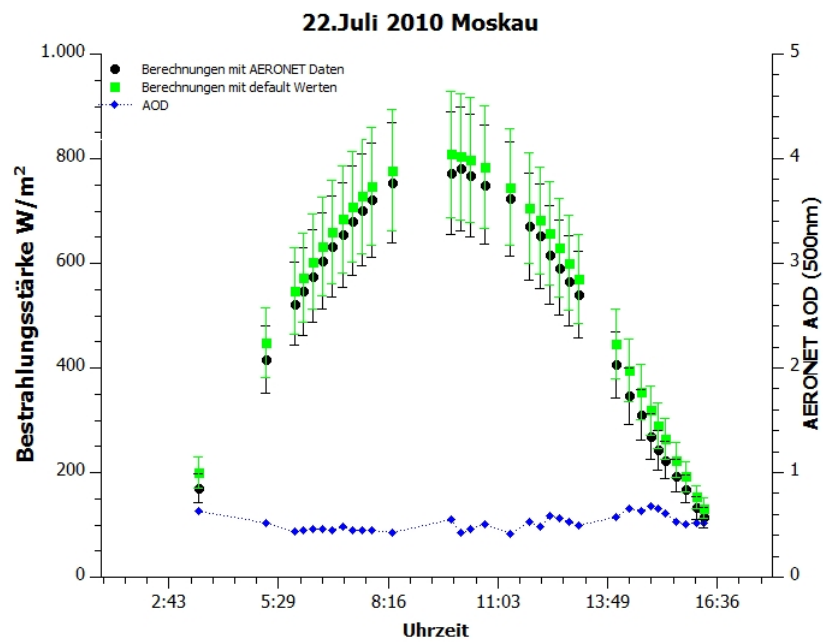


Abbildung 36: Bestrahlungsstärken am 22.Juli 2010 Moskau

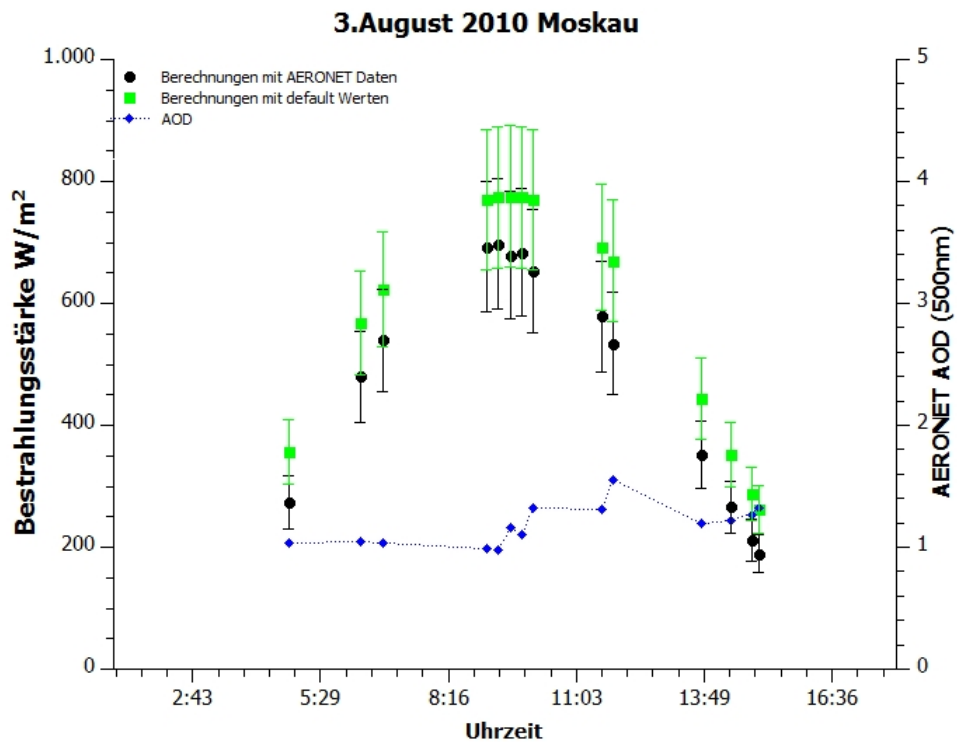


Abbildung 37: Bestrahlungsstärken am 3.August 2010 Moskau

6-8. August:

Zwischen dem 6. und 8. August erreichte die AOD im Sommer 2010 in Moskau ihre Maximalwerte. Am 6. August schwankte die AOD bei 500nm zwischen ca. 2,6 und 4. Die Schwankungsbreiten der mit AERONET Daten berechneten Bestrahlungsstärken liegen im Bereich von ca. $\pm 17-26\%$. An diesem Tag ist es damit möglich einen kühlenden Effekt der Brandaerosole auf die kurzweilige, abwärts gerichtete, solare Strahlung, innerhalb gewisser Fehlerschranken, nachzuweisen. Es kam an diesem Tag zu einer errechneten Reduktion der Bestrahlungsstärke um ca. 30 – 40% (vgl. Abbildung 38).

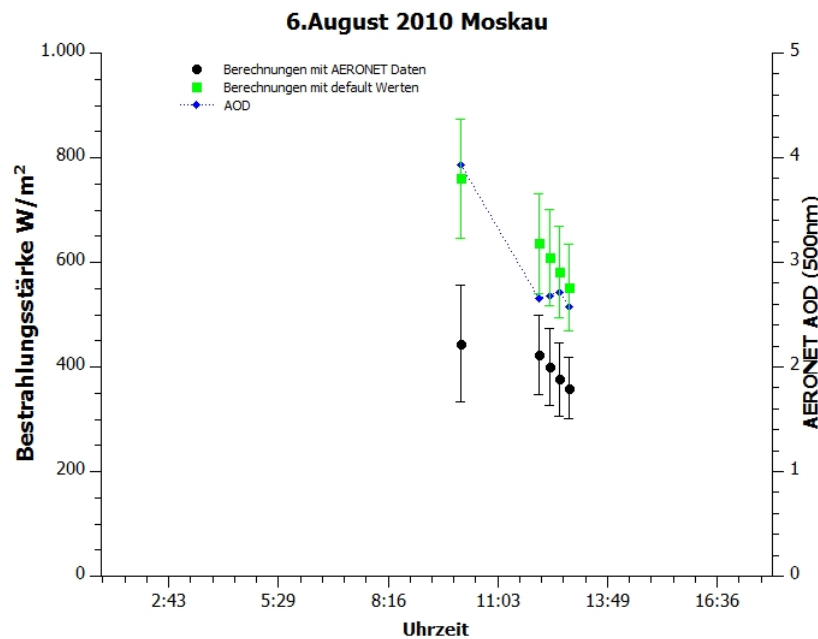


Abbildung 38: Bestrahlungsstärken am 6. August 2010 Moskau

Am 7. August erreichte die Belastung durch die Feuer ihren Höhepunkt mit einer AOD bei 500nm zwischen 3,2 und 4,7. Damit sind die Maximalwerte an diesem Tag ca. 22 mal so hoch wie die Werte am 5. Juli. Die Schwankungsbreiten der mit AERONET Daten berechneten Bestrahlungsstärken an diesem Tag liegen im Bereich von ca. $\pm 23-33\%$. Dies führte nach den Modellberechnungen zu einer Reduktion der Bestrahlungsstärke um ca. 40 – 48% (vgl. Abbildung 39). Diese Ergebnisse stimmen auch gut mit denen von Chubarova et al. (2012) überein. Chubarova et al. (2012), die wie schon zuvor beschrieben eine genauere Analyse durchgeführt haben, konnten, durch ihre spezielle Analyse der Daten an diesem Tag, sogar Höchstwerte der AOD bei 500nm von bis zu 6,4, nachweisen, was zu einer errechneten Reduktion von ca. 60% führt. (Diese speziellen Werte der AOD wurden aber im Zuge dieser Arbeit hier nicht berücksichtigt.)

Am 8. August waren die Werte der AOD bei 500nm bereits niedriger und schwankten zwischen 2,7 und 3,2. Die Schwankungsbreiten, die durch die Kombinationsmethode er-

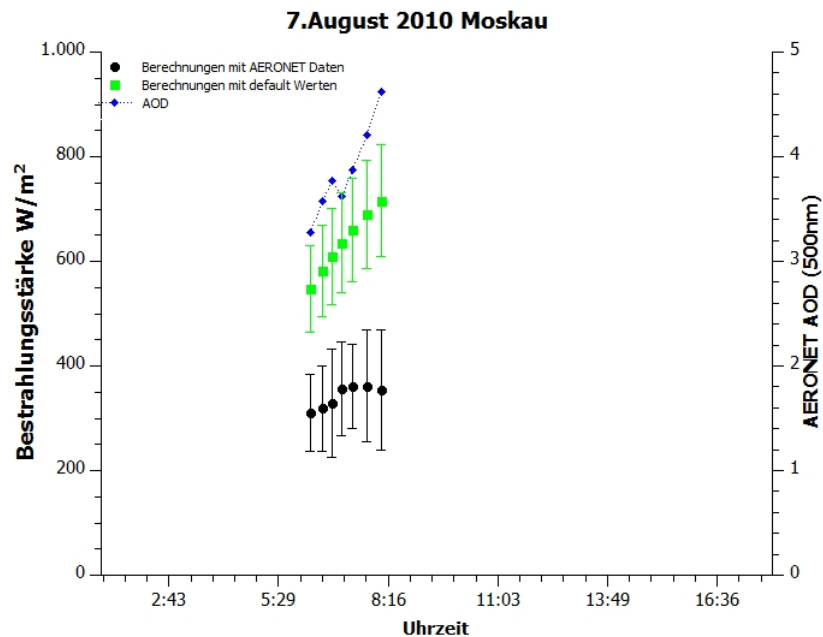


Abbildung 39: Bestrahlungsstärken am 7. August 2010 Moskau

rechnet wurden, liegen im Bereich von ca. $\pm 16 - 22\%$. Die hohen Werte der AOD an diesem Tag führten zu einer Reduktion der Strahlung um ca. $26 - 37\%$ (vgl. Abbildung 40). Nach dem 8. August wurde die Belastung durch die Brände geringer, wobei die AOD durchaus noch eine Zeit lang erhöht blieb und auch noch zum Beispiel am 15. August Werte im Bereich von 1 und 1,8 erreichte, obwohl sie dazwischen schon wieder auf niedrigere Werte um 0,4 herum gesunken war.

Einfluss in Yekaterinburg

In Abbildung 41 sieht man den Verlauf der AOD bei 500nm im Zeitraum Juli-August über vier verschiedene Jahre betrachtet. Auch in Yekaterinburg, wurden zur Zeit der Brände in Russland im Jahr 2010 sehr hohe Aerosol optische Dicken bestimmt, mit Spitzenwerten im Bereich von 3 (bei 500nm). Damit sind die erreichten Spitzenwerte in Yekaterinburg im Jahr 2010 ca. drei mal so hoch wie die erreichten Spitzenwerte in Toravere, dieses Jahres.

6. Juli:

Der 6. Juli ist ein Beispiel für einen Tag an dem sehr niedrige AOD in der Messstation Yekaterinburg gemessen wurden. Der Maximalwert den die AOD bei 500nm an diesem Tag erreichte liegt bei ca. 0,071 und der Minimalwert bei ca. 0,055. Diese Werte liegen beide, unter dem, für die default Aerosole, errechneten Durchschnittswert von 0,179. Vergleicht man an diesem Tag die, mit AERONET Daten berechneten Bestrahlungsstärken,

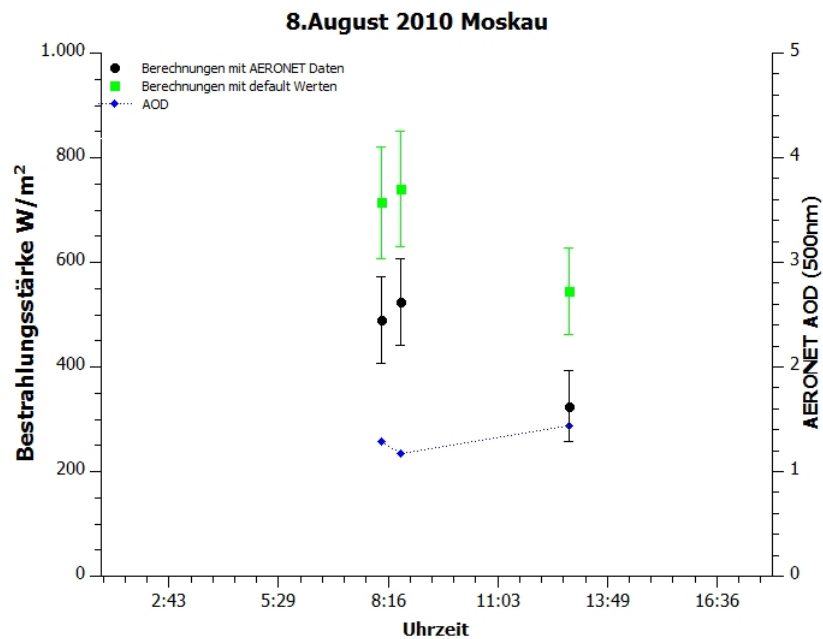


Abbildung 40: Bestrahlungsstärken am 8. August 2010 Moskau

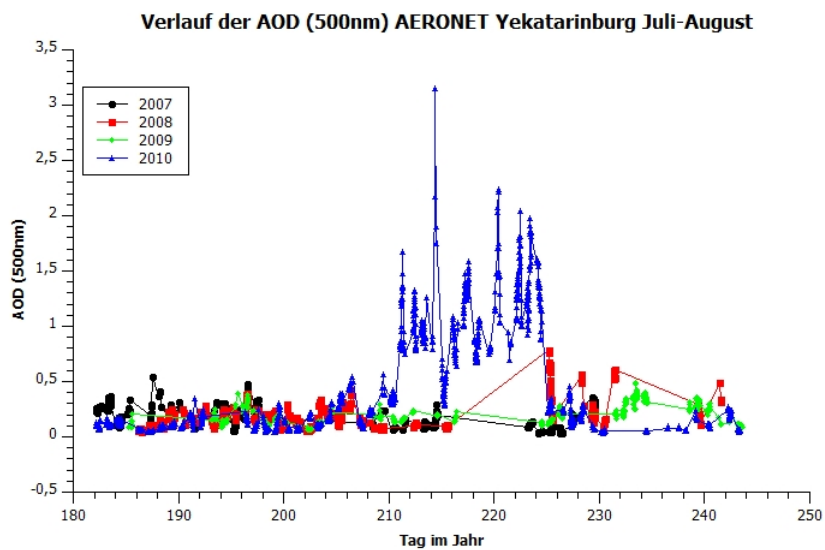


Abbildung 41: Verlauf der AOD in den Jahren 2007–2010

mit denen, die mit den default Werten berechnet wurden, so erkennt man, dass in diesem Fall die Bestrahlungsstärken um ca. 1 – 5% höher sind als die der default Werte (vgl. Abbildung 42).

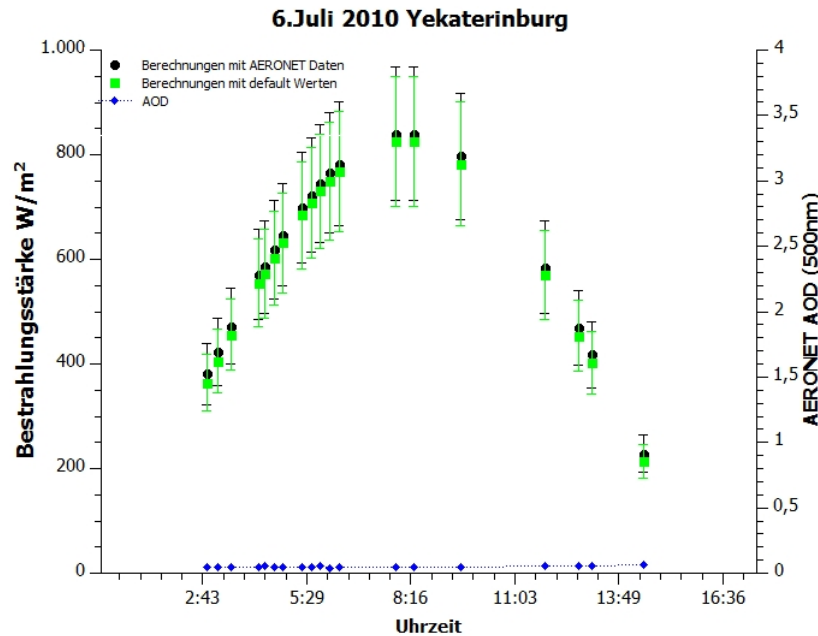


Abbildung 42: Bestrahlungsstärken am 6. Juli 2010 Yekaterinburg

31. Juli

Eine Erhöhung der AOD konnte in Yekaterinburg ab dem ca. 24. Juli festgestellt werden. Ab diesem Zeitpunkt befand sich die AOD bei 500nm meistens im Bereich von ca. 0,2 – 0,55, mit Ausnahme des 26. Juli, wo sie im Bereich von ca. 0,07 – 0,17 lag. Ab dem 30. Juli konnten Werte der AOD bei 500nm über 1 gemessen werden. Am 31. Juli erreichte sie einen Maximalwert von ca. 1,3 und einen Minimalwert von ca. 0,78. Man kann bereits einen Unterschied bei den berechneten Bestrahlungsstärken erkennen, jedoch kann kein Effekt nachgewiesen werden, da der Unterschied innerhalb der Schwankungsbreiten der einzelnen Berechnungen liegt (vgl. Abbildung 43).

2. August:

Am 2. August erreichte der Wert der AOD bei 500nm im betrachteten Zeitraum Juli-August bei der Messstation Yekaterinburg seinen Maximalwert von ca. 3,2 und ist damit ca. 18 mal höher als der errechnete default Wert von 0,179. Der Minimalwert lag bei ca. 0,79. Dies führte um ca. 8 : 23, als die AOD ihren Maximalwert erreichte zu einer Reduktion der kurzwelligen Strahlung um ca. 27% (vgl. Abbildung 44).

Im Anhang findet man die restlichen Berechnungen der Tagesgänge aus den Monaten Juli und August mit Daten der AERONET Stationen.

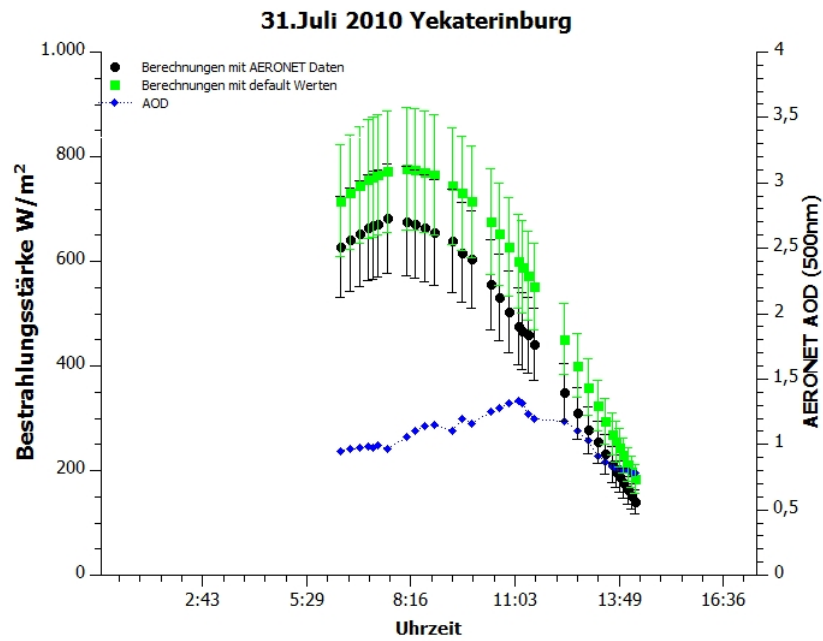


Abbildung 43: Bestrahlungsstärken am 31.Juli 2010 Yekaterinburg

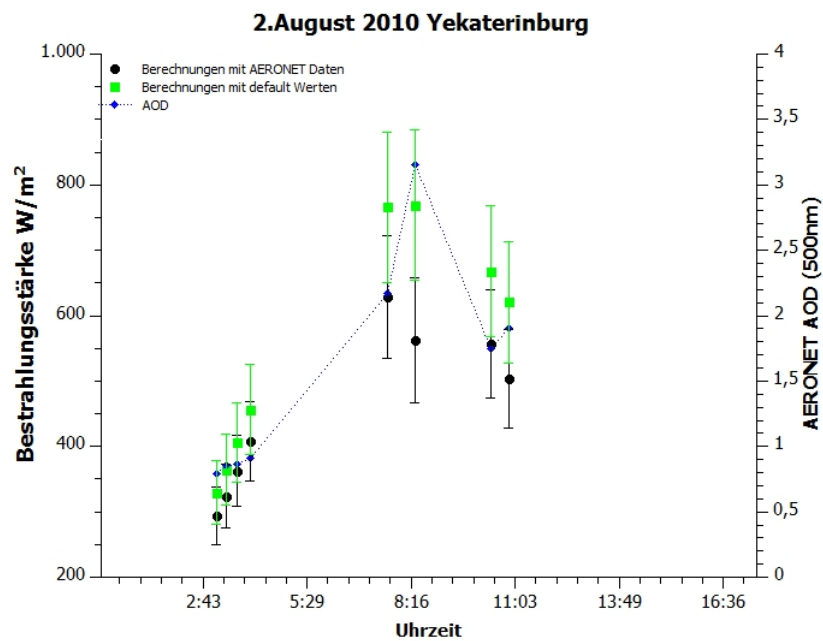


Abbildung 44: Bestrahlungsstärken am 2.August 2010 Yekaterinburg

4.2.2 Berechnungen der Bestrahlungsstärken mit MODIS Daten über größere Gebiete

Im folgenden Abschnitt werden vier Tage mit Hilfe von MODIS Daten genauer untersucht und anschließend auch Berechnungen der Bestrahlungsstärken durchgeführt. Dabei werden unter anderem, die vom MODIS Algorithmus bestimmten Aerosoltypen, grafisch dargestellt. Dabei stehen die darin verwendeten Farben für die folgenden Typen:

- Türkis steht für Typ 1 (Dust)
- Ocker steht für Typ 2 (Sulfate)
- Rot steht für Typ 4 (Heavy Smoke)
- Schwarz steht für all jene Pixel für die der Algorithmus keinen Typ bestimmen konnte

Schwarz steht in allen Grafiken für jene Pixel für die nichts berechnet wurde, weil es keine Daten vom Algorithmus her gab.

In den Graphiken sind auch immer ein bis zwei Orte zur Orientierung eingezeichnet (vgl. Abbildung 45).



Abbildung 45: Kennzeichnung der Orte in den Karten

Analyse 14. Juli 2010

Im folgenden Abschnitt sollen die von MODIS bestimmten Parameter des 14. Juli um 8:55 genauer untersucht werden und anschließend eine flächendeckende Berechnung für die Bestrahlungsstärke an jenem Tag zu dieser bestimmten Uhrzeit durchgeführt werden. Um sich zunächst ein Bild davon zu machen, wie viele Brandherde es zu dieser Zeit bereits im betrachteten Gebiet gegeben hat, betrachte man zunächst das Echtfarbenenbild das der Satellit TERRA an diesem Tag um 8:55 aufgenommen hat in Abbildung 46. Innerhalb des blauen Kreises befindet sich Toravere und der gelbe Kreis markiert die Position von Moskau. Die roten Punkte, sind die von MODIS wahrgenommenen Temperaturanomalien und diese markieren damit die von MODIS bestimmten Brandherde zu diesem Zeitpunkt. Bei einigen der Brandherde sieht man die Rauchfahnen wegwehen. Die Richtung der Rauchfahnen gibt einem darüber Auskunft von welcher Richtung der Wind zu dieser Zeit geweht hat. Moskau ist zu dieser Zeit schon von einigen Brandherden umgeben. Man sieht aber auch, dass es vereinzelt auch schon Brände in nördlicheren

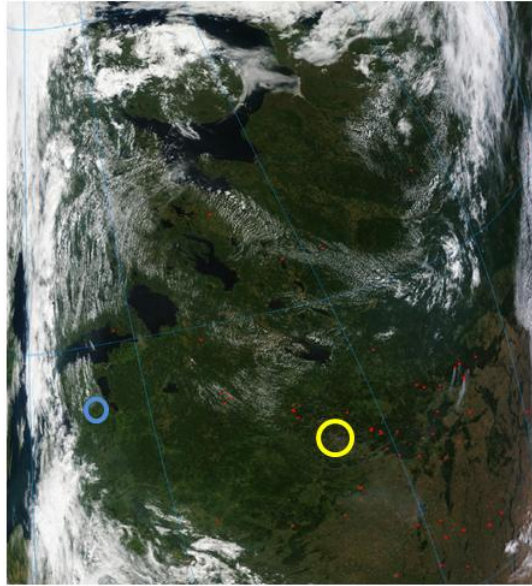


Abbildung 46: Bild des Satelliten TERRA am 14.Juli um 8:55 (Echtfarbenbild stammt von NASA/GSFC, Rapid Response)

Man findet das Echtfarbenbild unter <http://lance-modis.eosdis.nasa.gov/cgi-bin/imagery/single.cgi?granule=T101950855>

Gebieten von Moskau gegeben hat.

In Abbildung 47, sieht man die "Cloud Fraction", also den Anteil an Wolken in den einzelnen Pixel aufgetragen, so wie diese vom MODIS Algorithmus bestimmt wurde. Es ist sehr wichtig, dass man sich in dieser Hinsicht auch wirklich auf die vom Algorithmus bestimmten Werte der Wolkenbedeckung verlassen kann, damit auch wirklich gewährleistet ist, dass nur Bestrahlungsstärken für wolkenlose Pixel durchgeführt werden.

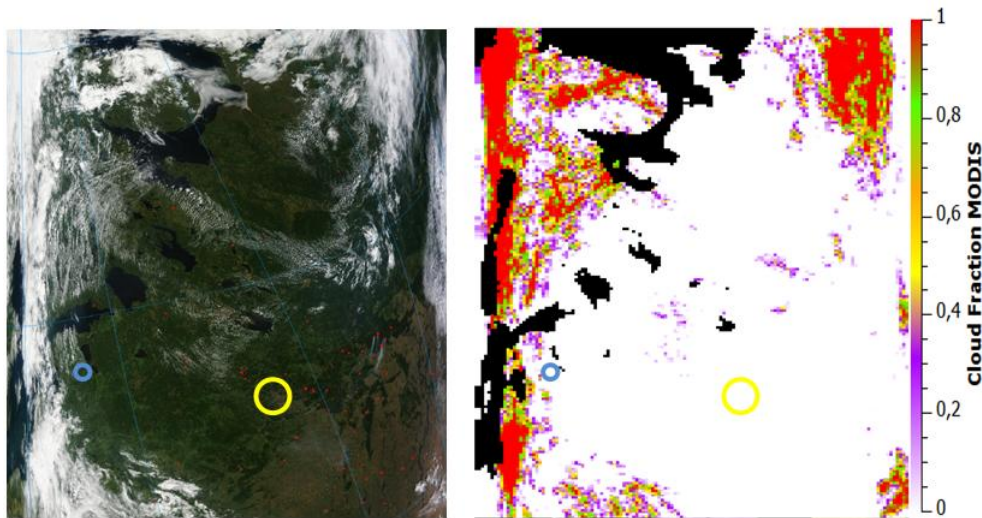


Abbildung 47: Bedeckung durch Wolken am 14.Juli um 8:55 (Echtfarbenbild stammt von NASA/GSFC, Rapid Response)

Alle Pixel der Farbe rot stehen für eine Bewölkung von 100%. Man findet das Echtfarbenbild unter <http://lance-modis.eosdis.nasa.gov/cgi-bin/imagery/single.cgi?granule=T101950855>

Diejenigen Pixel, die schwarz erscheinen, sind diejenigen für die der Landalgorithmus keine Berechnungen durchgeführt hat, d.h. in diesem Fall ist schwarz alles was in irgendeiner Weise Wasseroberfläche ist. Alle Pixel der Farbe rot stehen für 100%ige Bewölkung zu diesem Zeitpunkt. Die dünnen Cirren über dem mittleren Teil des Bildes werden zu einem Großteil als "keine Bewölkung" eingestuft, wie auch richtigerweise die dünnen Rauchfahnen im südöstlichen Teil des Bildes.

Ein weiterer, für die korrekte Berechnung der Bestrahlungsstärken wichtiger Aspekt ist die korrekte Bestimmung des Aerosoltyps der einzelnen Pixel. In der Abbildung 48 sieht man welchen Aerosoltyp der Algorithmus für die einzelnen Pixel ausgewählt hat.

Der Algorithmus scheint größtenteils überall den Aerosol Typ 2, "Sulfate" auszuwählen. Interessant ist dass in der linken unteren Ecke für einen Großteil der Pixel der Aerosol Typ 4, "Heavy Smoke" ausgewählt wurde, obwohl an dieser Stelle des Bildes zunächst keine Temperaturanomalien von MODIS festgestellt wurden.

In diesem Zusammenhang ist es auch interessant die AOD der einzelnen Pixel zu betrachten. In Abbildung 49 sieht man die vom Algorithmus berechneten Werte der AOD über den Bereich der betrachteten Region. Man kann erkennen, dass die Werte der AOD, zu diesem Zeitpunkt über der betrachteten Gebiet noch im Normalbereich liegen, das heißt, noch keinen nennenswerten Erhöhung aufweisen. Die Werte der AOD bei 550nm liegen Größtenteils im Bereich von ca. 0,2.

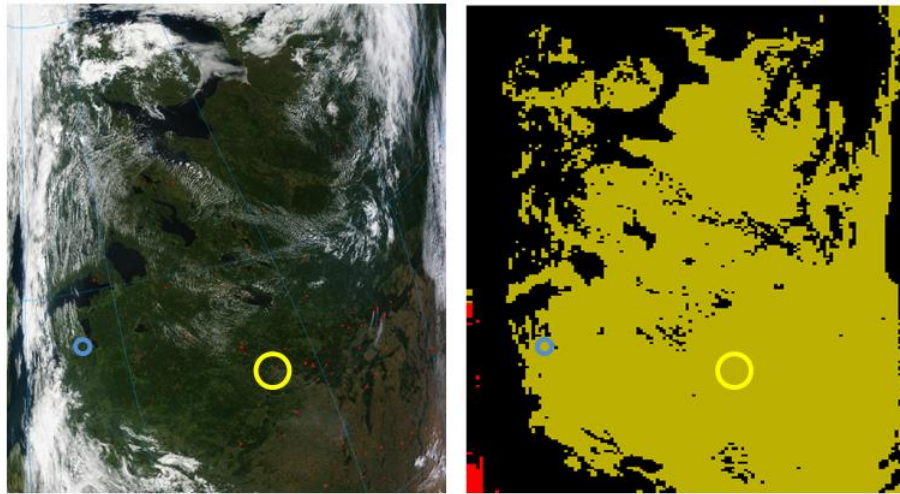


Abbildung 48: Aerosoltypen am 14.Juli um 8:55 (Echtfarbenbild stammt von NASA/GSFC, Rapid Response)

Türkis steht für Typ 1 (Dust), Ocker steht für Typ 2 (Sulfate), Rot steht für Typ 4 (Heavy Smoke), Schwarz steht für all jene Pixel für die der Algorithmus keinen Typ bestimmen konnte. Man findet das Echtfarbenbild unter <http://lance-modis.eosdis.nasa.gov/cgi-bin/imagery/single.cgi?granule=T101950855>

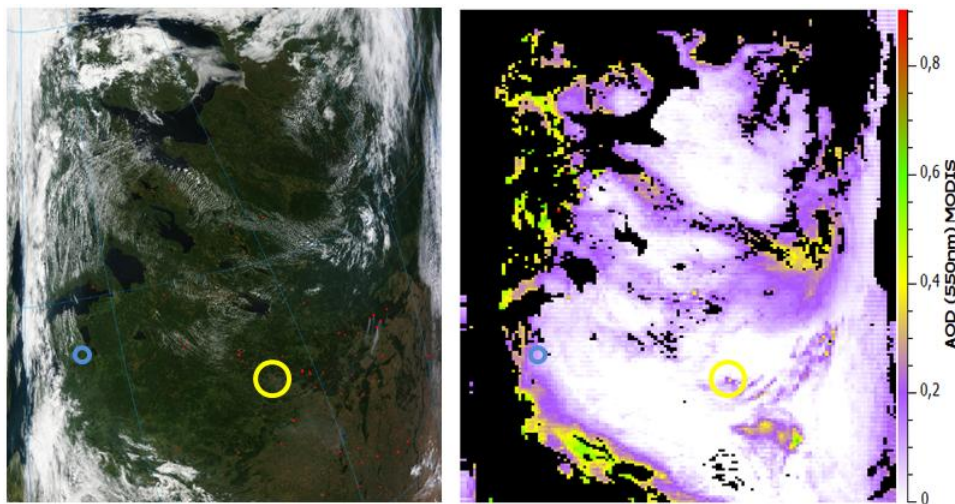


Abbildung 49: AOD bei 550nm am 14. Juli um 8:55 (Echtfarbenbild stammt von NASA/GSFC, Rapid Response)

Man findet das Echtfarbenbild unter

<http://lance-modis.eosdis.nasa.gov/cgi-bin/imagery/single.cgi?granule=T101950855>

Mit Hilfe all dieser Daten ist es möglich die Bestrahlungsstärken für die einzelnen Pixel über die ganze Fläche zu berechnen. Dabei wurde eine Höhe von 131 m angenommen, als Mittelwert zwischen der Höhe von Toravere und Moskau, und eine Albedo von 0.14. Das Ergebnis dieser Berechnung sieht man in Abbildung 50: Links sieht man die Be-

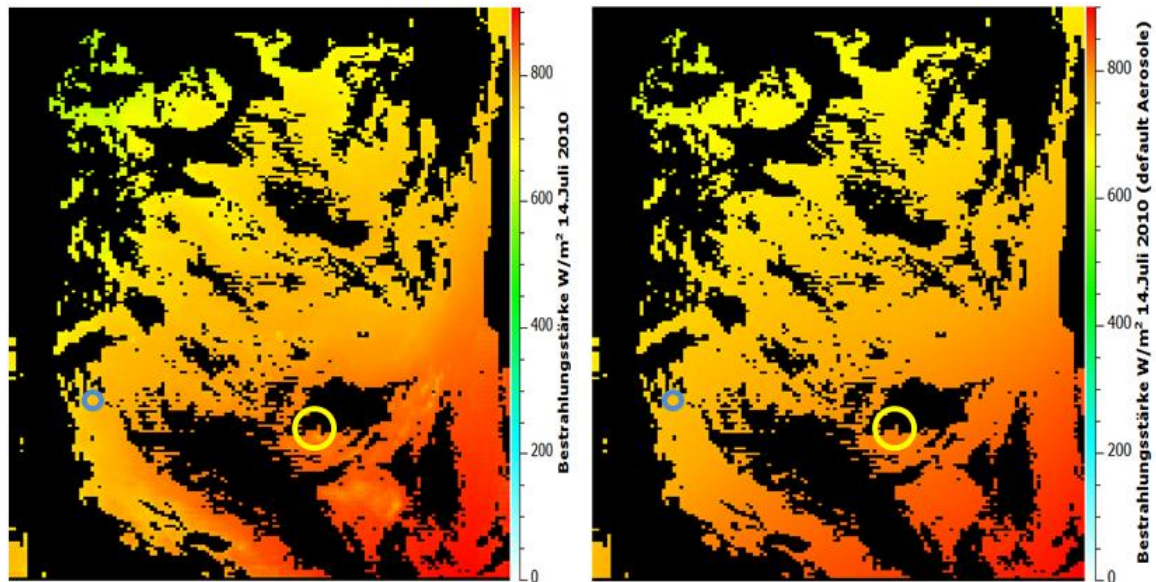


Abbildung 50: Bestrahlungsstärken in W/m^2 am 14.Juli um 8:55

strahlungsstärken in " W/m^2 " berechnet mit MODIS Daten und im Vergleich dazu rechts die Bestrahlungsstärken berechnet mit default Werten. Da die AOD, wie vorher schon gesehen, noch nicht nennenswert erhöht war zu dieser Zeit, kann man mit diesem groben Modell, auch noch keinen wirklichen Unterschied zwischen den beiden Graphiken erkennen. Sie sehen fast ident aus, sind aber das Produkt zweier verschiedener Berechnungen.

Analyse 29. Juli 2010

Auf analoge Weise wird in diesem Abschnitt der 29. Juli 2010 um 10:00 genauer untersucht. Dazu werden die Daten des Satelliten AQUA verwendet, der gegenläufig zum Satelliten TERRA das betrachtete Gebiet überfliegt. In Abbildung 51 sieht man das Echtfarbenbild der überflogenen Region: Der gelbe Kreis markiert wieder die ungefähre Lage von Moskau in diesem Bild. Dieses Bild zeigt wie dicht und nahe die Feuer nun schon rund um Moskau verteilt sind, und wie dramatisch die Zahl im Vergleich zum 14.Juli angestiegen ist. Man sieht wie die Rauchfahnen von den einzelnen Brandherden wegziehen. Im rechten Teil des Bildes sieht man wie eine Smoke Plume über den östlichen Teil der betrachteten Region hinwegzieht. MODIS detektierte sogar Temperaturanomalien im Bereich des Kaukasus Gebirges.

Im Bezug auf die "Cloud-Fraction" ist es wieder interessant wie der Algorithmus die

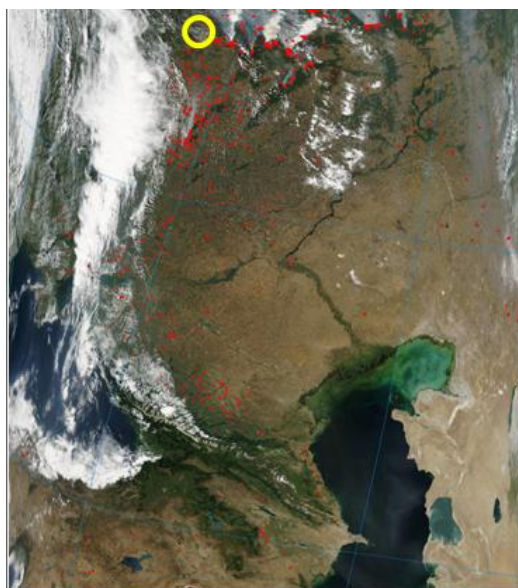


Abbildung 51: Bild des Satelliten AQUA am 29.Juli um 10:00 (Echtfarbenbild stammt von NASA/GSFC, Rapid Response)

Man findet das Echtfarbenbild unter

<http://lance-modis.eosdis.nasa.gov/cgi-bin/imagery/single.cgi?granule=A102101000>

Rauchfahnen der Brandherde einstuft. Dazu betrachte man wieder die "Cloud Fraction", dargestellt in Abbildung 52. Die Smoke-Plume, die über das östliche Gebiet zieht, wird richtigerweise, nicht als Wolke vom Algorithmus eingestuft.

In diesem Zusammenhang ist es nun auch wieder interessant, den vom Algorithmus ausgewählten Aerosol Typ zu betrachten. Man betrachte dazu Abbildung 53. Interessant ist, dass selbst dort wo man die SSmoke Plume", der Brände sehen kann, der Algorithmus den "Sulfate" Type auswählt. Hingegen wird unten nördlich des Schwarzen Meeres der "Heavy Smoke" Typ ausgewählt. Östlich vom Kaspischen Meer bestimmte der Algorithmus den "Dust" Typ.

Der vom Algorithmus bestimmte Aerosoltyp, bestimmt letztendlich auch den vom Algorithmus berechneten Wert der AOD. In Abbildung 54 wird die AOD bei 550nm dargestellt. Die Werte der AOD liegen größtenteils im Bereich um 0,5 herum, also doch schon größtenteils erhöht, im Vergleich zum 14.Juli. (Man muss natürlich auch beachten, dass man hier nun ein anderes Gebiet als im Fall des 14.Juli betrachtet). Betrachtet man das Bild genau, so kann man oben, in der Region, in der viele Rauchfahnen zu sehen sind, auch bei manchen Pixeln schon sehr hohe AOD Werte, über 1,5 festgestellt wurden.

In Abbildung 55 sieht man wieder die berechneten Bestrahlungsstärken in " W/m^2 ": Links die mit MODIS Daten berechneten und zum Vergleich dazu rechts, die mit default Werten

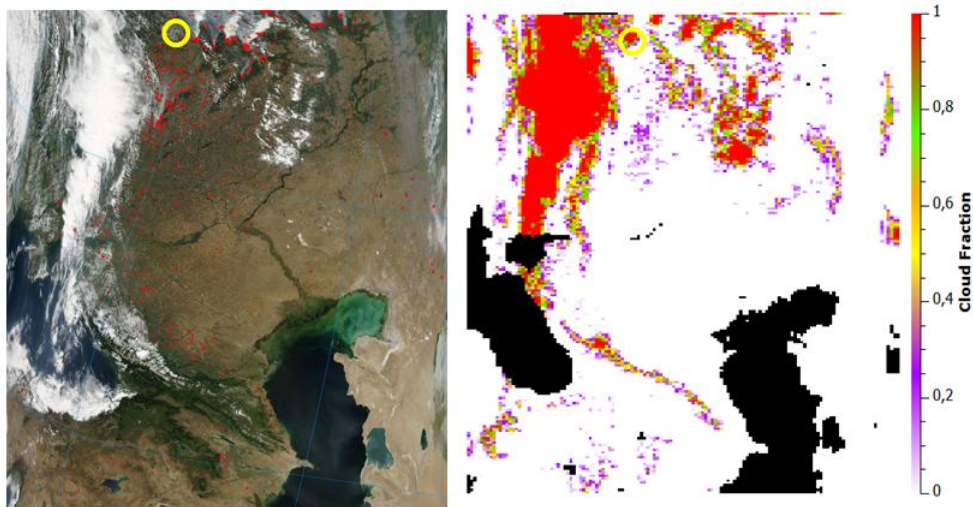


Abbildung 52: Bedeckung durch Wolken am 29.Juli um 10:00 (Echtfarbenbild stammt von NASA/GSFC, Rapid Response)

Alle Pixel der Farbe rot stehen für eine Bewölkung von 100%. Man findet das Echtfarbenbild unter <http://lance-modis.eosdis.nasa.gov/cgi-bin/imagery/single.cgi?granule=A102101000>

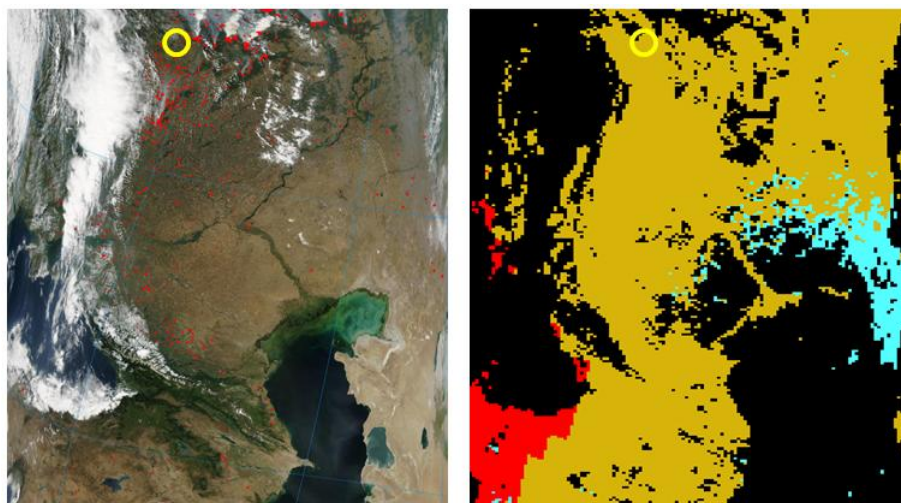


Abbildung 53: Aerosoltypen am 29.Juli um 10:00 (Echtfarbenbild stammt von NASA/GSFC, Rapid Response)

Türkis steht für Typ 1 (Dust), Ocker steht für Typ 2 (Sulfate), Rot steht für Typ 4 (Heavy Smoke), Schwarz steht für all jene Pixel für die der Algorithmus keinen Typ bestimmen konnte. Man findet das Echtfarbenbild unter <http://lance-modis.eosdis.nasa.gov/cgi-bin/imagery/single.cgi?granule=A102101000>

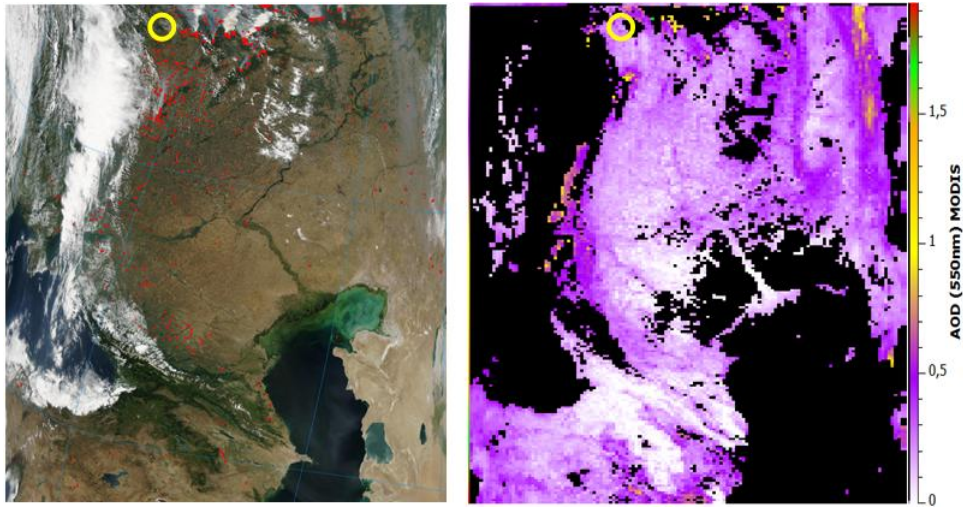


Abbildung 54: AOD bei 550nm am 29.Juli um 10:00 (Echtfarbenbild stammt von NASA/GSFC, Rapid Response)

Man findet das Echtfarbenbild unter

<http://lance-modis.eosdis.nasa.gov/cgi-bin/imagery/single.cgi?granule=A102101000>

berechneten Bestrahlungsstärken. Für die Berechnungen wurde eine Höhe von 192 m (Höhe von Moskau) und eine Albedo von 0.18 angenommen. Auch in diesem Fall kann man noch keine Unterschiede zwischen den berechneten Bestrahlungsstärken erkennen, und damit noch keinen Effekt der Brandaerosole in diesem Gebiet mit Hilfe dieser Karten nachweisen.

Analyse 4. August 2010 Im folgenden Abschnitt wird der 4. August 2010 genauer untersucht. Die Situation hat sich nun um einiges bereits zugespitzt, wie man schon allein vom Echtfarbenbild in Abbildung 56 erkennen kann, das vom Satelliten Terra um 7:35 gemacht wurde.

Man erkennt hier sehr gut die Smoke Plume die über der Mitte des Bildes hängt, die Moskau und zum Teil auch Toravere bedeckt.

Es ist schwierig an Hand solcher Bilder zu entscheiden, wo tatsächlich eine Wolke ist und wo die Smoke Plume ist. Interessant zu sehen ist in diesem Zusammenhang wie das MODIS Instrument die Situation sieht. In Abbildung 57, sieht man die "Cloud Fraction" aufgetragen, so wie sie vom MODIS Instrument bestimmt wurde. Die korrekte Unterscheidung von Smoke und Wolke ist in diesem Fall besonders schwierig, da die Smoke Plume teilweise schon sehr dicht ist, und Wolken bereits dazwischenliegen. Quantitativ betrachtet macht der Algorithmus aber dennoch zuverlässige Aussagen, wie man durch den Vergleich des Echtfarbenbildes mit der rechten Grafik erkennen kann.

Im Vergleich dazu betrachte man wieder den vom Algorithmus für die einzelnen Pixel bestimmten Aerosol Typ in Abbildung 58. Interessant ist hier wieder, dass trotz der offensichtlichen Smoke Plume, weder der Typ 3, "Smoke", noch der Typ 4, "Heavy Smoke"

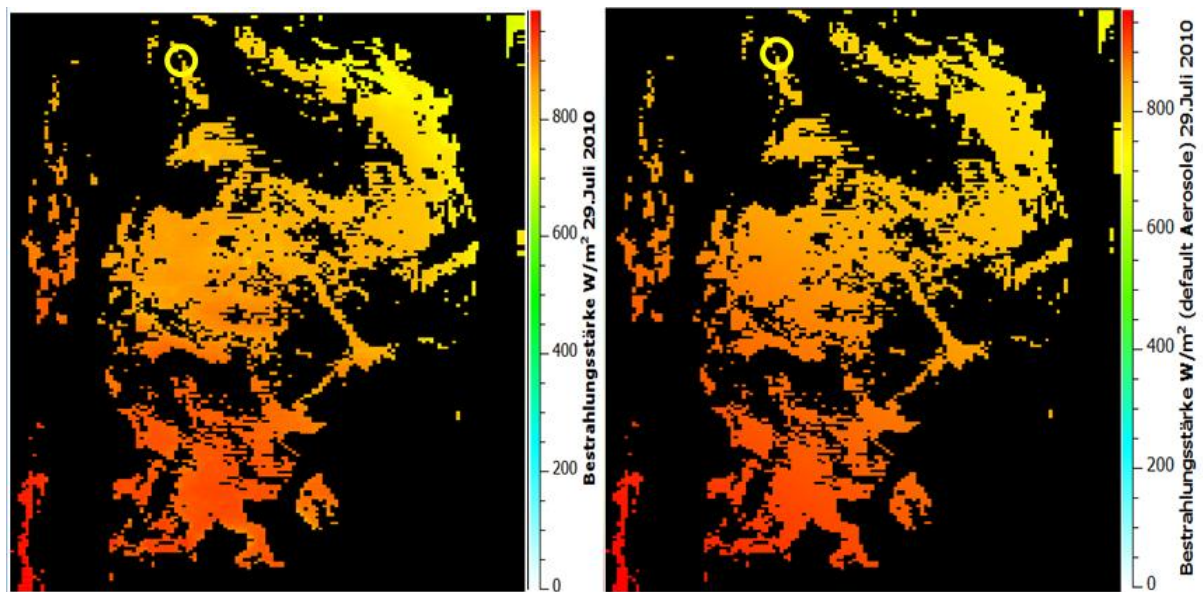


Abbildung 55: Bestrahlungsstärken in W/m^2 am 29.Juli um 10:00

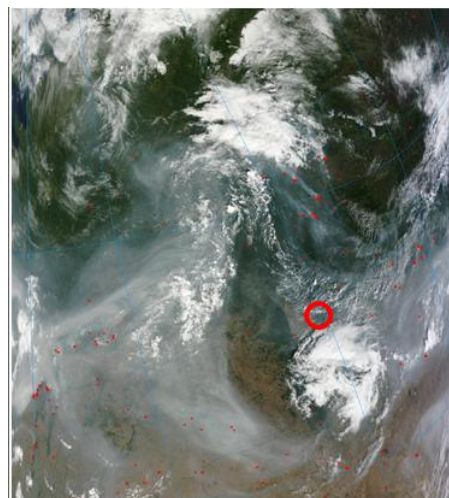


Abbildung 56: Bild Satelliten TERRA am 4. August um 7:35 (Echtfarbenbild stammt von NASA/GSFC, Rapid Response)

Man findet das Echtfarbenbild unter

<http://lance-modis.eosdis.nasa.gov/cgi-bin/imagery/single.cgi?granule=T102160735>

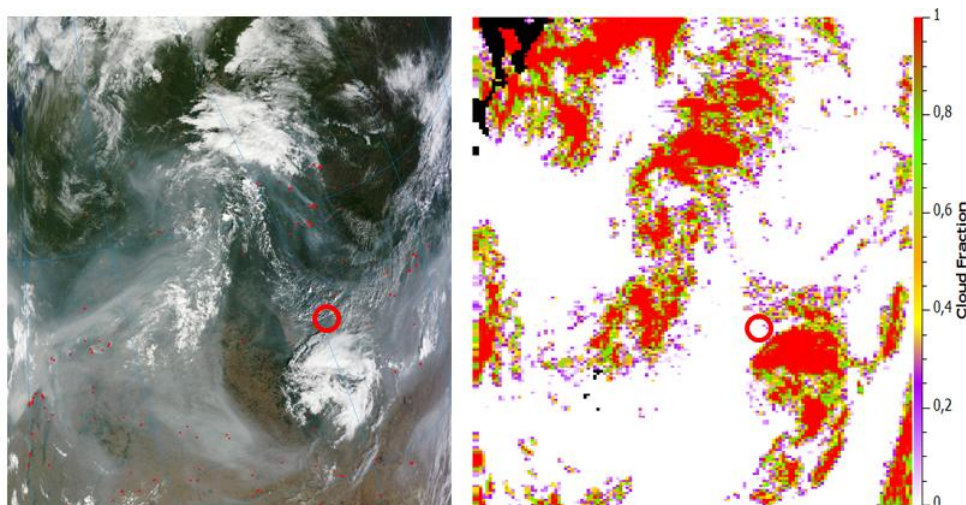


Abbildung 57: Bedeckung durch Wolken am 4. August um 7:35 (Echtfarbenbild stammt von NASA/GSFC, Rapid Response)

Alle Pixel der Farbe rot stehen für eine Bewölkung von 100%. Man findet das Echtfarbenbild unter <http://lance-modis.eosdis.nasa.gov/cgi-bin/imagery/single.cgi?granule=T102160735>

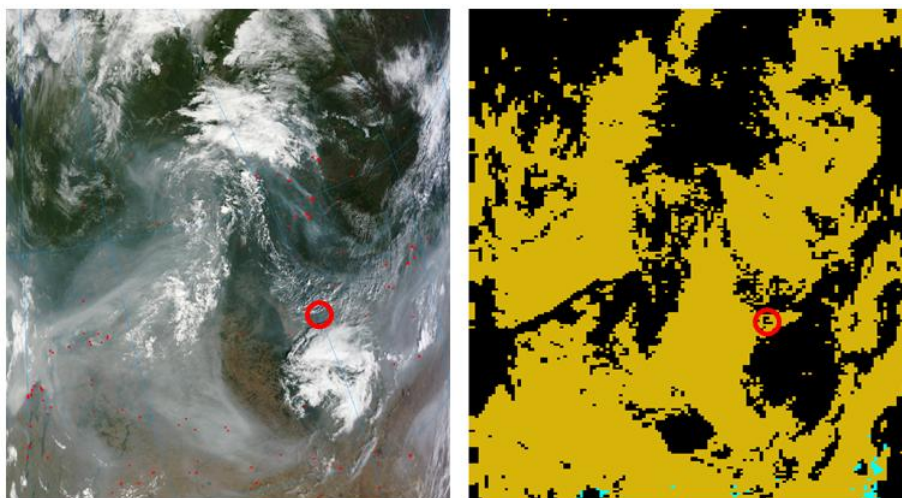


Abbildung 58: Aerosoltypen am 4. August um 7:35 (Echtfarbenbild stammt von NASA/GSFC, Rapid Response)

Türkis steht für Typ 1 (Dust), Ocker steht für Typ 2 (Sulfate), Rot steht für Typ 4 (Heavy Smoke), Schwarz steht für all jene Pixel für die der Algorithmus keinen Typ bestimmen konnte. Man findet das Echtfarbenbild unter

<http://lance-modis.eosdis.nasa.gov/cgi-bin/imagery/single.cgi?granule=T102160735>

vom Algorithmus ausgewählt wurden. Dem Großteil der Pixel wurde wieder der Typ 2, "Sulfate", zugeordnet.

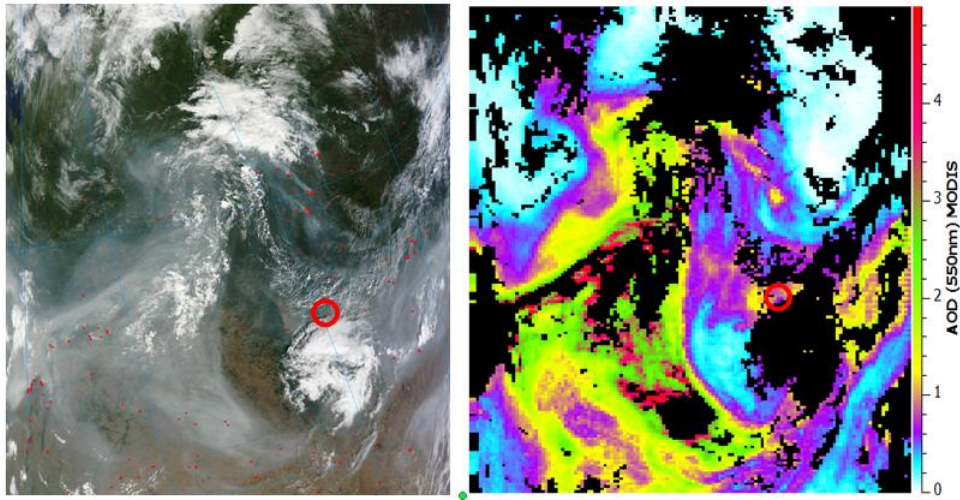


Abbildung 59: AOD bei 550nm am 4.August um 7:35 (Echtfarbenbild stammt von NASA/GSFC, Rapid Response)

Man findet das Echtfarbenbild unter

<http://lance-modis.eosdis.nasa.gov/cgi-bin/imagery/single.cgi?granule=T102160735>

In Abbildung 59 ist wieder die AOD bei 550nm aufgetragen. Man erhält hier im Bereich der Smoke Plume sogar schon Spitzenwerte der AOD bei 550nm von ca. 4,9. Die Pixel innerhalb der Smoke Plume, haben AOD Werte zwischen 1 und 4,9.

In Abbildung 60 sieht man wieder die Bestrahlungsstärken in " W/m^2 ", mit den MODIS Daten berechnet und zum Vergleich dazu die Bestrahlungsstärken berechnet mit default Werten. Für die Berechnungen wurde eine Höhe von 300m (Höhe von Yekaterinburg) und eine Albedo von 0.14 verwendet.

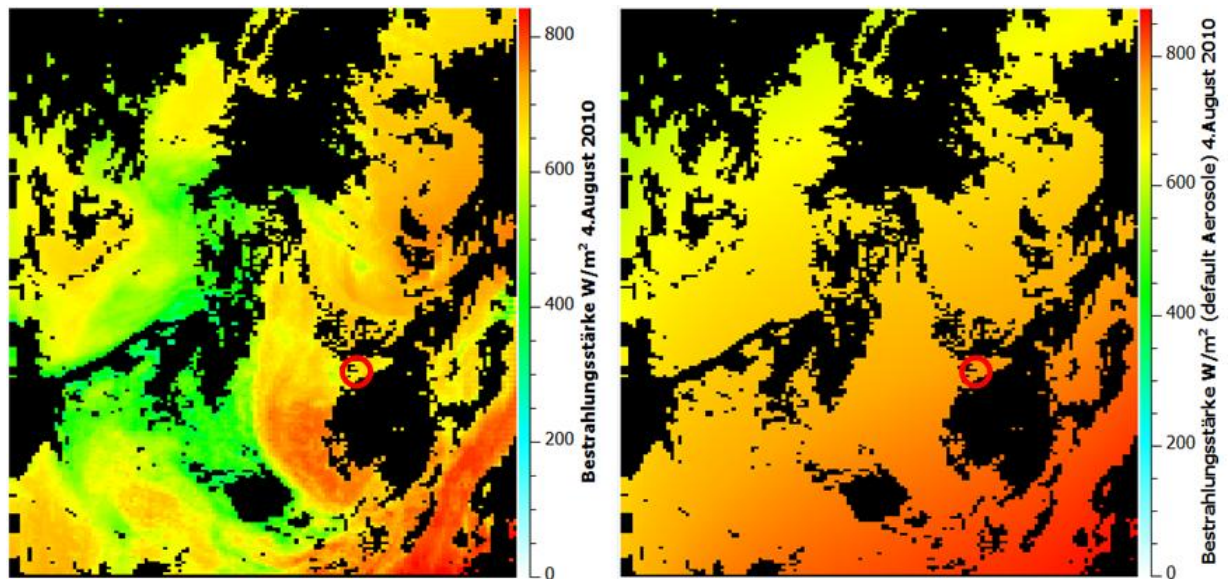


Abbildung 60: Bestrahlungsstärken in W/m^2 am 4.August um 7:35

Man kann hier schon einen deutlichen Unterschied zwischen den beiden Bildern erkennen. Die mit den tatsächlichen MODIS Daten berechneten Bestrahlungsstärken liegen innerhalb der Smoke Plume im Bereich von ca. $350 - 550 W/m^2$. Aus dem Vergleich der beiden Graphiken erhält man damit eine Reduktion der Bestrahlungsstärke um ca. 40%, für die Gebiete in denen die AOD die höchsten Werte erreicht hat.

Analyse 8. August 2010 Im folgenden Abschnitt wird der 8. August 2010 genauer untersucht. In Abbildung 61 sieht man das vom Satelliten TERRA gemachte Bild am 8.August um 8:50.

Man erkennt hier sehr gut die Smoke Plume, die über der Mitte des Bildes hängt, die sowohl Moskau als auch Toravere zum Teil überdeckt.

In Abbildung 62, sieht man wieder die "Cloud Fraction" aufgetragen, so wie sie vom MODIS Algorithmus bestimmt wurde. Man kann auch hier wieder erkennen, dass der Algorithmus eigentlich wieder sehr gut zwischen einer Wolke und der Smoke Plume unterscheiden kann.

Abbildung 63 stellt den vom Algorithmus ausgewählten Aerosoltyp der einzelnen Pixel dar und in Abbildung 64 sieht man wieder die AOD bei 550nm, die auch hier wiederum Spitzenwerte bis zu 4,9 bei 550nm erreicht hat. Auch hier sieht man dasselbe Phänomen, wie auch am 4.August. Der Algorithmus wählt wieder für den Großteil der Pixel den Aerosoltyp 2, "Sulfate" aus.

Mit Hilfe dieser Daten können wieder die Bestrahlungsstärken für die einzelnen Pixel

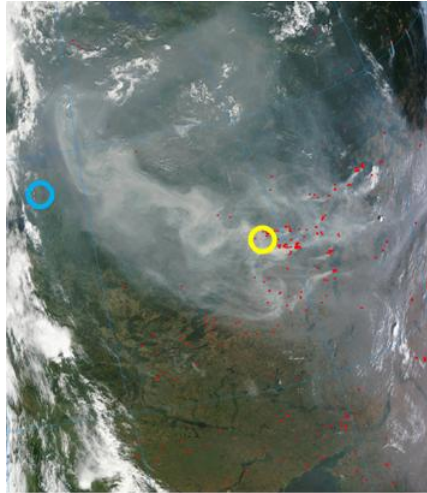


Abbildung 61: Bild des Satelliten TERRA am 8.August um 8:50 (Echtfarbenbild stammt von NASA/GSFC, Rapid Response)

Man findet das Echtfarbenbild unter

<http://lance-modis.eosdis.nasa.gov/cgi-bin/imagery/single.cgi?granule=T102200850>

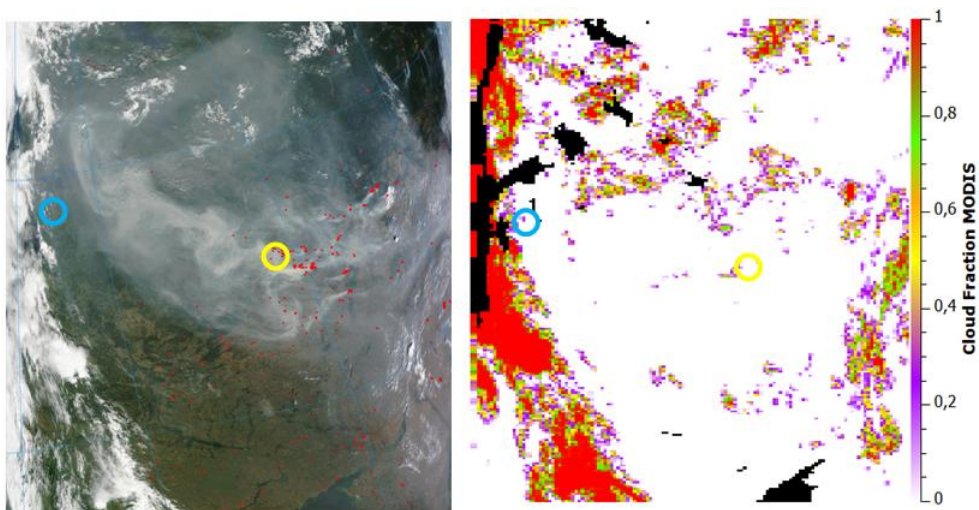


Abbildung 62: Bedeckung durch Wolken am 8.August um 8:50 (Echtfarbenbild stammt von NASA/GSFC, Rapid Response)

Alle Pixel der Farbe rot stehen für eine Bewölkung von 100%. Man findet das Echtfarbenbild unter <http://lance-modis.eosdis.nasa.gov/cgi-bin/imagery/single.cgi?granule=T102200850>

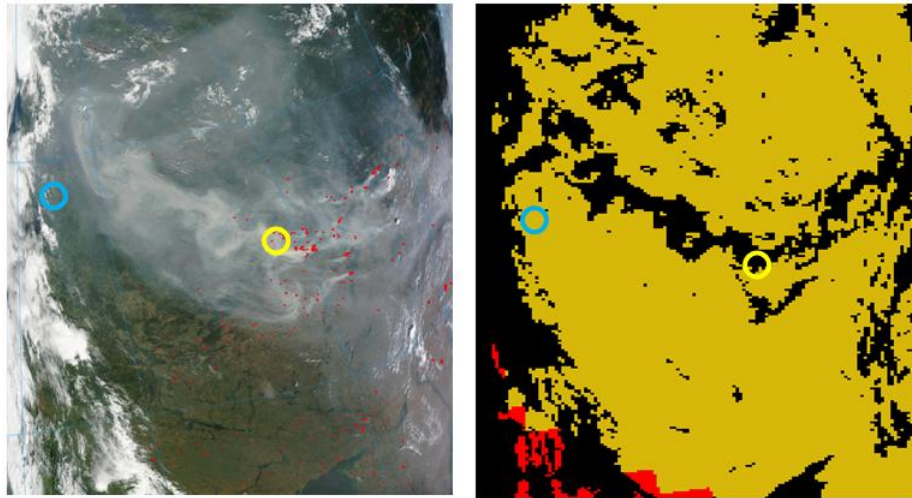


Abbildung 63: Aerosoltypen am 8.August um 8:50 (Echtfarbenbild stammt von NASA/GSFC, Rapid Response)

Türkis steht für Typ 1 (Dust), Ocker steht für Typ 2 (Sulfate), Rot steht für Typ 4 (Heavy Smoke), Schwarz steht für all jene Pixel für die der Algorithmus keinen Typ bestimmen konnte. Man findet das Echtfarbenbild unter

<http://lance-modis.eosdis.nasa.gov/cgi-bin/imagery/single.cgi?granule=T102200850>

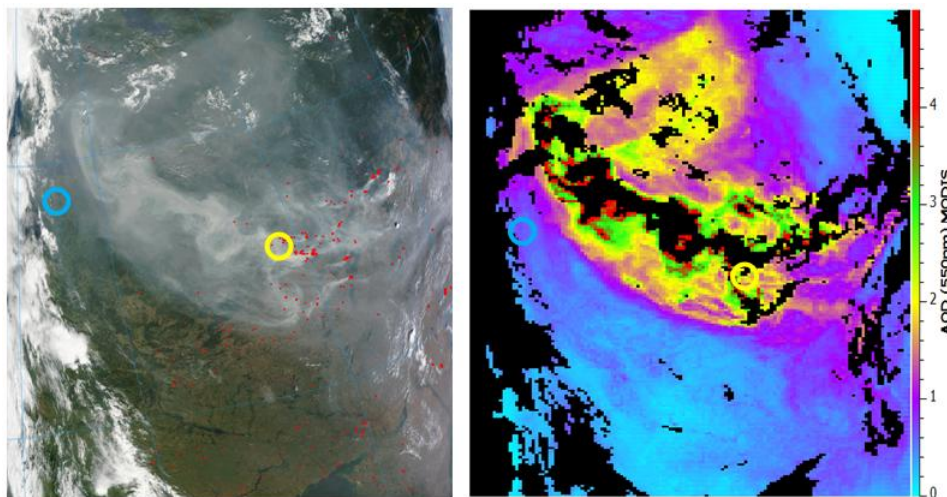


Abbildung 64: AOD bei 550nm am 8.August um 8:50 (Echtfarbenbild stammt von NASA/GSFC, Rapid Response)

Man findet das Echtfarbenbild unter

<http://lance-modis.eosdis.nasa.gov/cgi-bin/imagery/single.cgi?granule=T102200850>

berechnet werden. In Abbildung 65 sieht man die Bestrahlungsstärken in " W/m^2 ", links berechnet mit MODIS Daten und zum Vergleich dazu die Bestrahlungsstärken berechnet mit default Werten. Für die Berechnungen wurde eine Höhe von 131 m angenommen, als Mittelwert der Höhen von Toravere und Moskau und eine Albedo von 0.14:

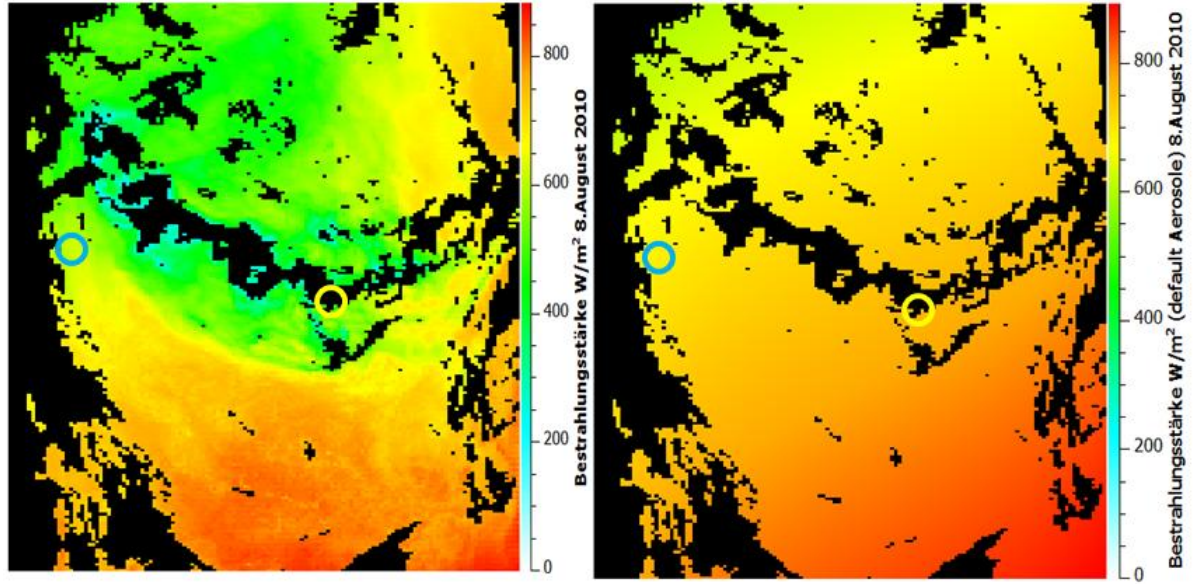


Abbildung 65: Bestrahlungsstärke in W/m^2 am 8.August um 8:50

Auch hier kann man wieder einen kühlenden Effekt der Brandaerosole feststellen. Diese führten zu einer Reduktion der Strahlung um ca. 50%, in den Bereichen, in denen die AOD am höchsten war.

5 Schlussfolgerungen

Das Ziel dieser Arbeit war es den Einfluss von Aerosolen, die durch Brände emittiert werden, auf die kurzwellige, abwärts gerichtete, solare Strahlung, am Beispiel der Analyse der Brände in Russland/Osteuropa 2010 in den Monaten Juli-August zu untersuchen. Dazu wurden einerseits Messdaten aus AERONET Bodenstationen und andererseits Daten des Messinstruments MODIS, von den Satelliten TERRA und AQUA, verwendet. Mit Hilfe der AERONET Daten wurden punktuelle Untersuchungen an drei verschiedenen Orten in Russland/Osteuropa durchgeführt und mit Hilfe der MODIS Daten konnte die Situation auch über größere Gebiete analysiert werden. Sowohl AERONET als auch MODIS lieferten Werte für die Aerosol optische Dicken in den betrachteten Gebieten. Im Zuge der Analyse dieser Daten konnte an allen drei AERONET Messstationen eine deutliche Erhöhung der AOD, während der Brände im Jahr 2010, im Vergleich zu anderen Jahren, festgestellt werden. AERONET Daten zeigen, dass die AOD bei 500nm in Moskau, Spitzenwerte um die 4,5, zur Zeit der stärksten Belastung um den 7. August herum, erreichte. Chubarova et al. (2012) konnten sogar durch eine spezielle Analyse der AERONET Daten an diesem Tag in Moskau Spitzenwerte der AOD bei 500nm, um 6 herum nachweisen. Die MODIS Daten der AOD liefern ähnliche Ergebnisse für die Werte der AOD, die mit den AERONET Daten für einen Großteil der Werte innerhalb der Fehlerschranken der MODIS Daten übereinstimmen. Mit Hilfe dieser Messdaten wurden über das Strahlungstransfermodell UVspec, des libRadtran-Paketes, Tagesgänge der Bestrahlungsstärke an den drei verschiedenen Orten, Toravere, Moskau und Yekaterinburg, für ausgewählte Tage der Monate Juli und August, berechnet und mit Hilfe der Satellitendaten auch flächendeckende Berechnungen der Bestrahlungsstärken durchgeführt. Zuvor aber wurde in einem ersten Schritt eine Validierung der Modellberechnungen durchgeführt. Für die Berechnungen der Bestrahlungsstärken mit AERONET Daten wurde ein Vergleich mit BSRN Daten, der Messstationen Toravere und XiangHe herangezogen. Aus diesem Vergleich konnte man folgern, dass es einen systematischen Unterschied von ca. $\pm 15\%$ zwischen den Modellberechnungen und den BSRN Daten gibt. Es wurden außerdem die Modellberechnungen mit den von AERONET mitgelieferten Strahlungswerten verglichen. Neben diesem Vergleich mit BSRN Daten wurden auch die Fehler der einzelnen Messdaten, die in die Modellberechnung eingehen, zur Berechnung der Schwankungsbreiten der Modellberechnungen herangezogen. Es konnte an Tagen mit hoher Aerosolbelastung nachgewiesen werden, dass die Verminderung der kurzwelligen Strahlung eindeutig durch die Aerosole hervorgerufen wird, d.h. die Magnitude der Strahlungsverminderung lag eindeutig über die zuvor abgeschätzte Modellungenauigkeit. Am 7. August ergaben die Modellberechnungen mit AERONET Daten der Station Moskau eine errechnete Reduktion der kurzwelligen, abwärts gerichteten solaren Strahlung, um ca. 30 – 48%. Chubarova et al. (2012) kommen auf Grund der Berücksichtigung der noch höherer AOD Werte, zu einer Reduktion um die 60% an diesem Tag in Moskau. Die Satellitendaten wurden dazu verwendet großflächigere Bereiche, der betroffenen Gebiete zu untersuchen. Zur Abschätzung der Schwankungsbreiten der einzelnen Pixel eines solchen betrachteten Gebietes, wurden punktuelle Berechnungen mit Hilfe der Kombinati-

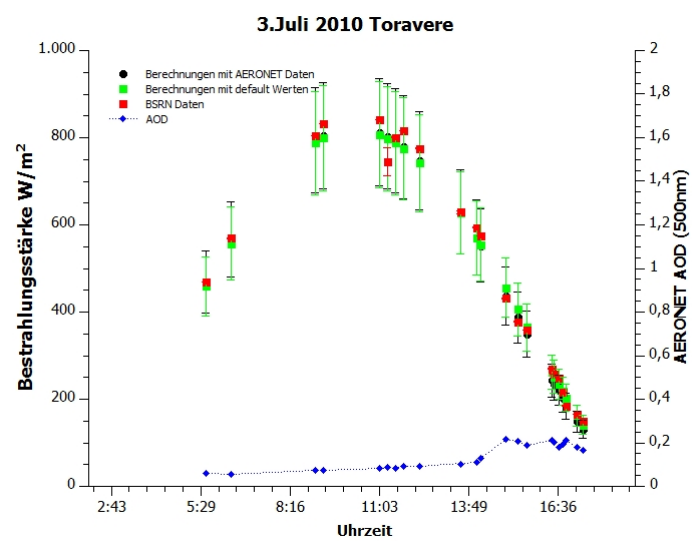
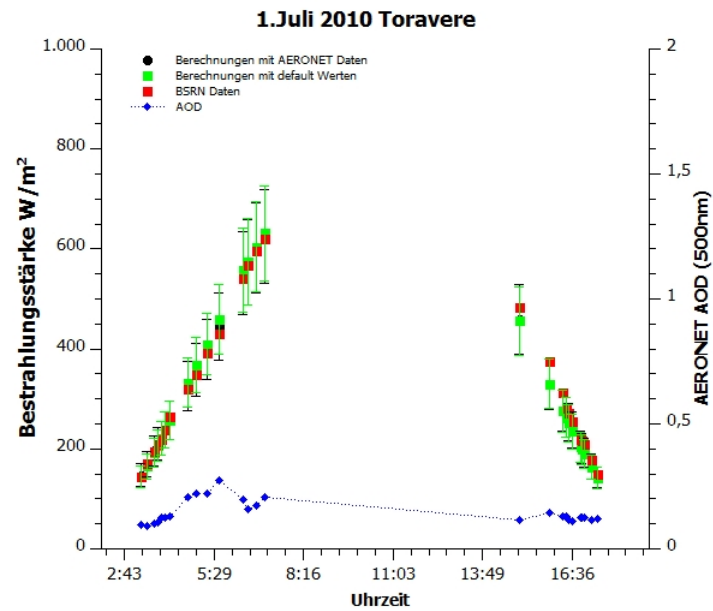
onsmethode durchgeführt und auf diese Weise Schätzwerte für die Schwankungsbreiten der berechneten Bestrahlungsstärken für das ganze Gebiet bestimmt. Die Schwankungsbreiten der Modellberechnungen mit MODIS Daten liegen auf Grund dieser Überlegungen, für kleine AOD in einem Bereich von ca. 10 – 15% und für hohe AOD in einem Bereich von ca. 20 – 30%. Mit den Berechnungen, dieser Daten, kommt man am 8. August, an dem das betrachtete Gebiet um Moskau herum sehr stark von den Bränden betroffen war, auf Reduktionen der kurzwelligen, abwärtsgerichteten solaren Strahlung von bis zu 50%.

Im Zuge dieser Arbeit stellten sich einige Fragen, deren Beantwortung aber den Rahmen dieser Arbeit gesprengt hätte. Sie geben aber Anlass für weitere Untersuchungen zu diesem Thema.

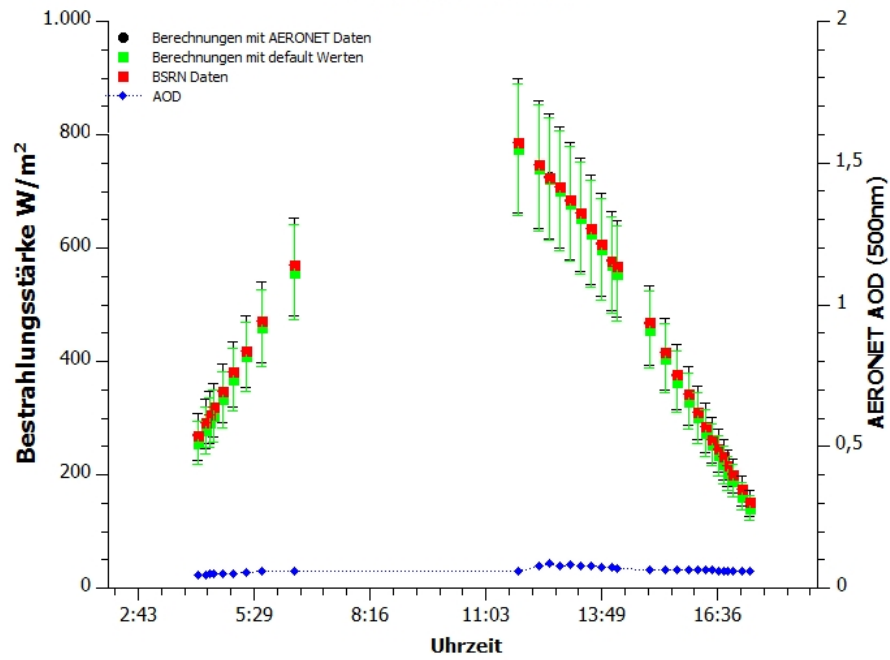
- In Bezug auf die atmosphärische Strahlung, wäre es interessant die Situation in Russland auch vom langwelligen Spektrum her zu betrachten. Außerdem wäre es auch interessant nicht nur den Einfluss auf die solare Strahlung zu untersuchen, sondern den Einfluss auf den gesamten Strahlungshaushalt zu analysieren.
- Eine weiterführende interessante Fragestellung wäre herauszufinden, wie bzw. wann der Übergang von einer Rauchfahne zu einer Wolke stattfindet, das heißt, ab wann und unter welchen Bedingungen Kondensation bei Aerosolen, dieser Art stattfindet.
- Bei sehr intensiven Bränden, bildet sich oft eine ganz spezielle Art von Gewitterwolke: PyroCb, für Pyrocumulonimbus, zu deren Bildung und Vorkommen es schon viele verschiedene Studien gibt, wie zum Beispiel Fromm et al. (2005; 2010) oder Gatebe et al. (2012) Durch die Verbrennung gelangt neben den Aerosolen als Kondensationkeime, auch sehr viel Wasserdampf als Nebenprodukt der Verbrennung in die Atmosphäre die zur Bildung dieser außergewöhnlichen Art von Gewitterwolke führt. Man vermutet, dass die konvektiven Strömungen, im inneren dieser Wolke es den Aerosolen in der Atmosphäre ermöglichen durch die Troposphäre in die Stratosphäre zu gelangen. Auch bei den Bränden 2010 konnte man auf Satellitenbildern diese Art von Gewitterwolken beobachten. Nähere Informationen findet man unter http://oiswww.eumetsat.org/WEBOPS/iotm/iotm/20100804_pyrocb/20100804_pyrocb.html. Es wäre interessant zu untersuchen, ob auf diese Weise auch bei den Waldbränden 2010 Aerosole der Brände in die Stratosphäre gelangt sind.

6 Anhang

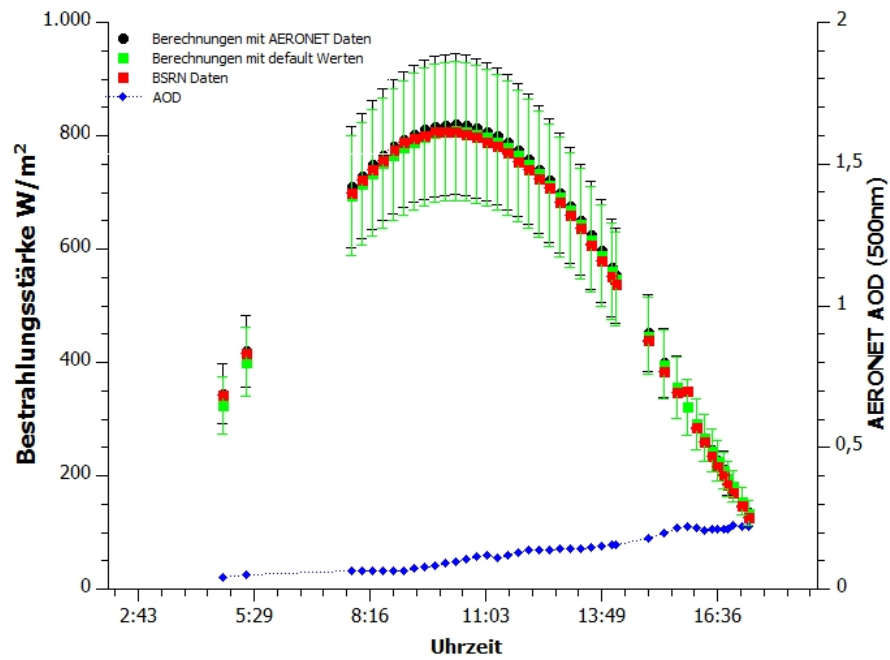
6.1 Tagesgänge Toravere

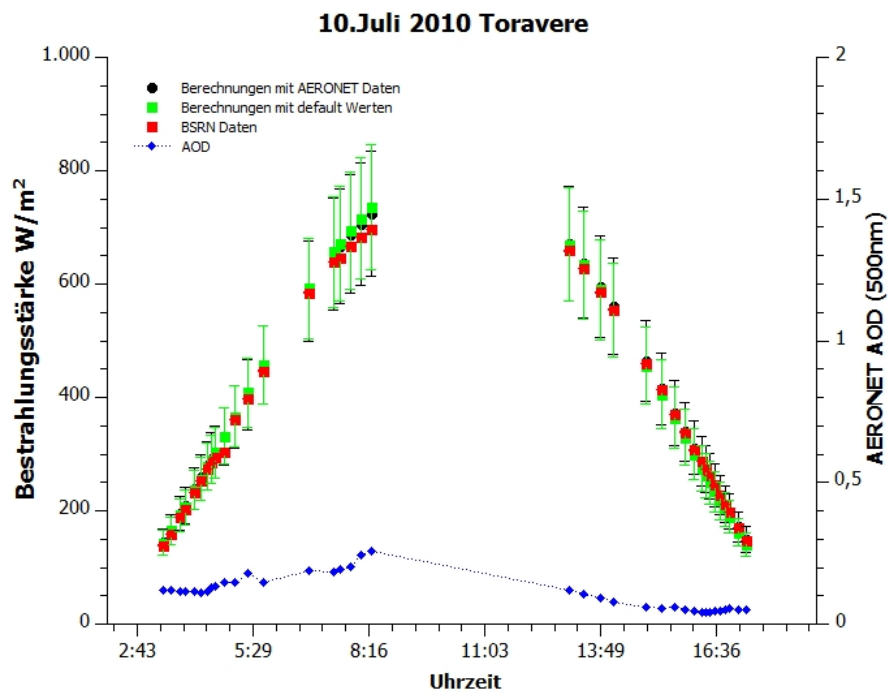
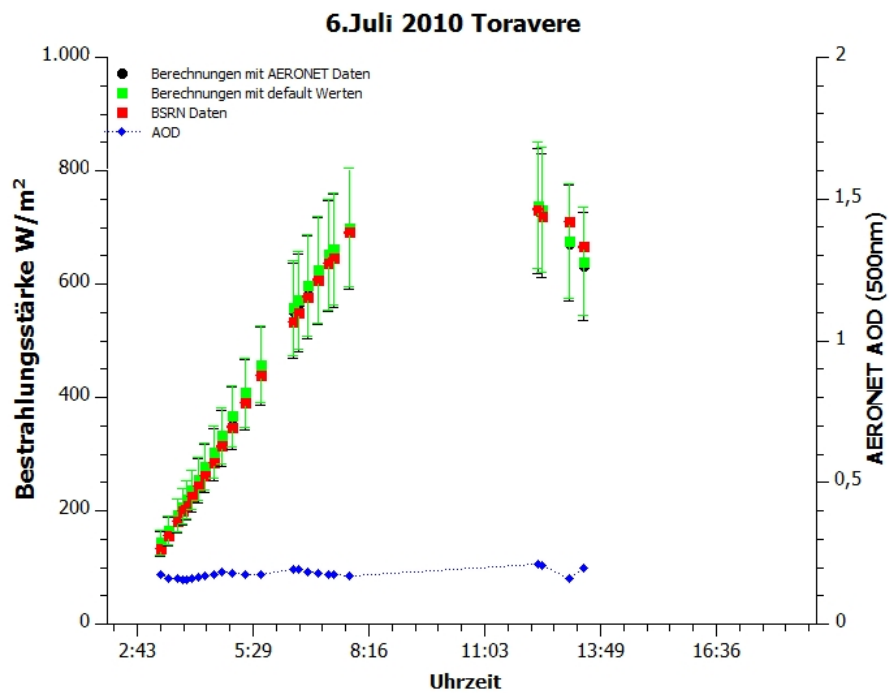


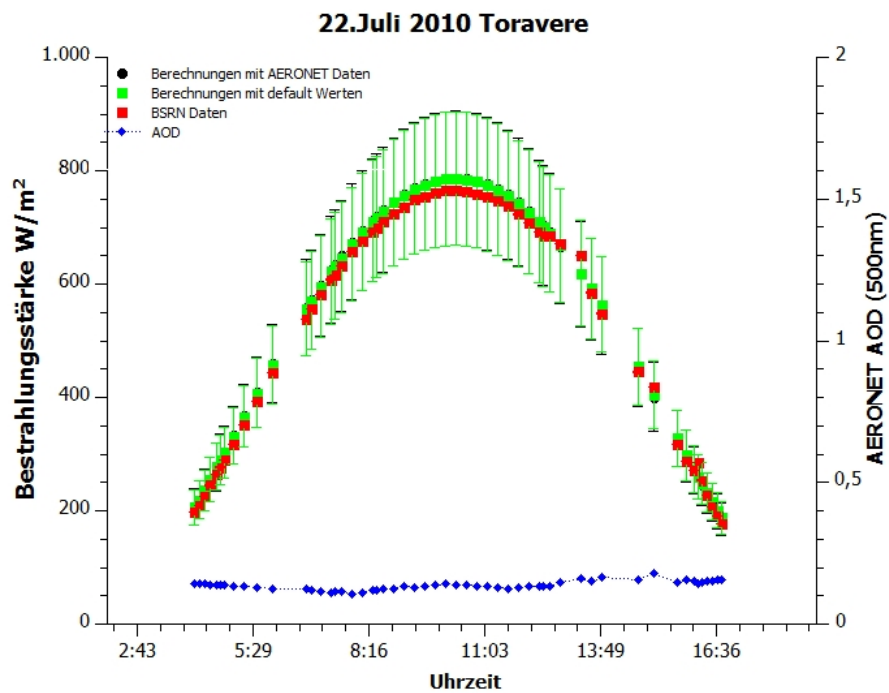
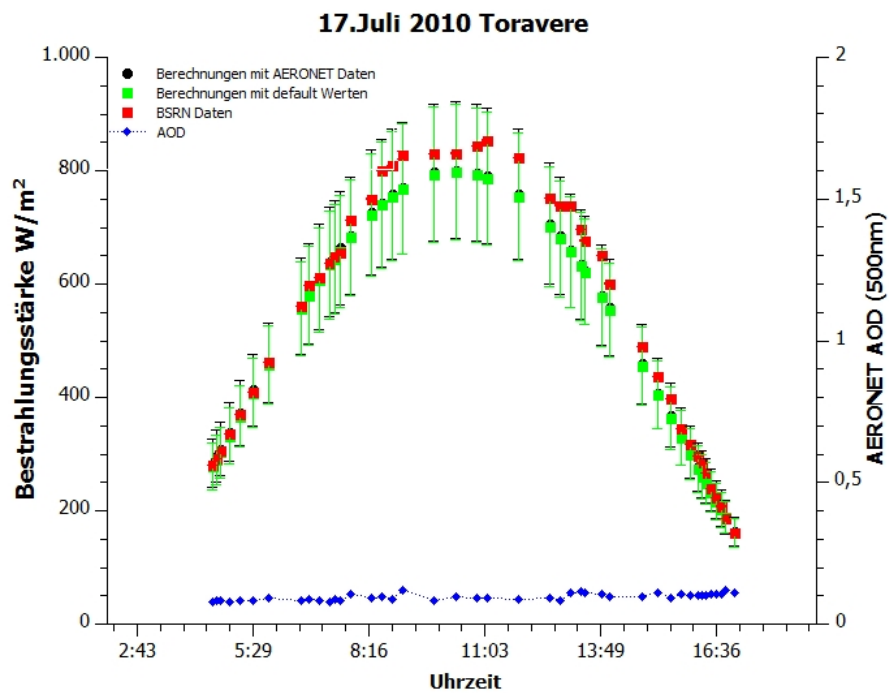
4.Juli 2010 Toravere

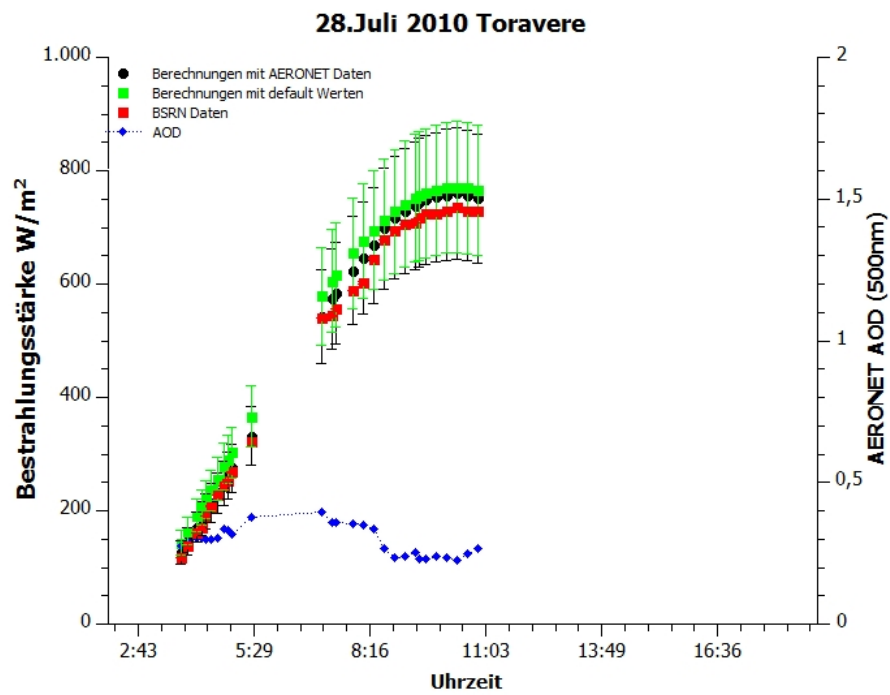
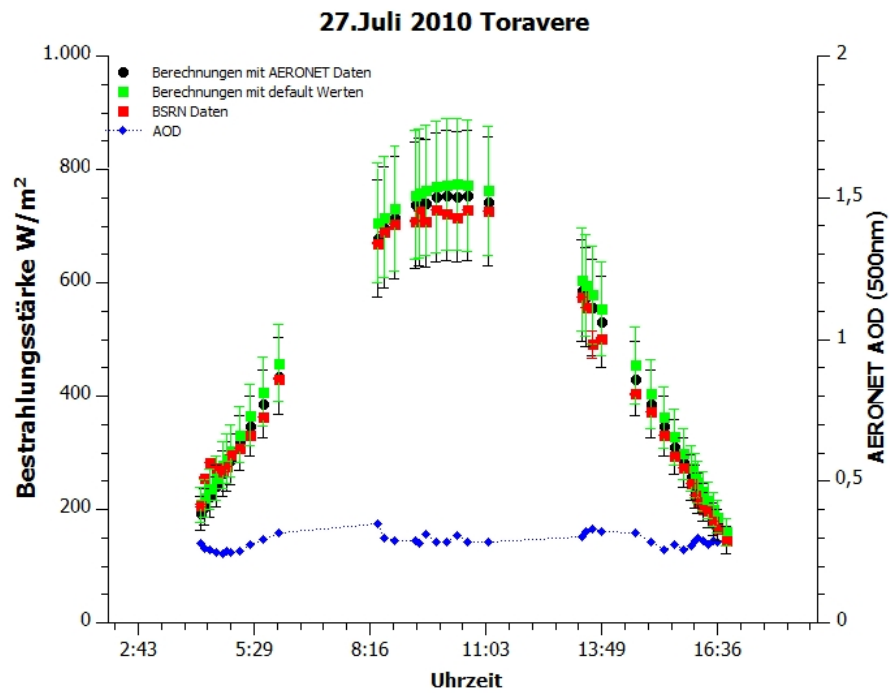


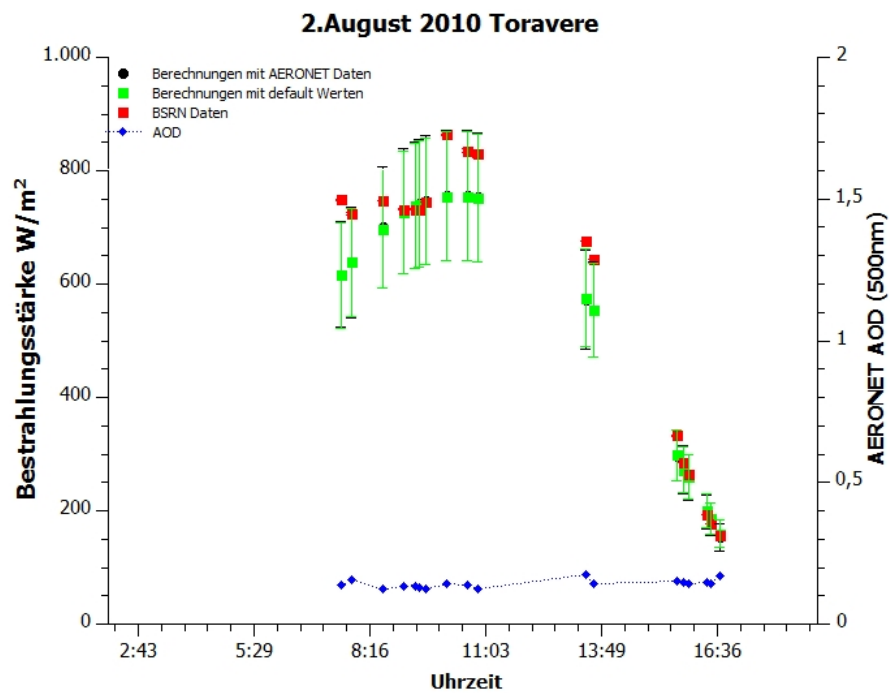
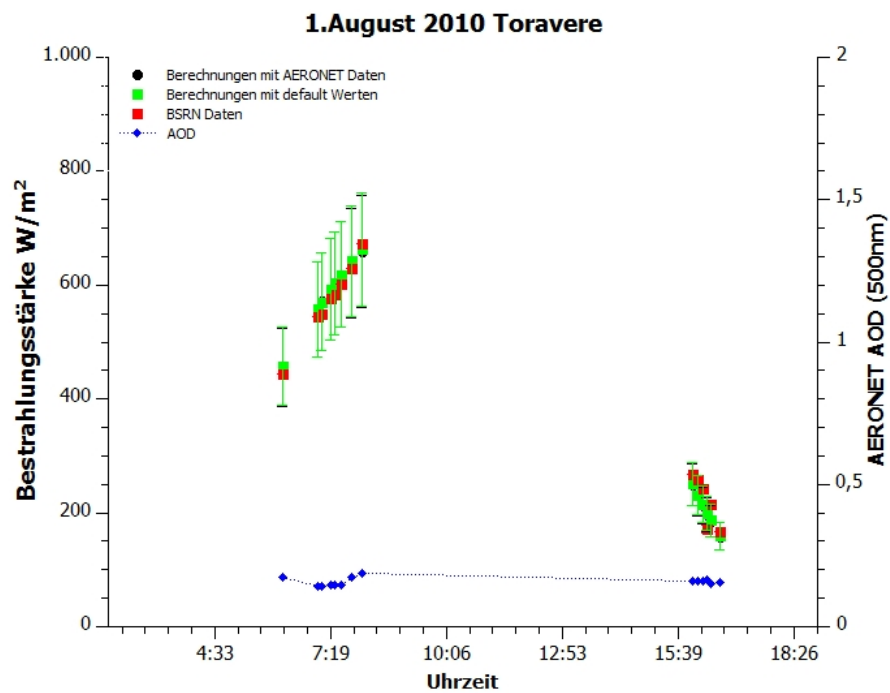
5.Juli 2010 Toravere

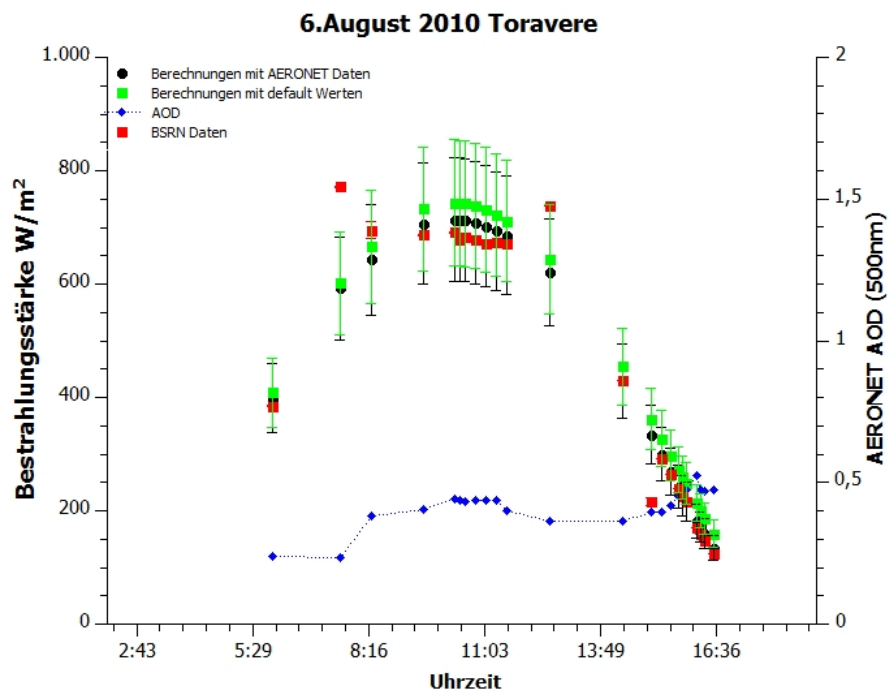
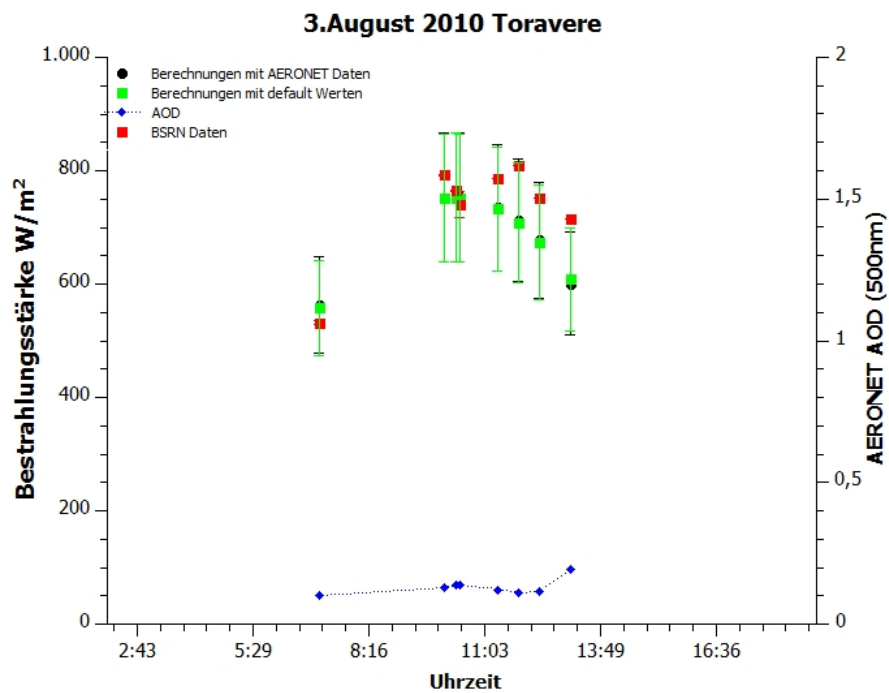


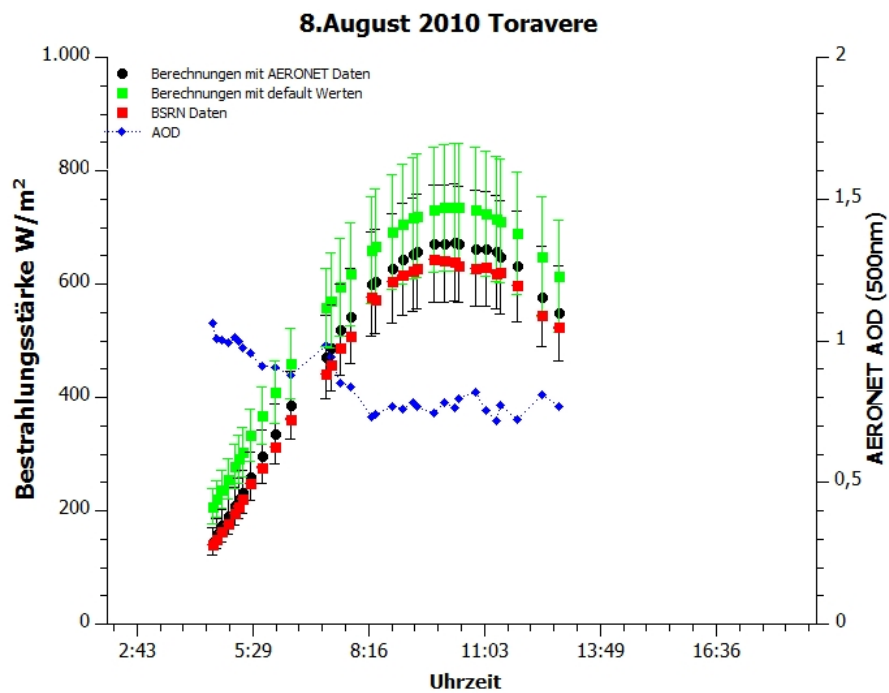
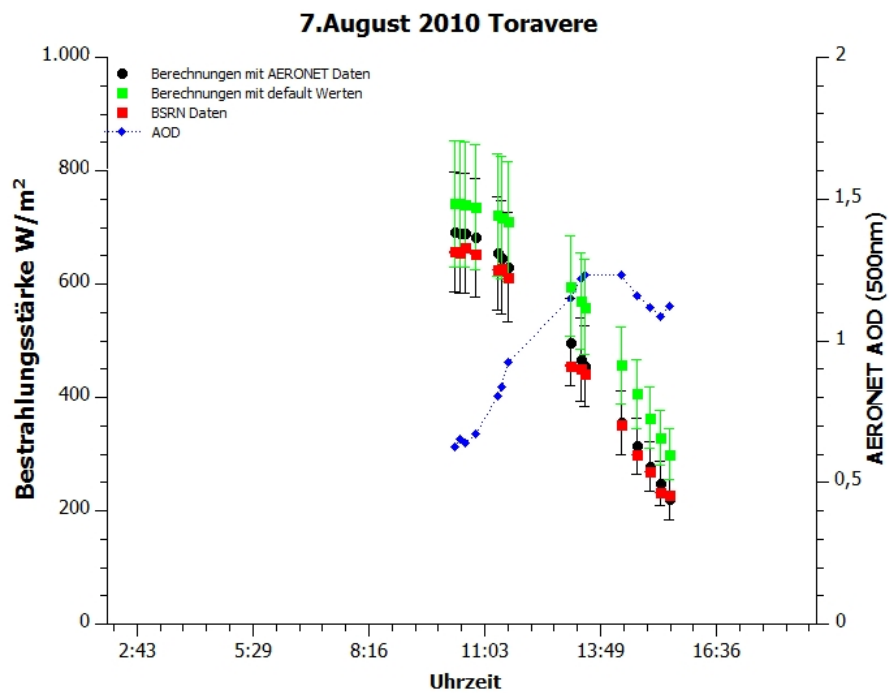


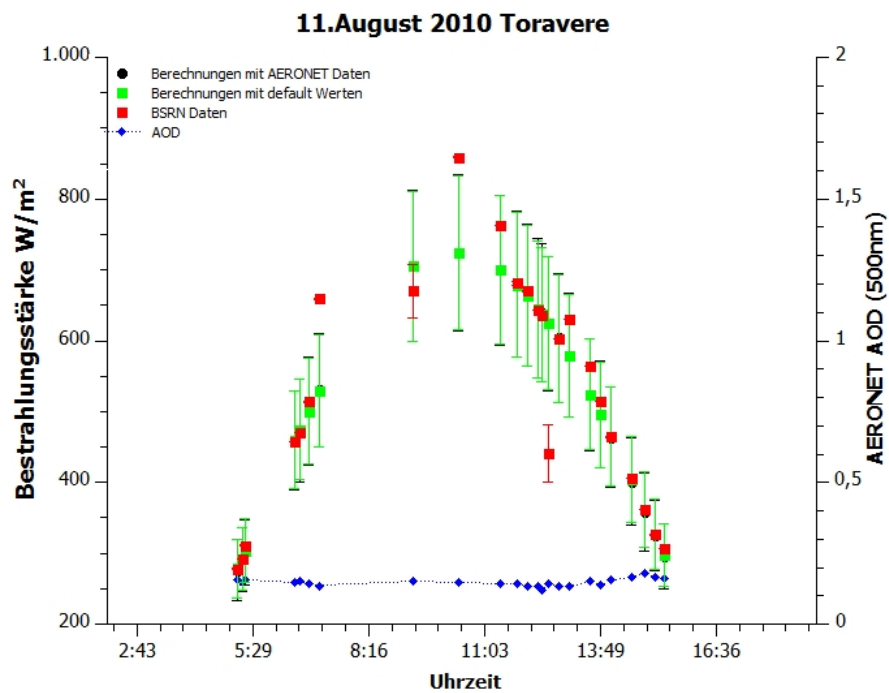
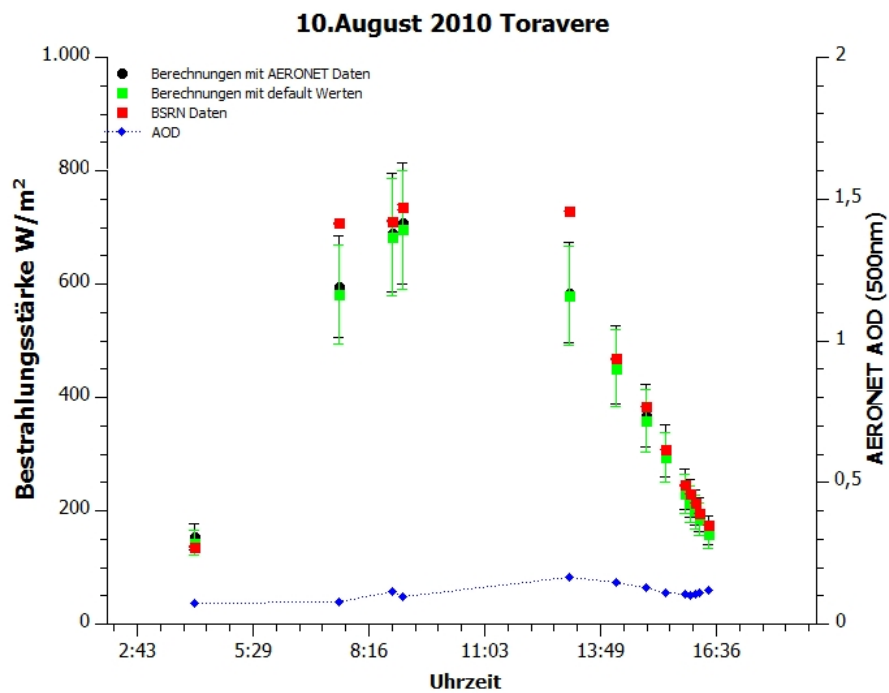


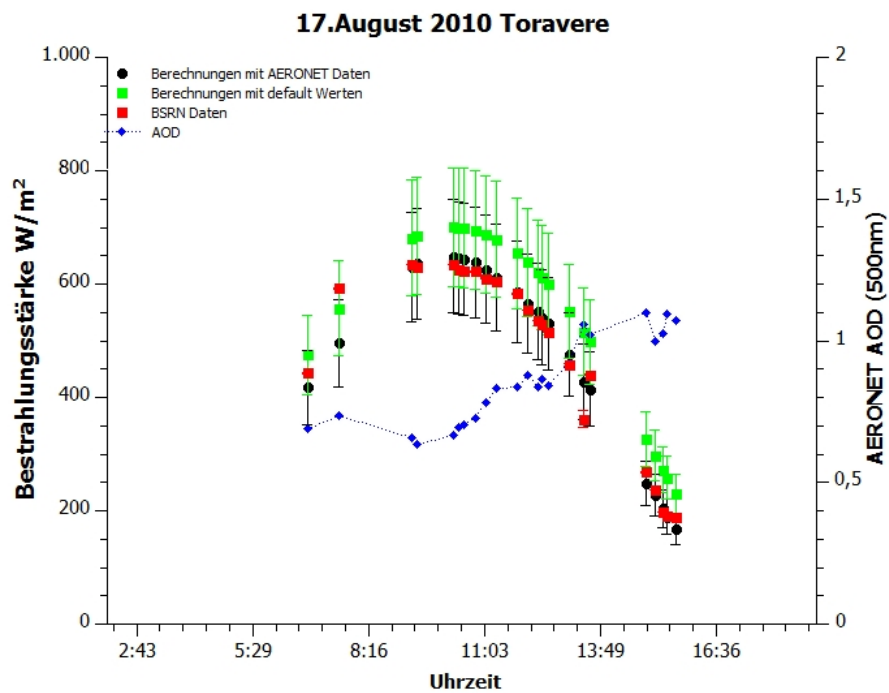
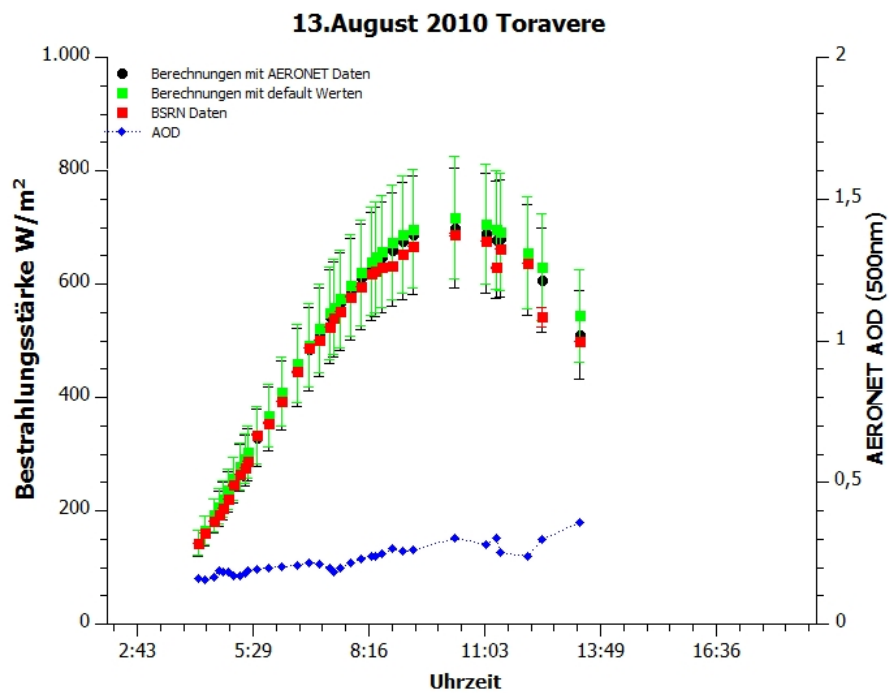


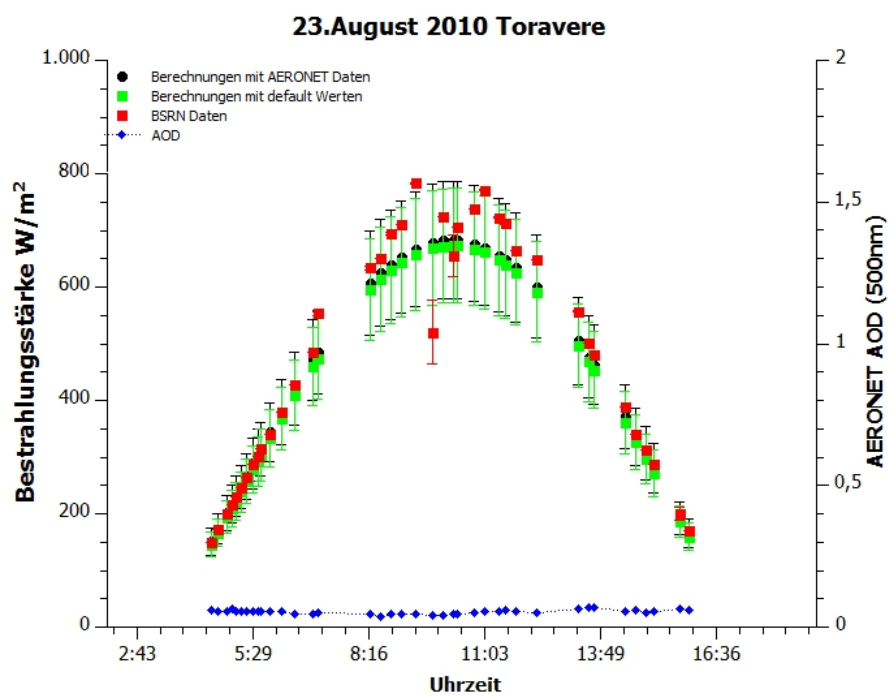
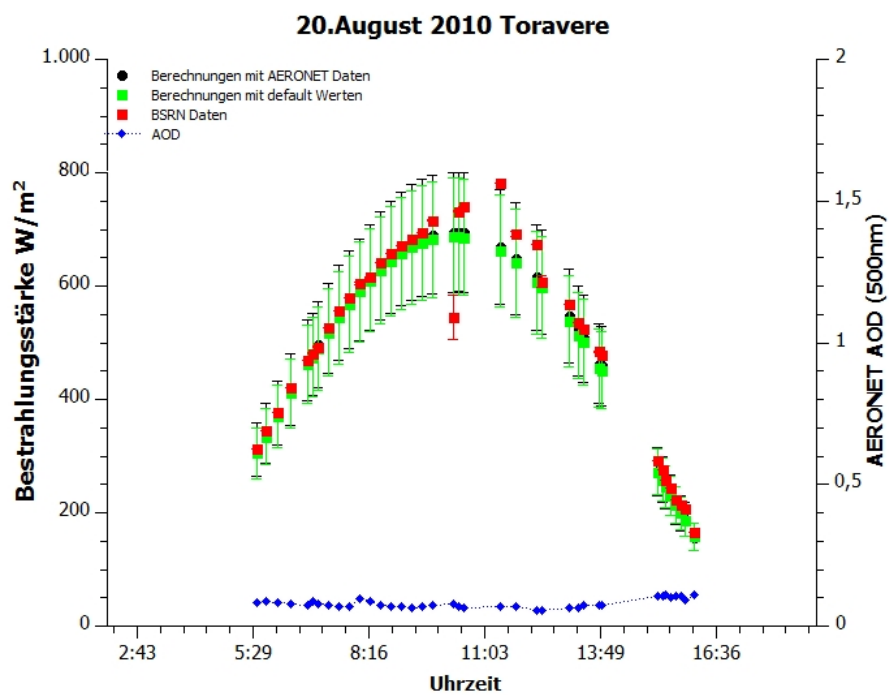


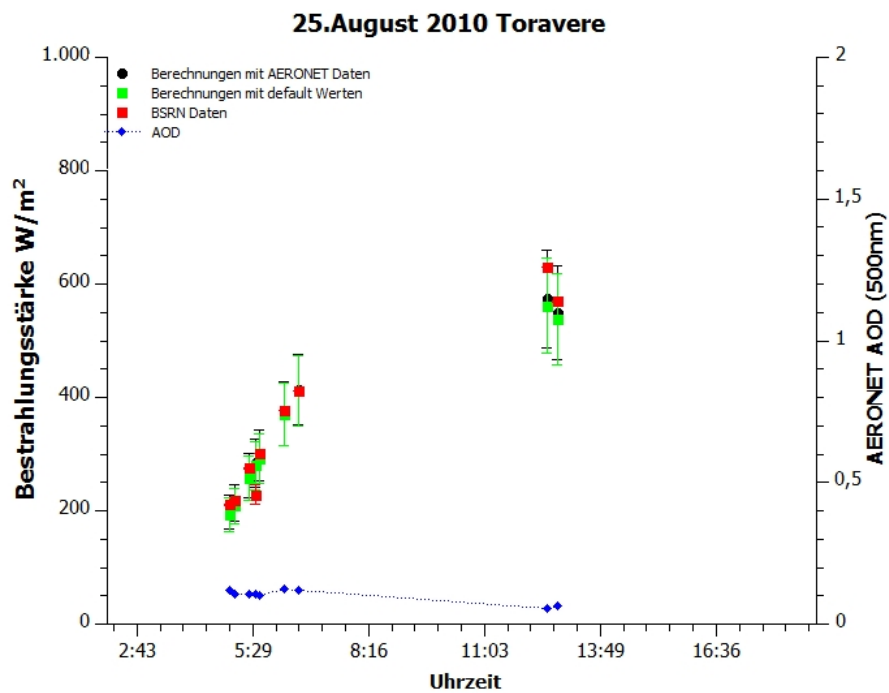




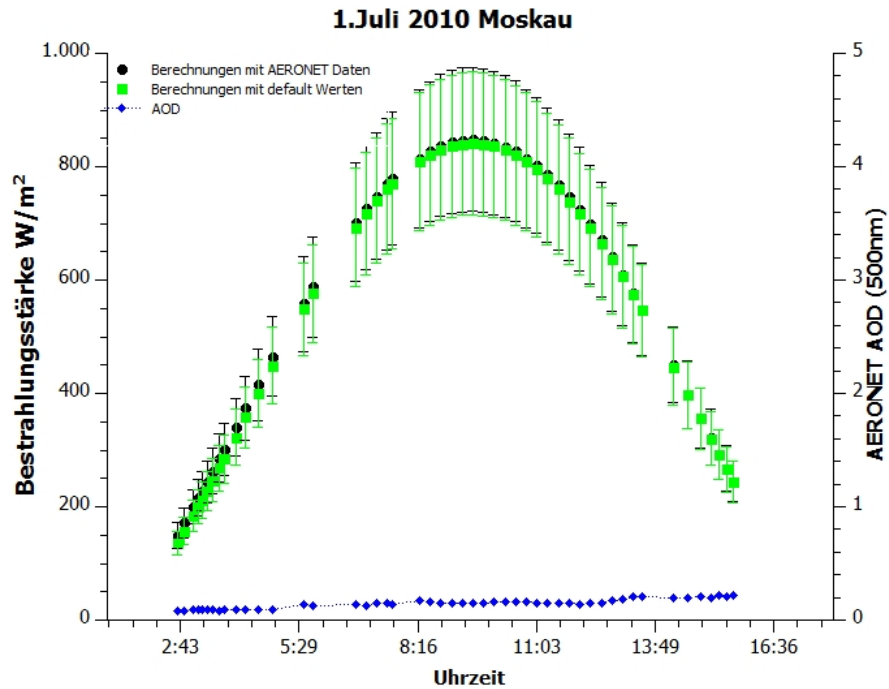


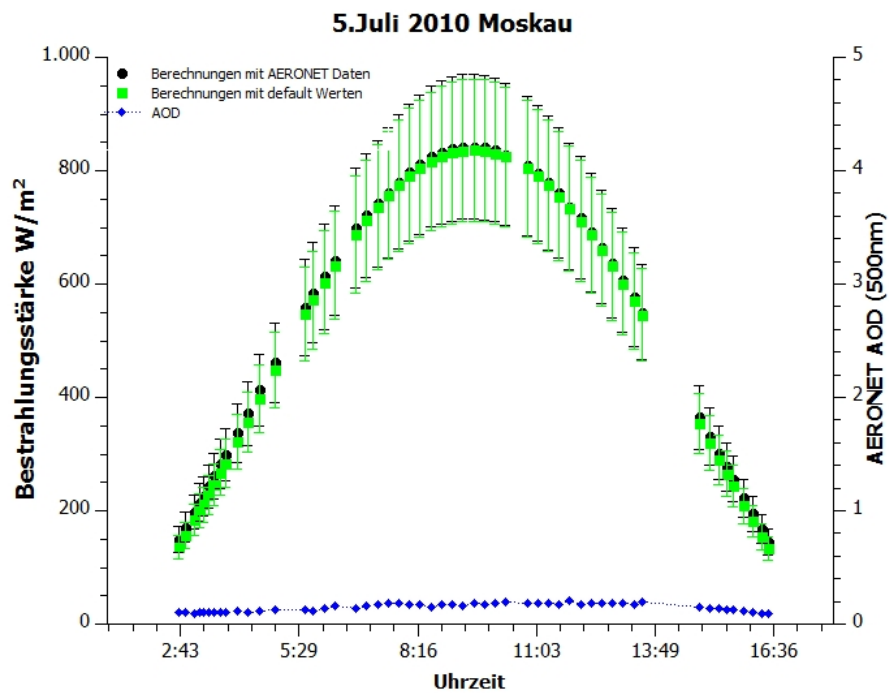
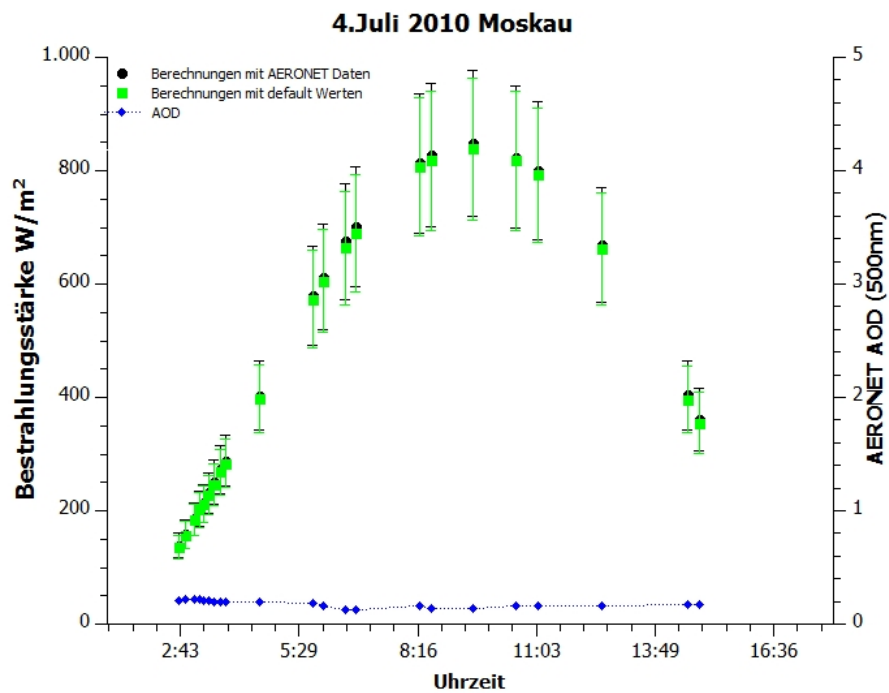


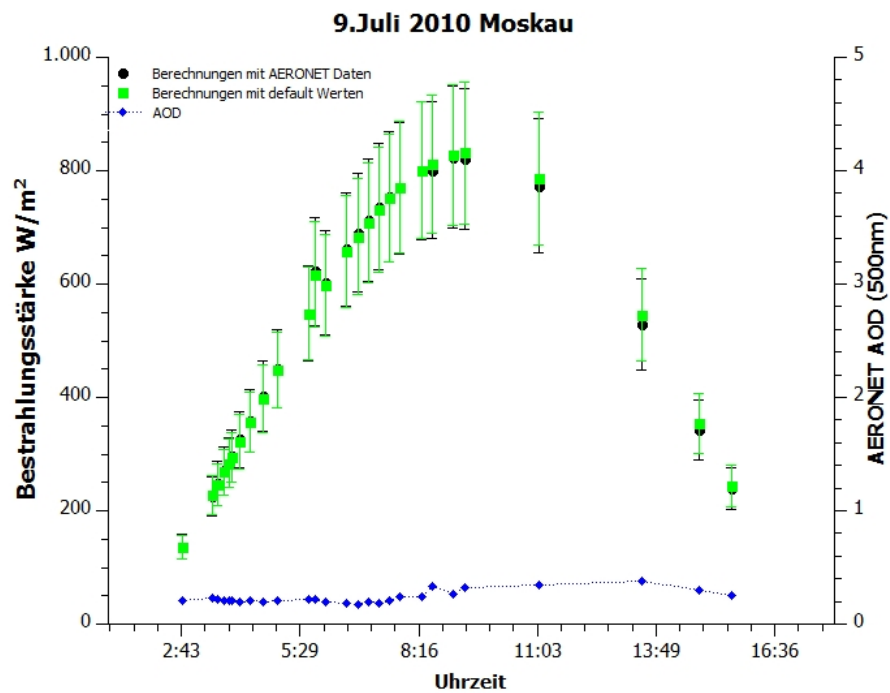
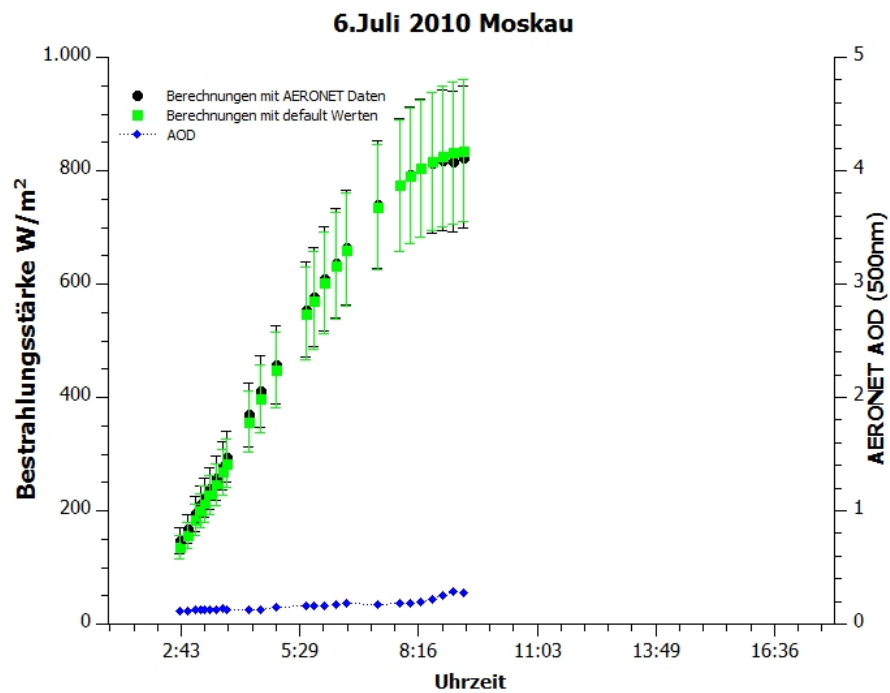


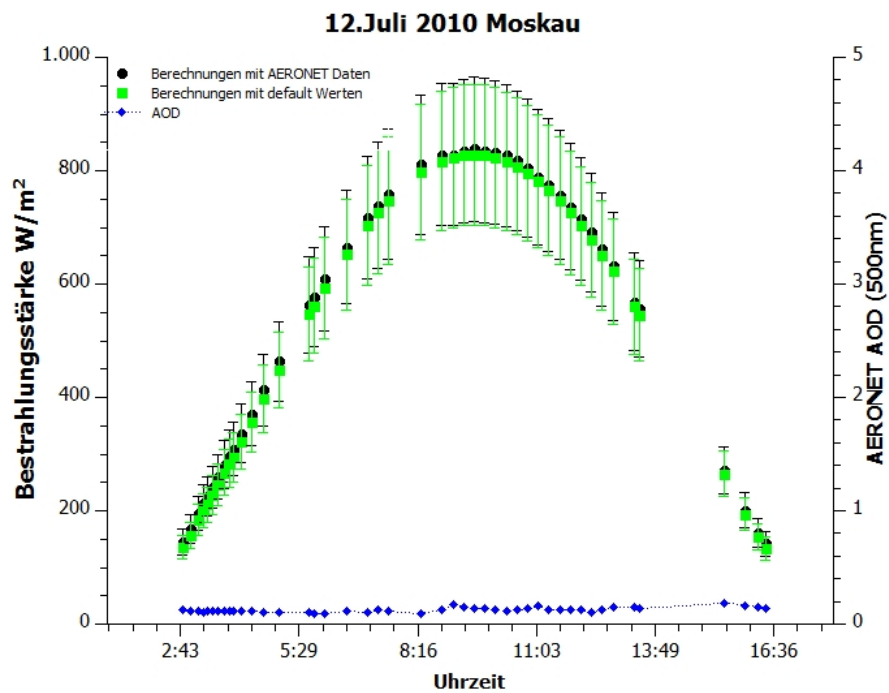
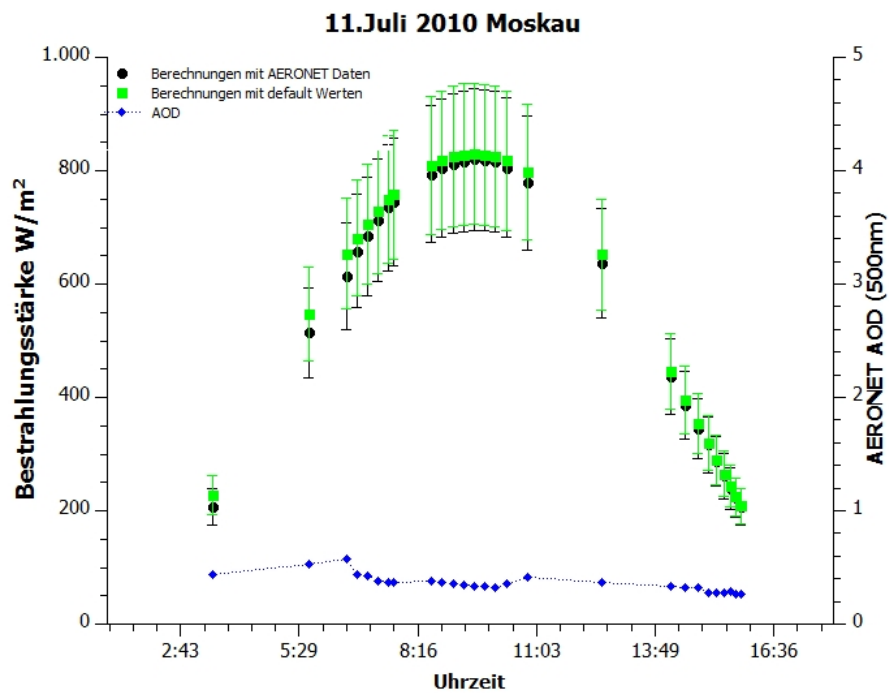


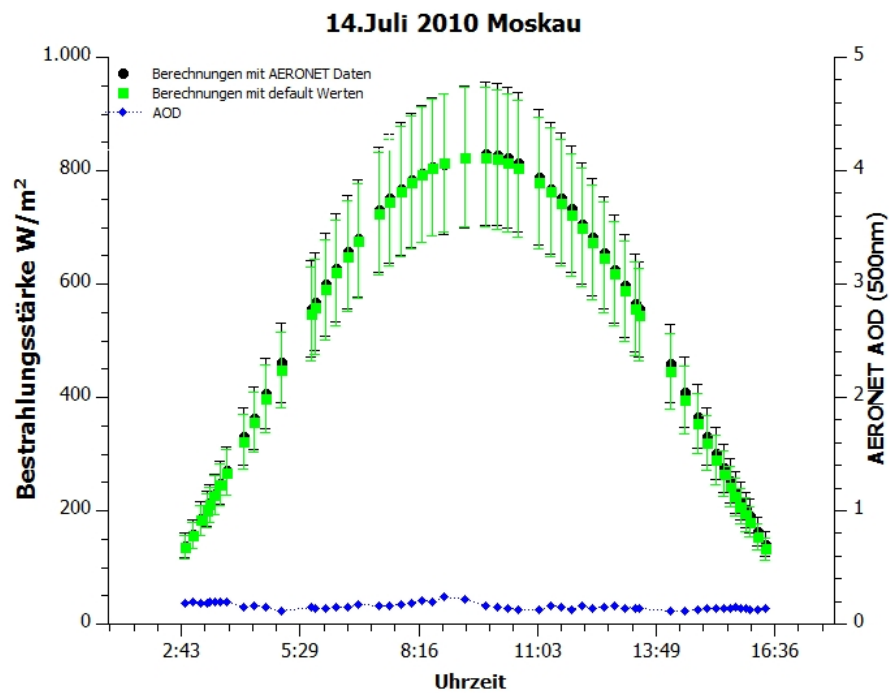
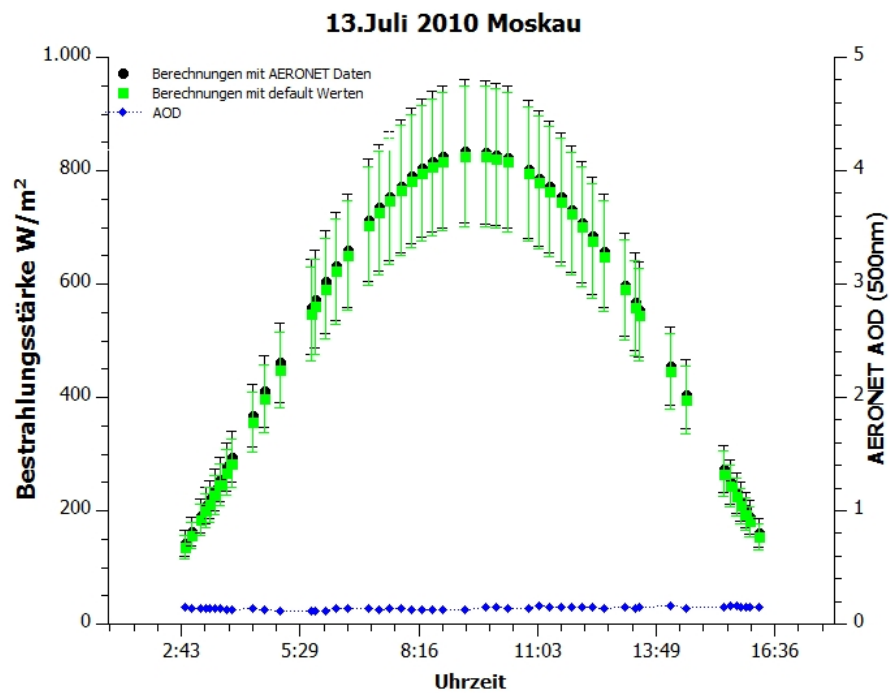
6.2 Tagesgänge Moskau

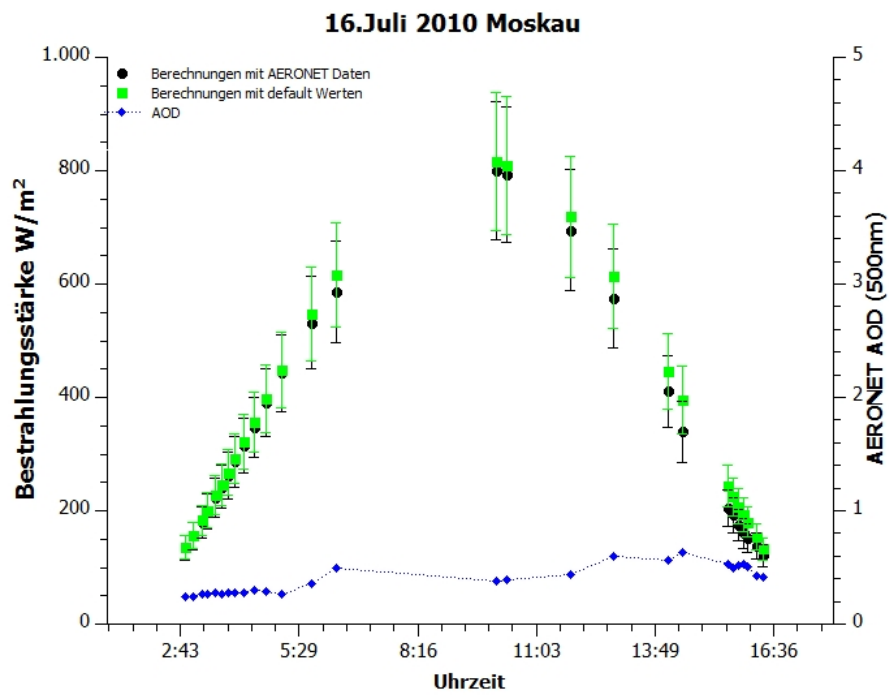
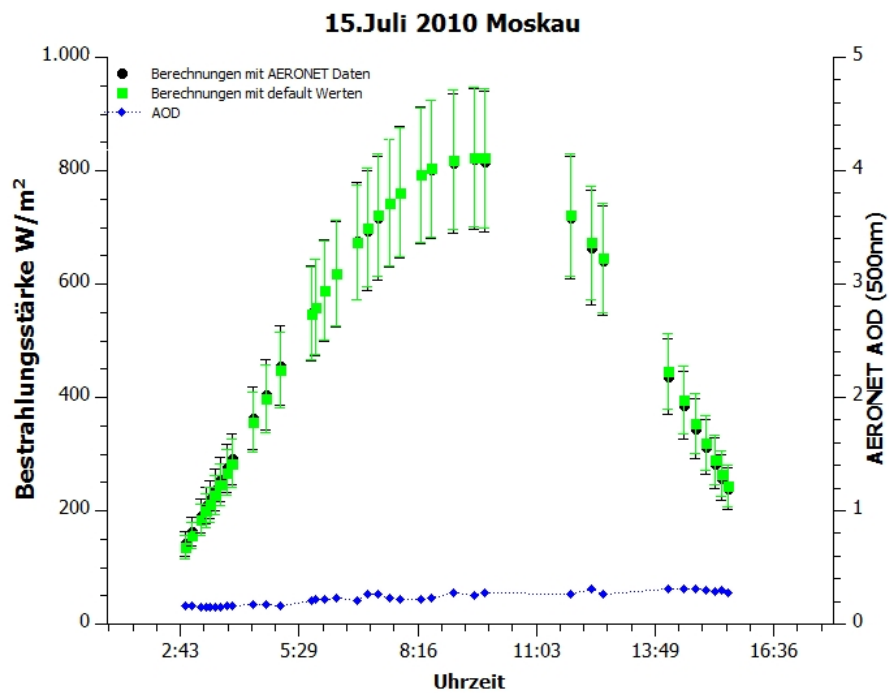


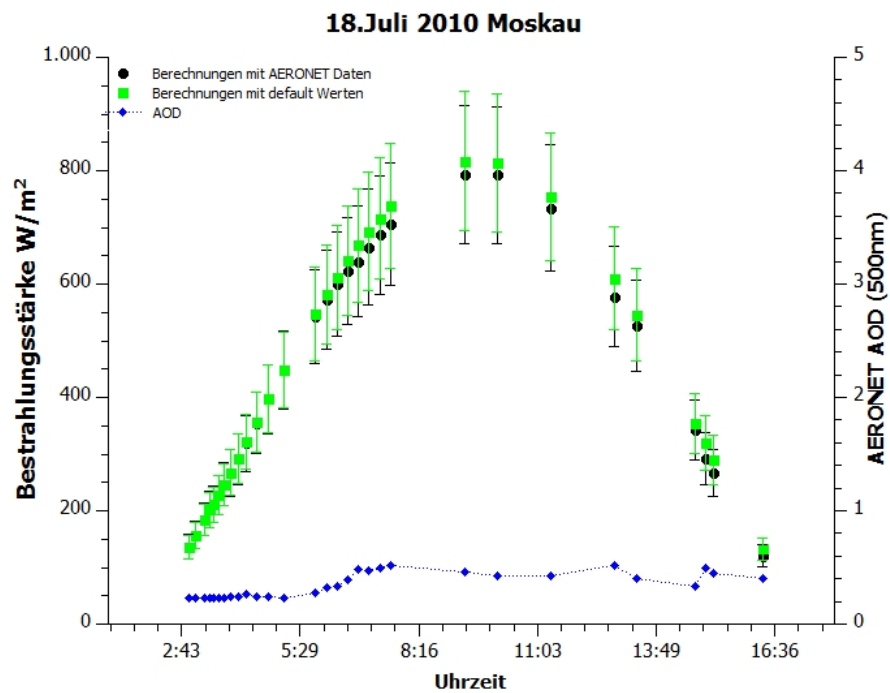
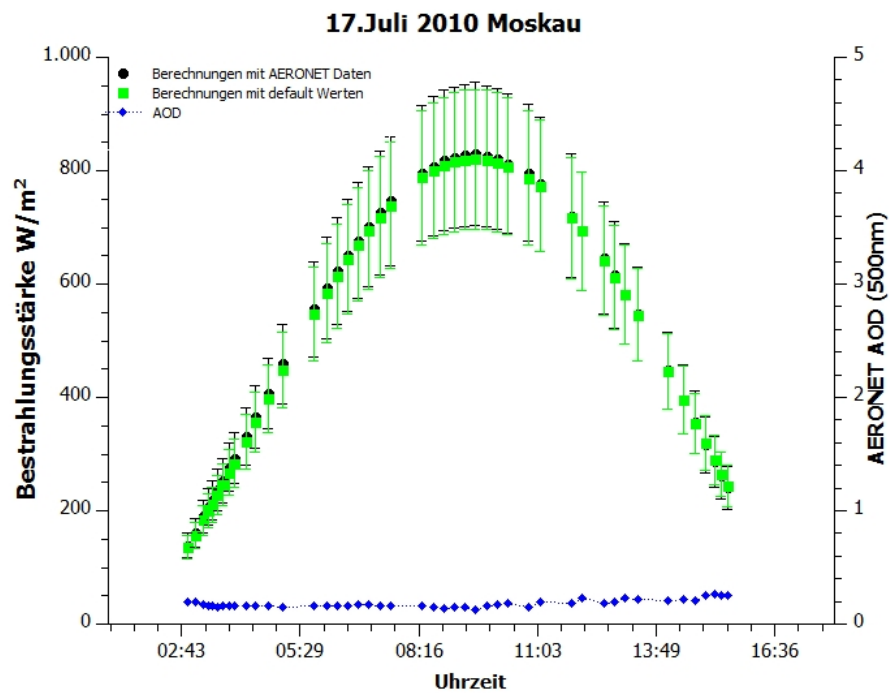


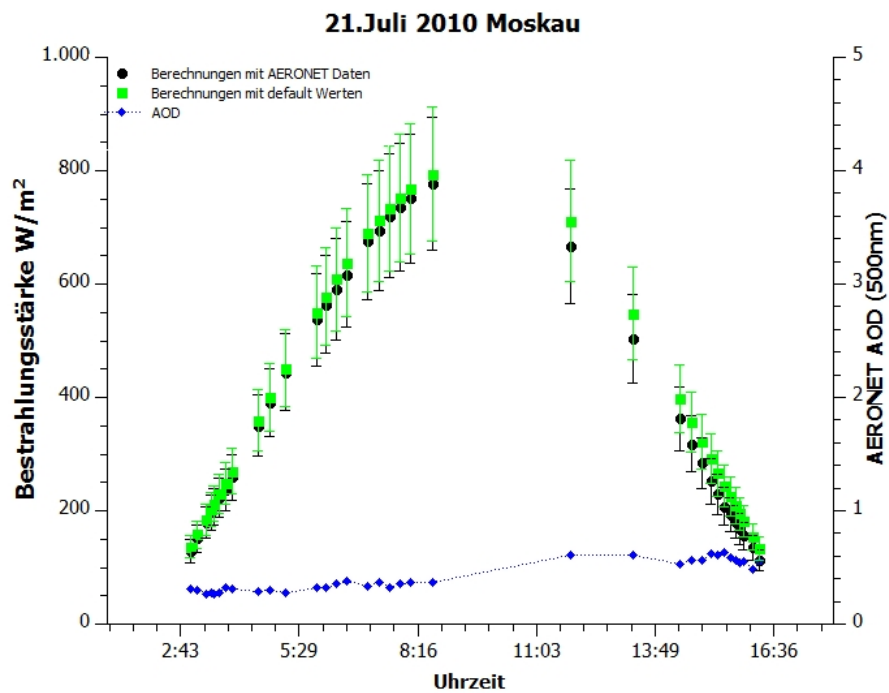
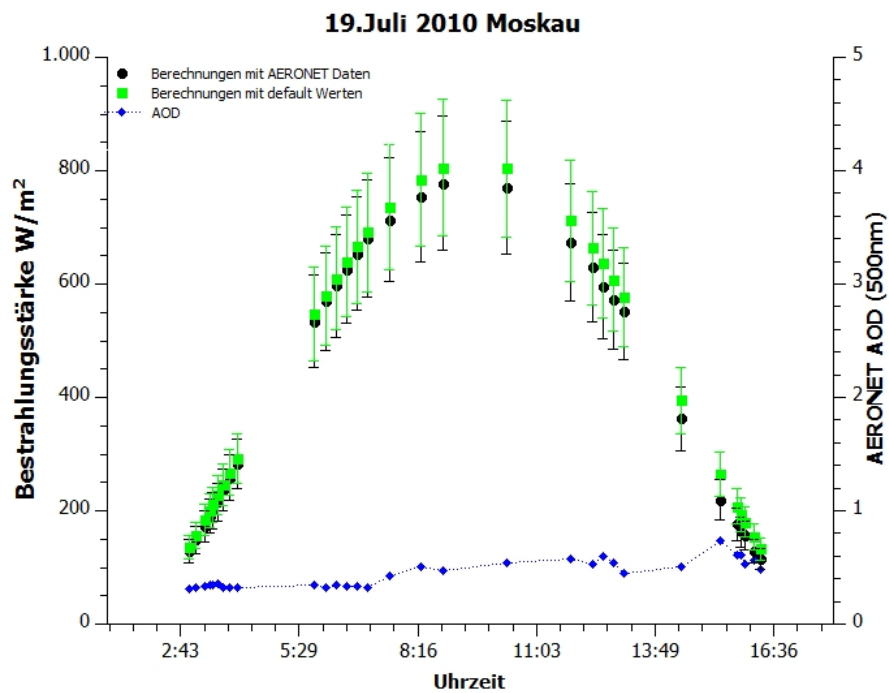


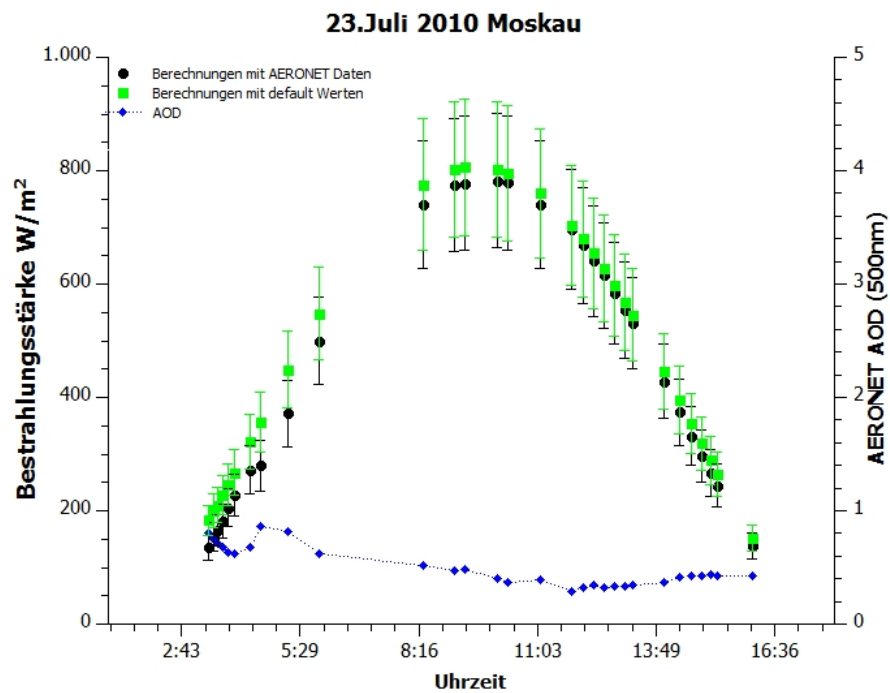
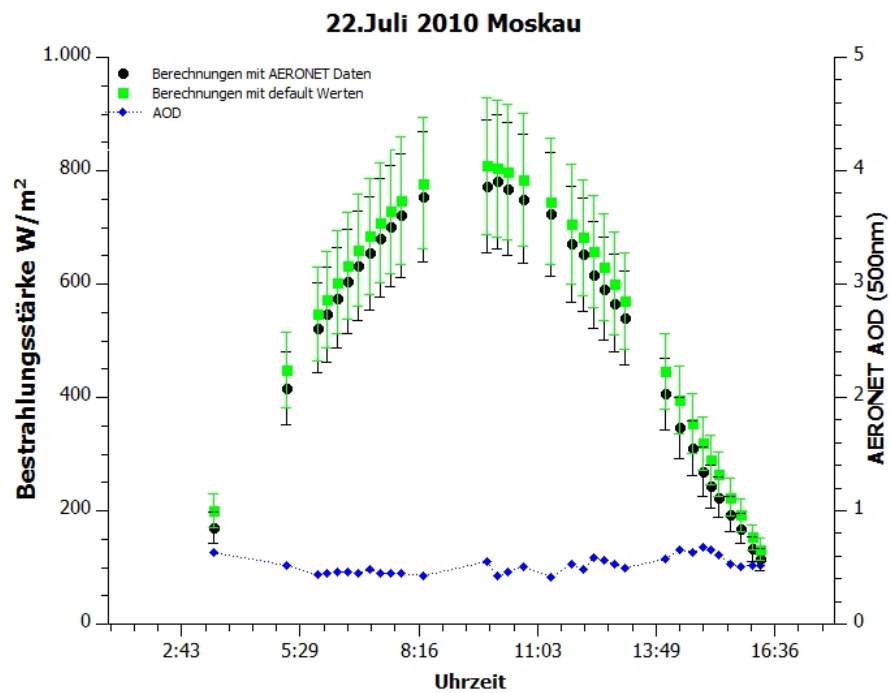


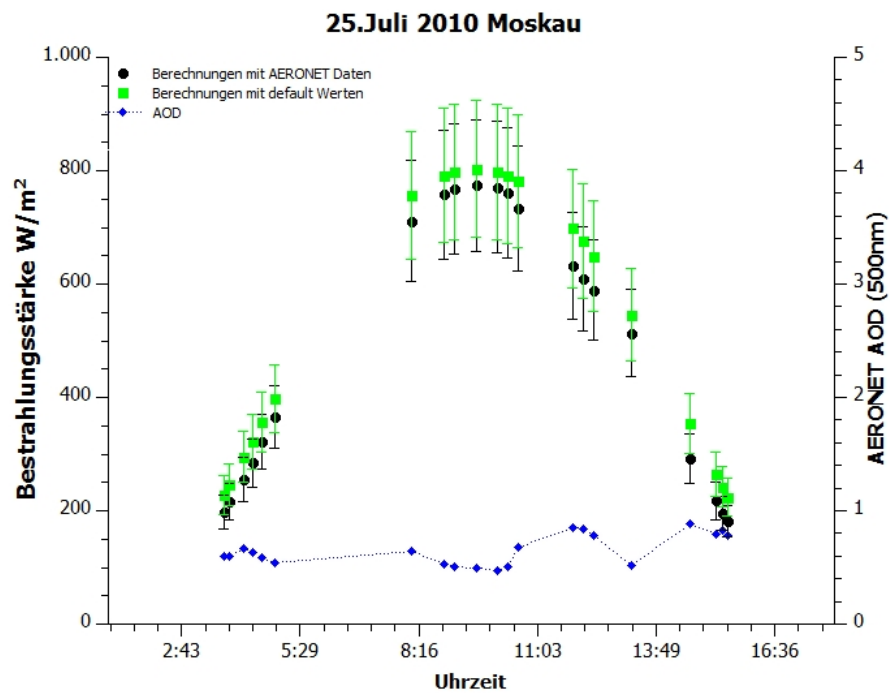
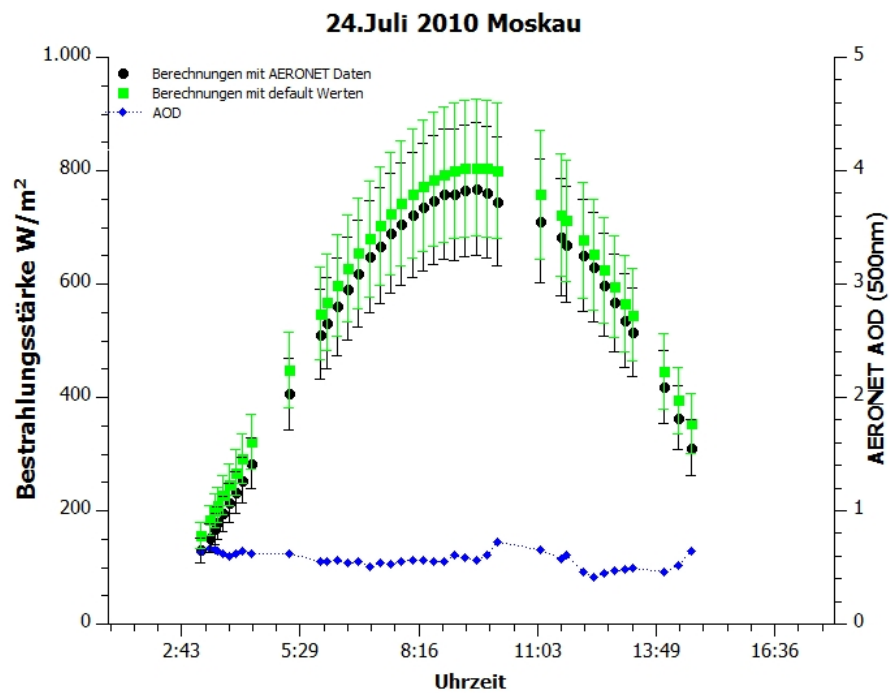


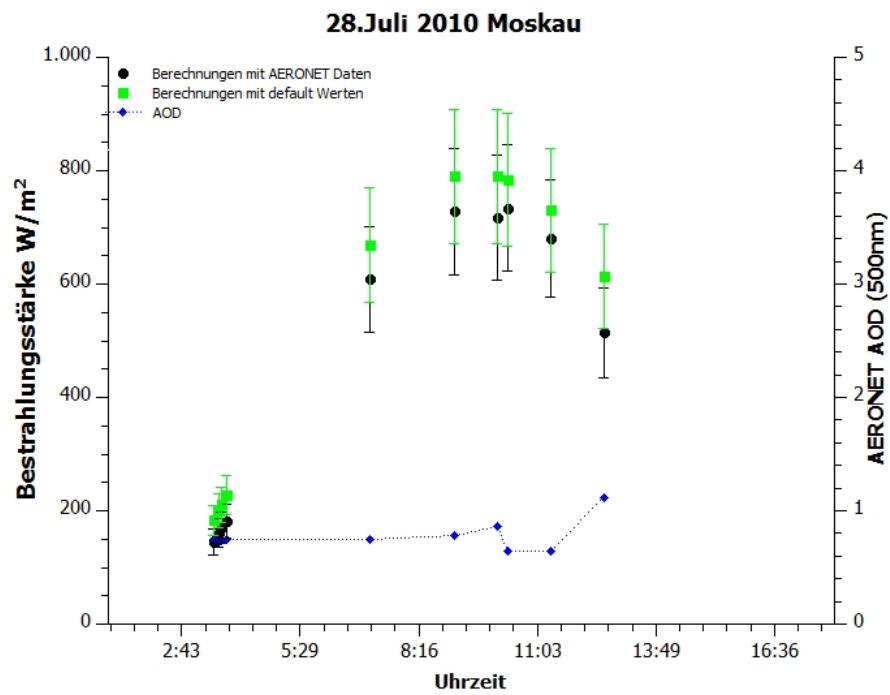
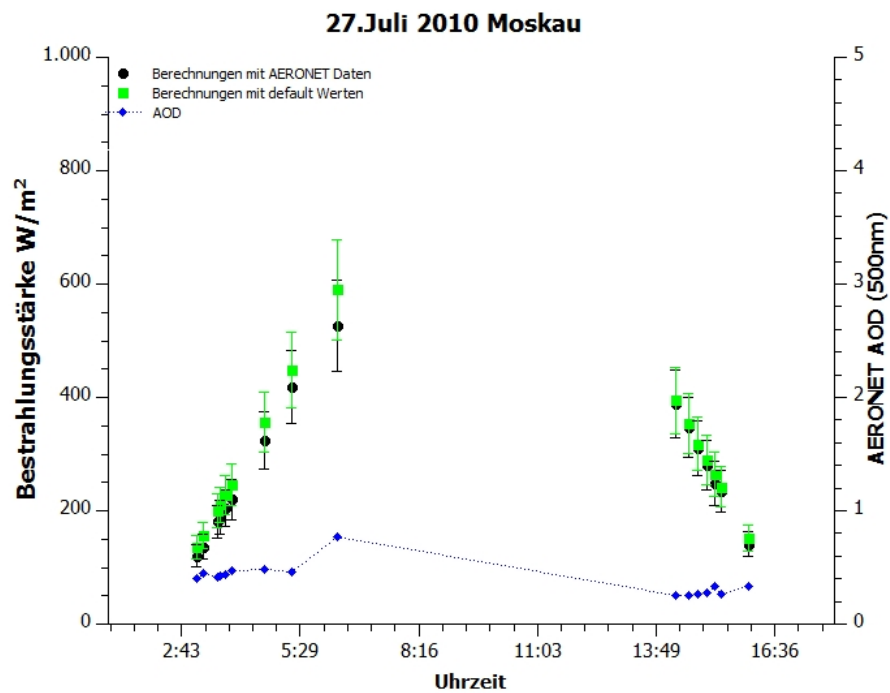


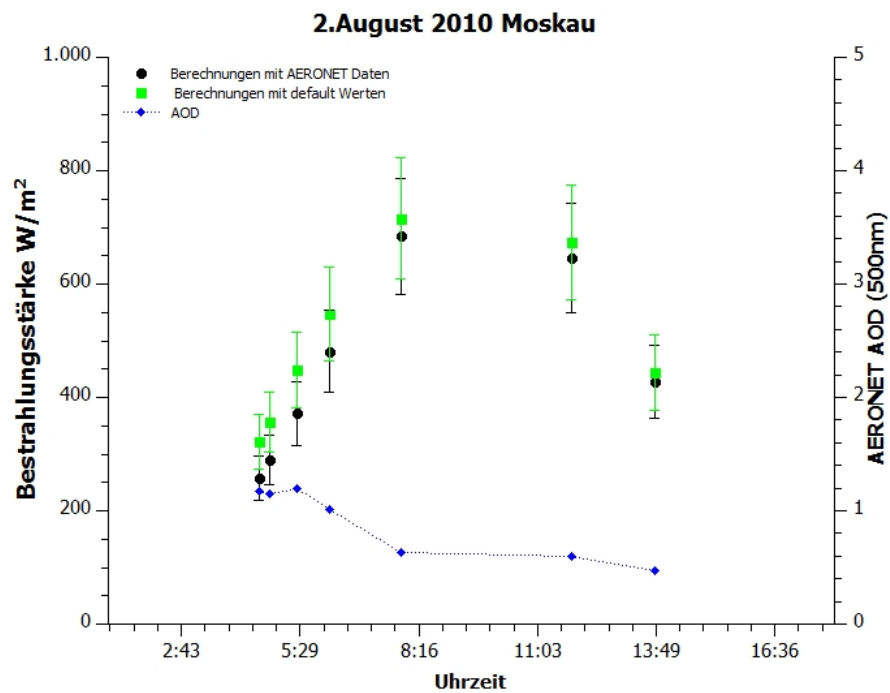
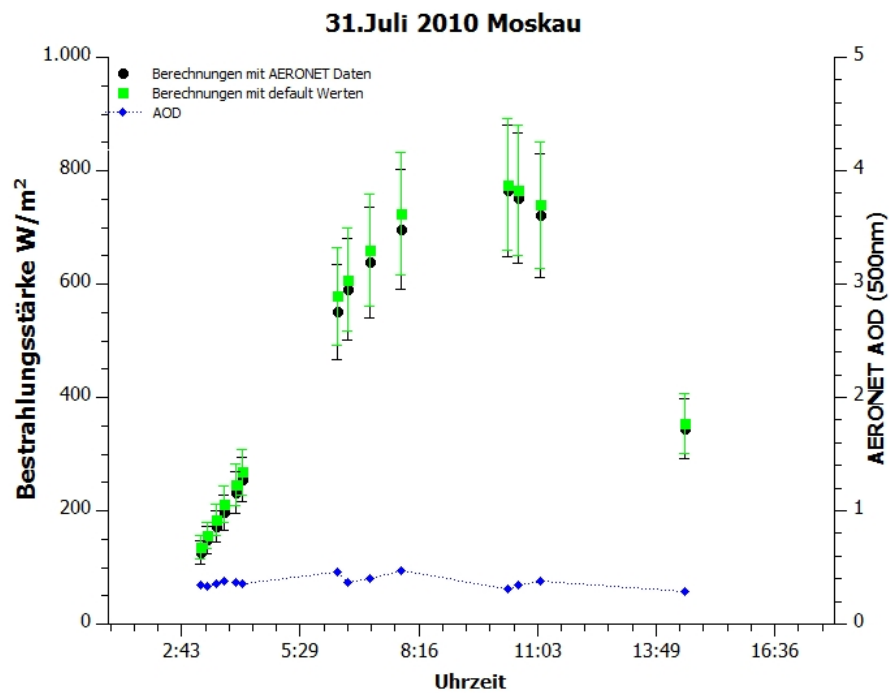


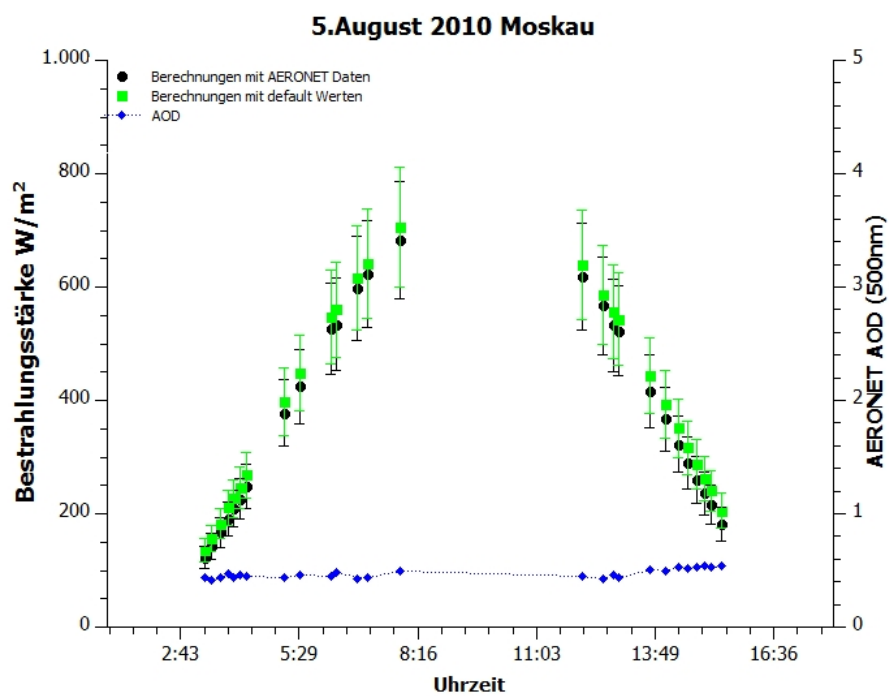
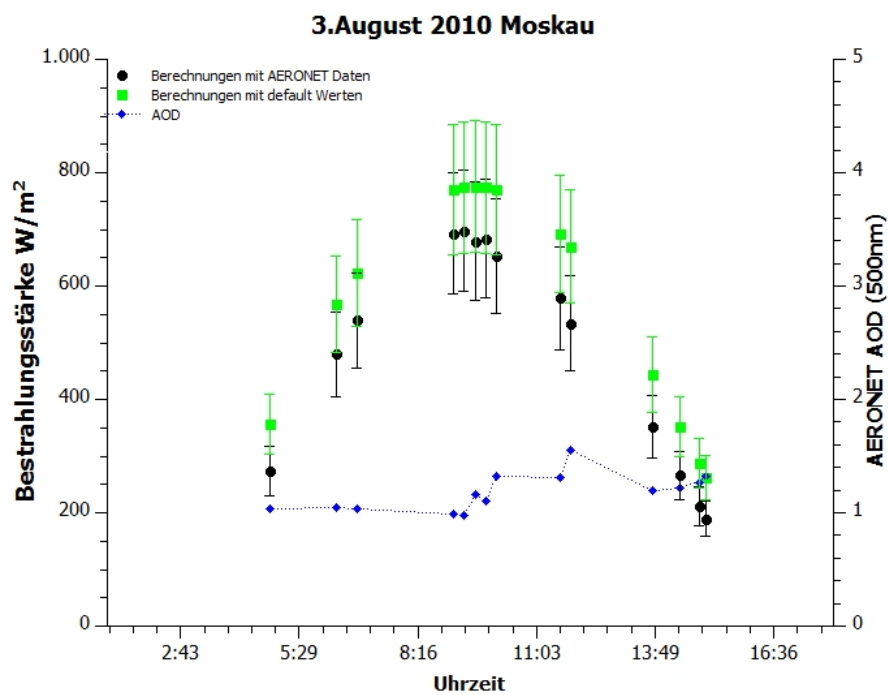


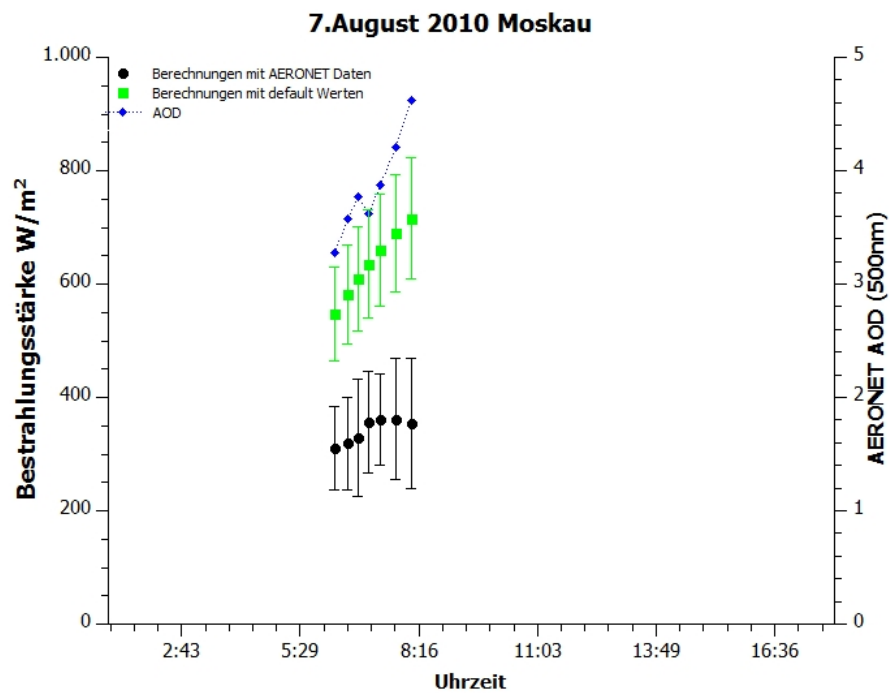
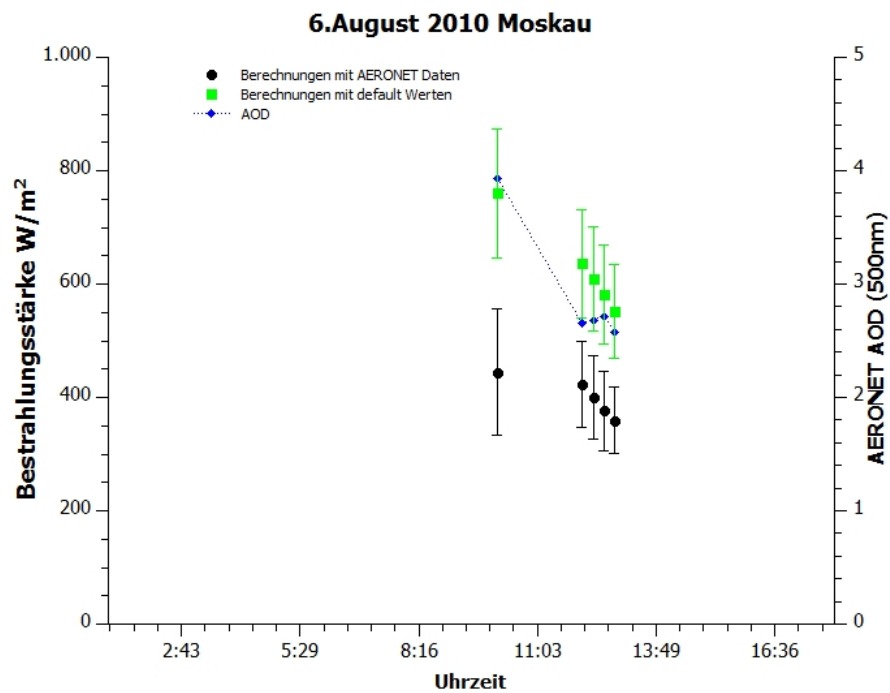


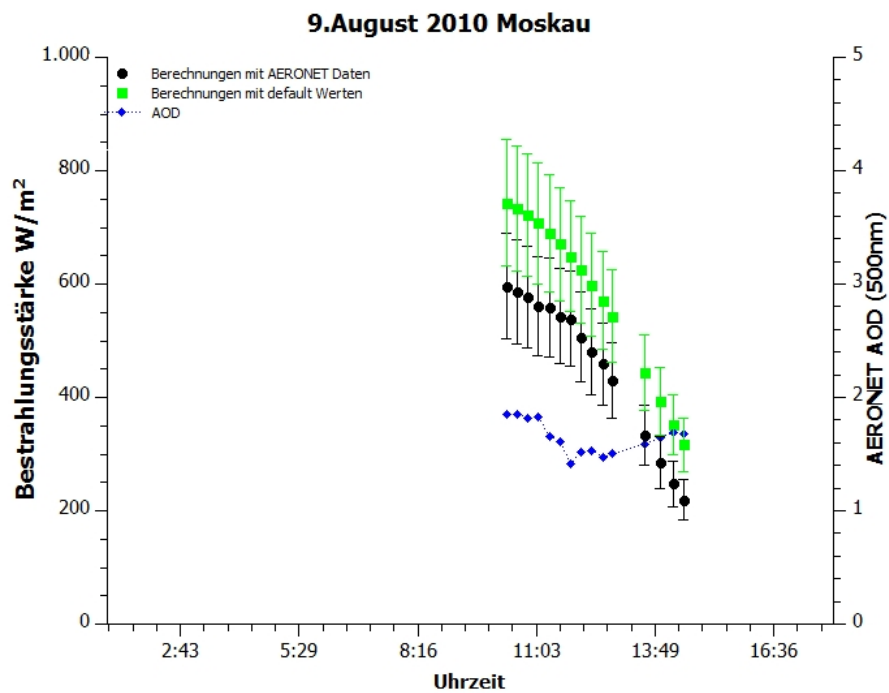
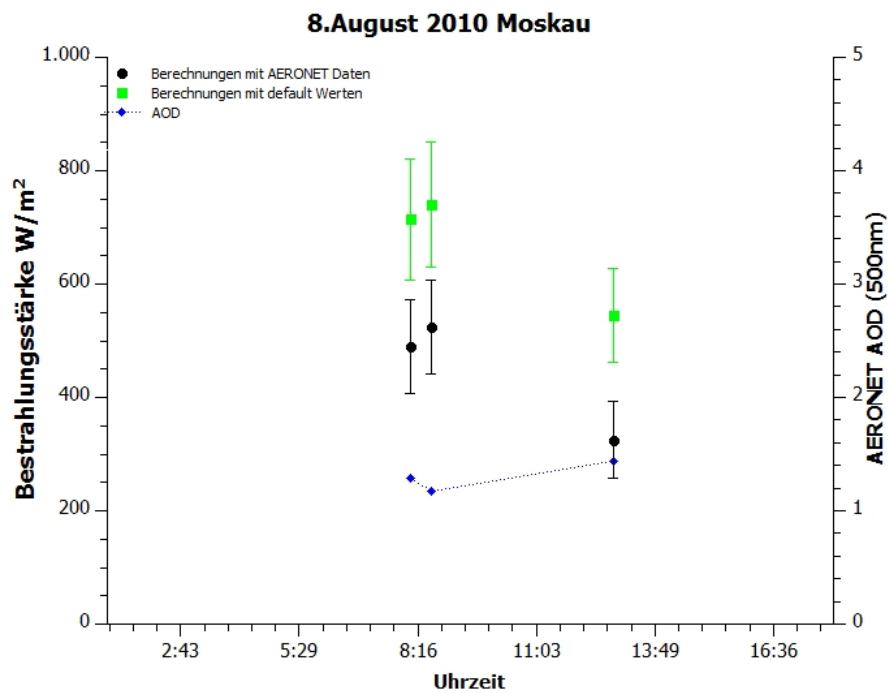


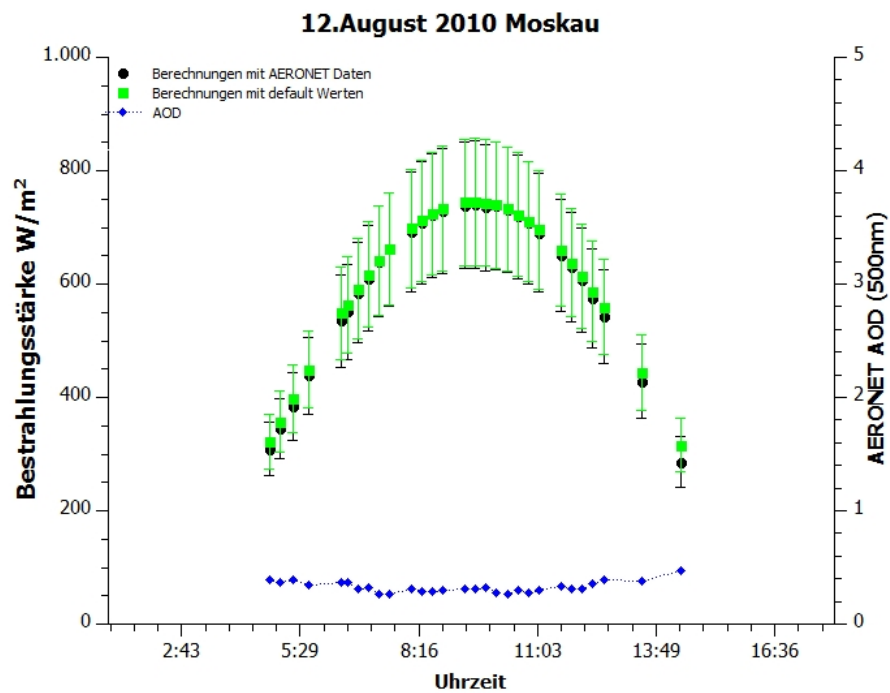
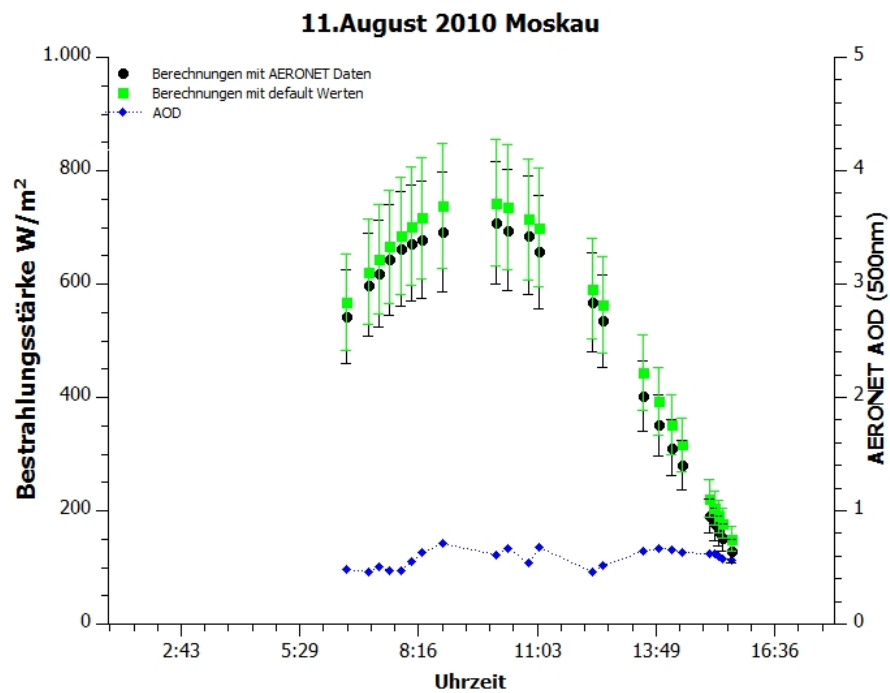


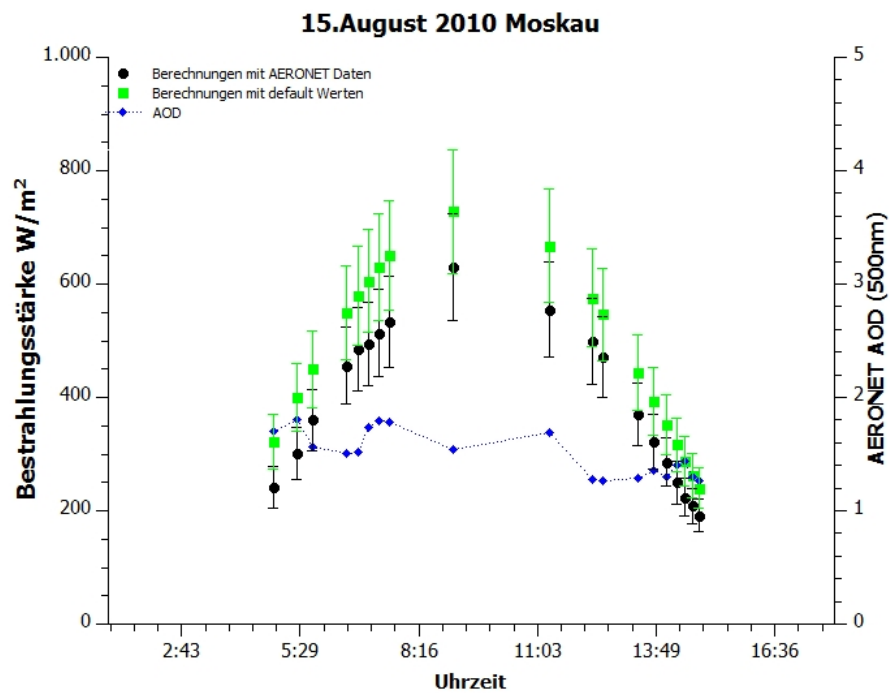
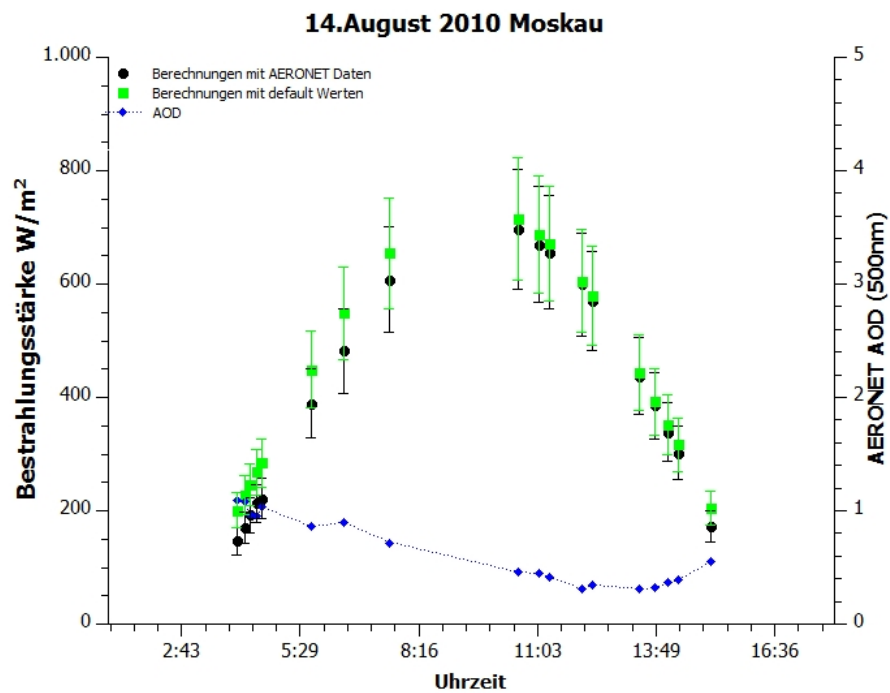


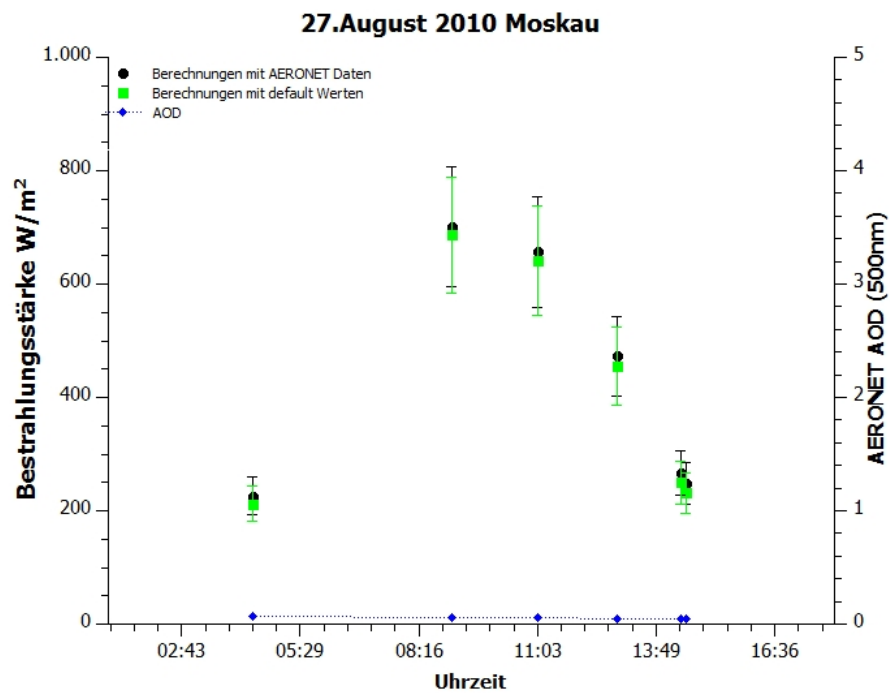
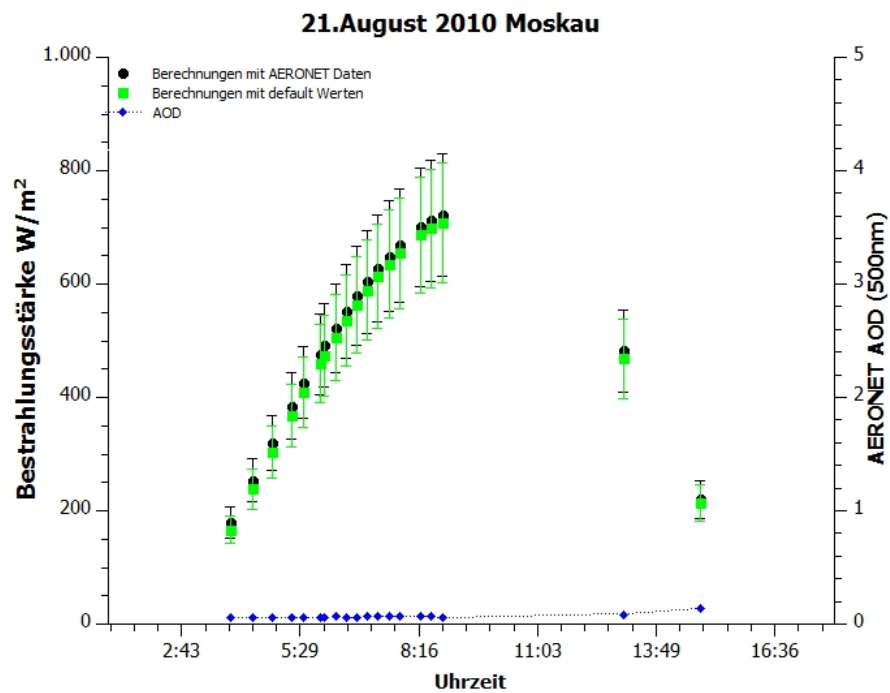




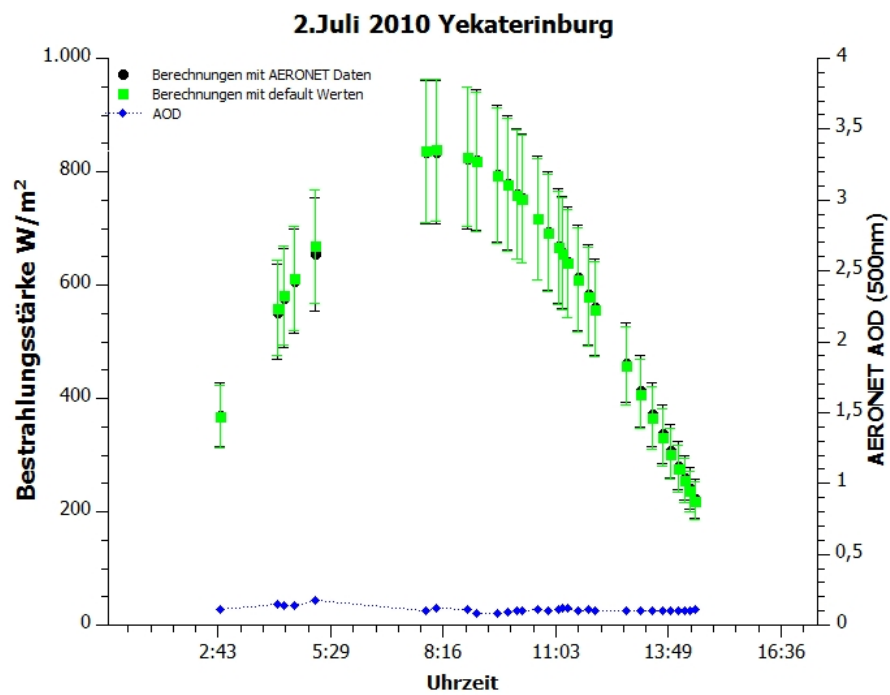
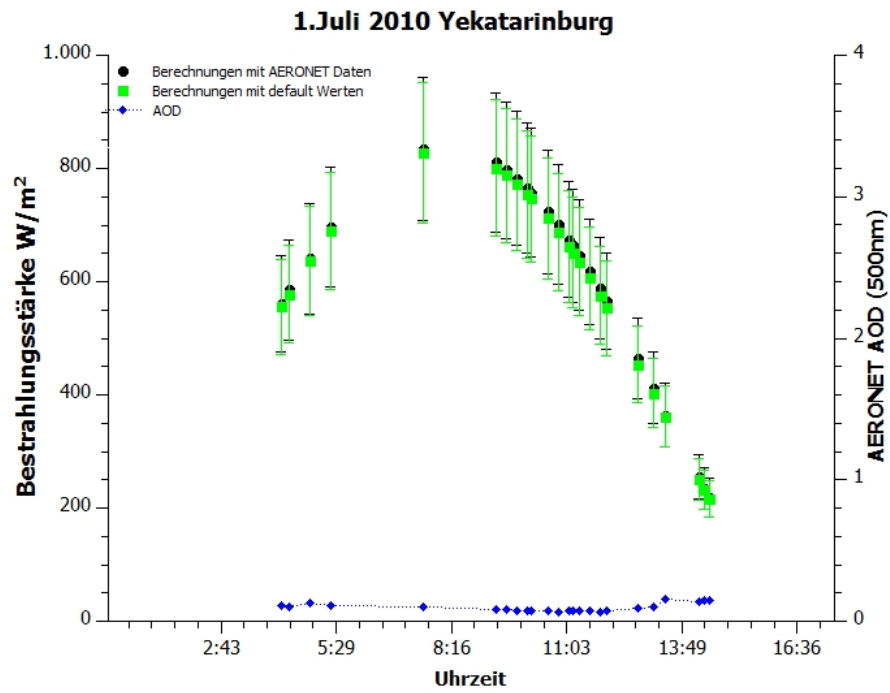


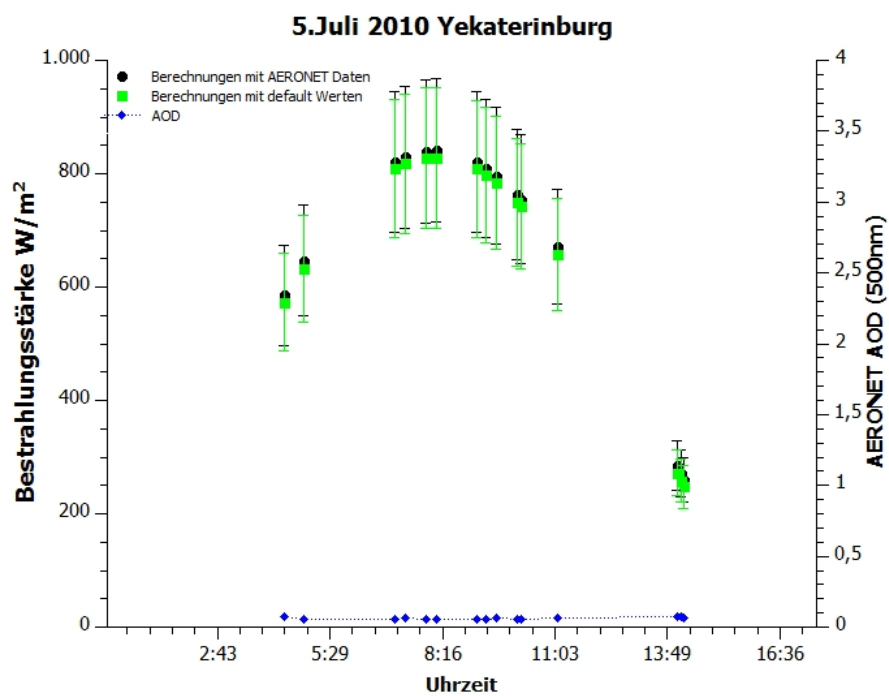
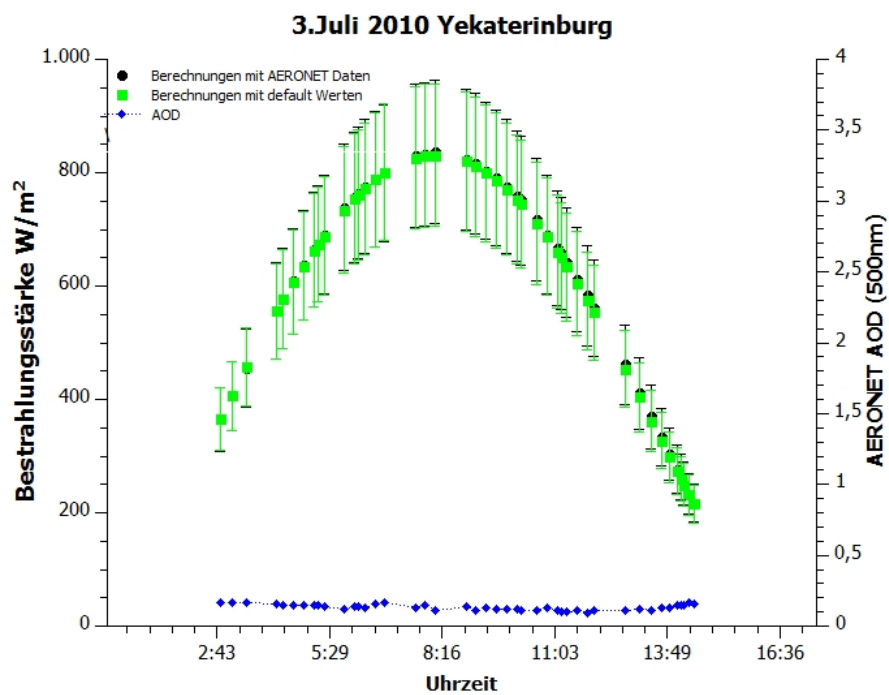


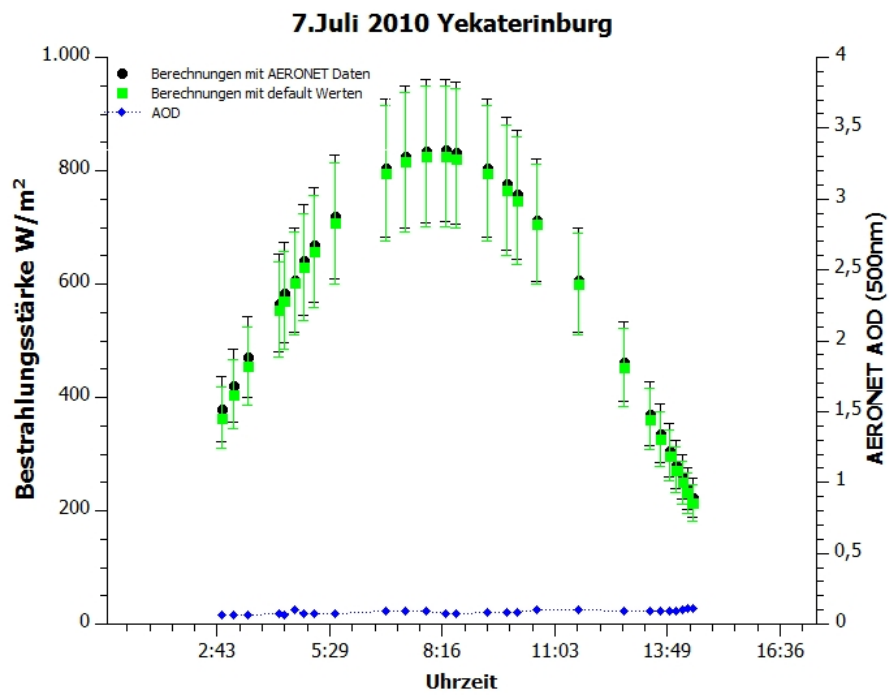
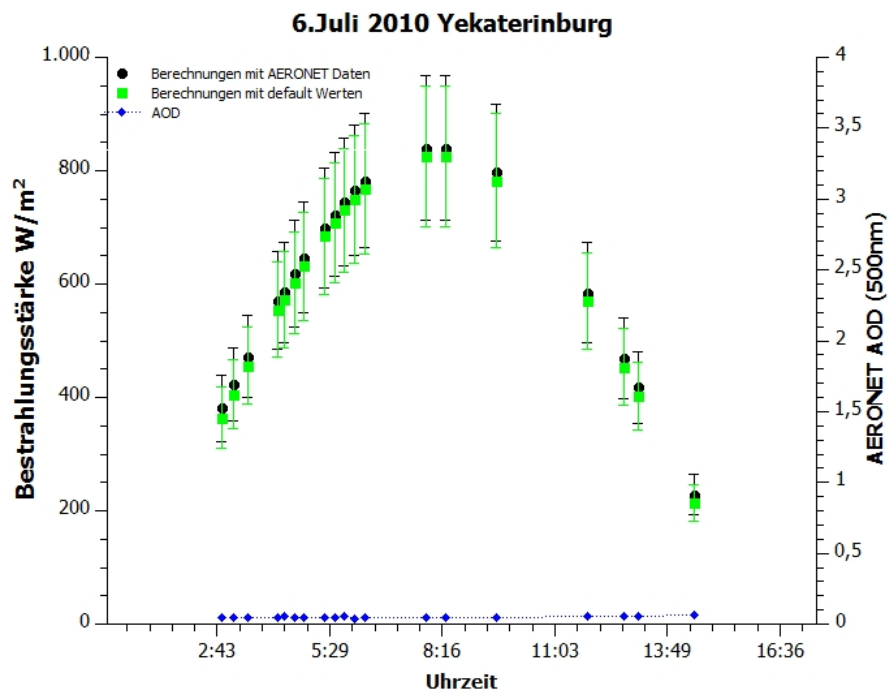


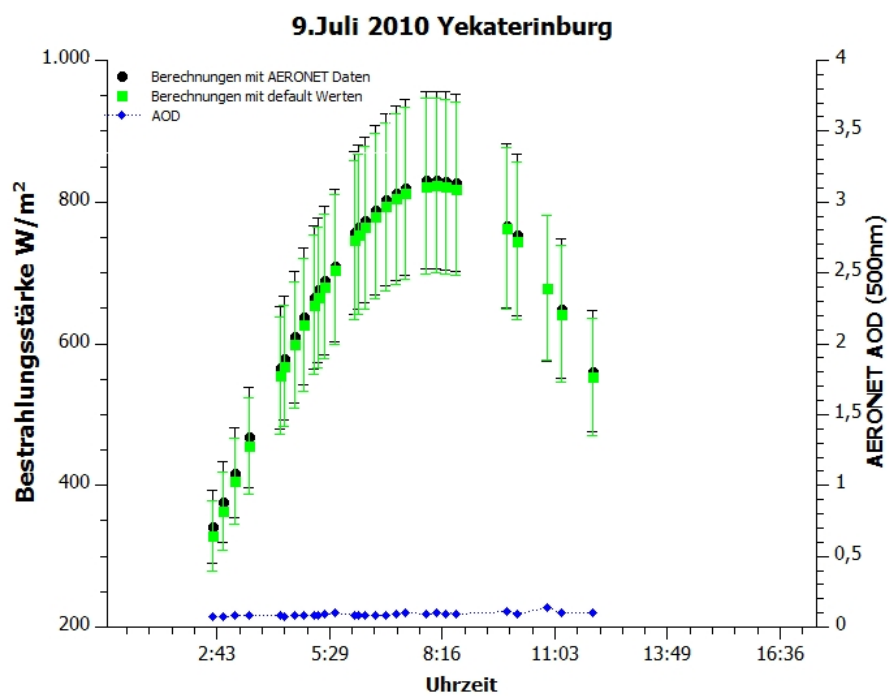
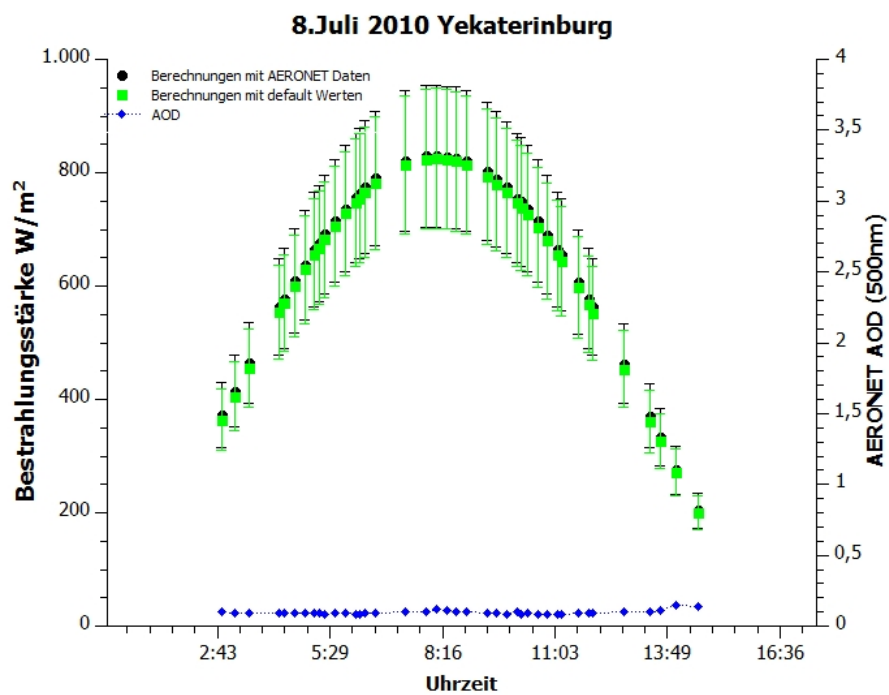


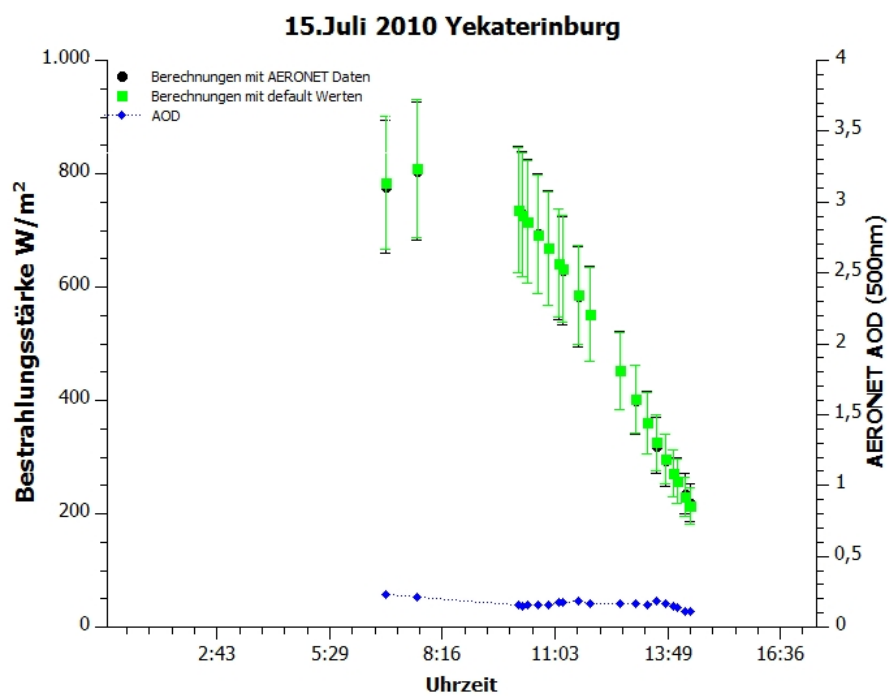
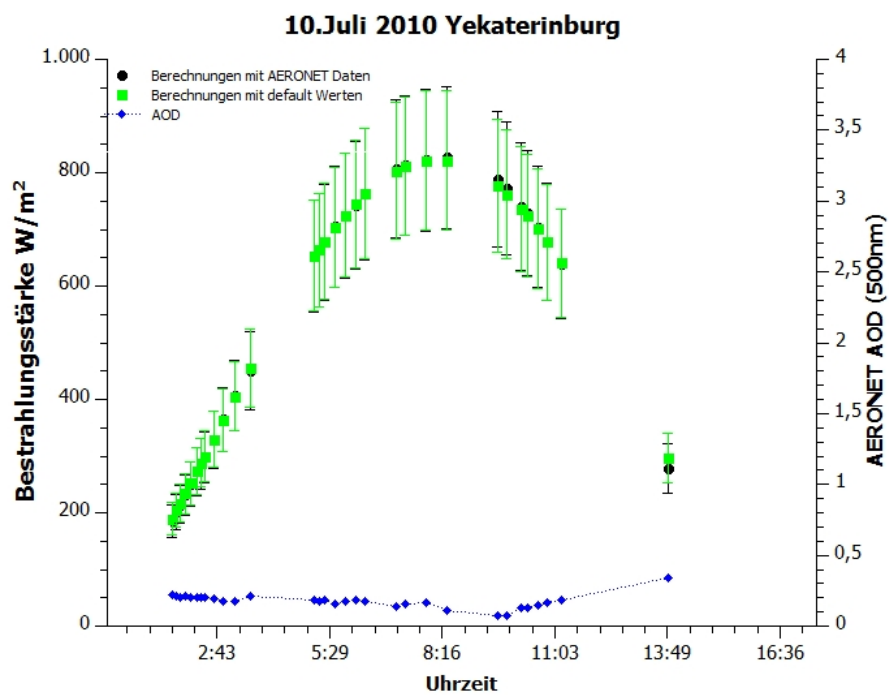
6.3 Tagesgänge Yekaterinburg

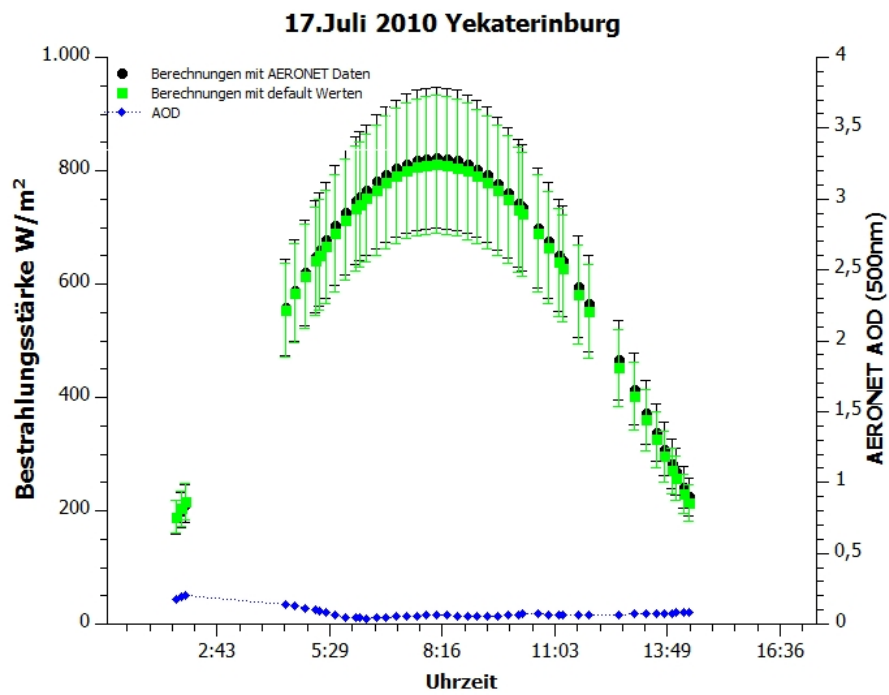
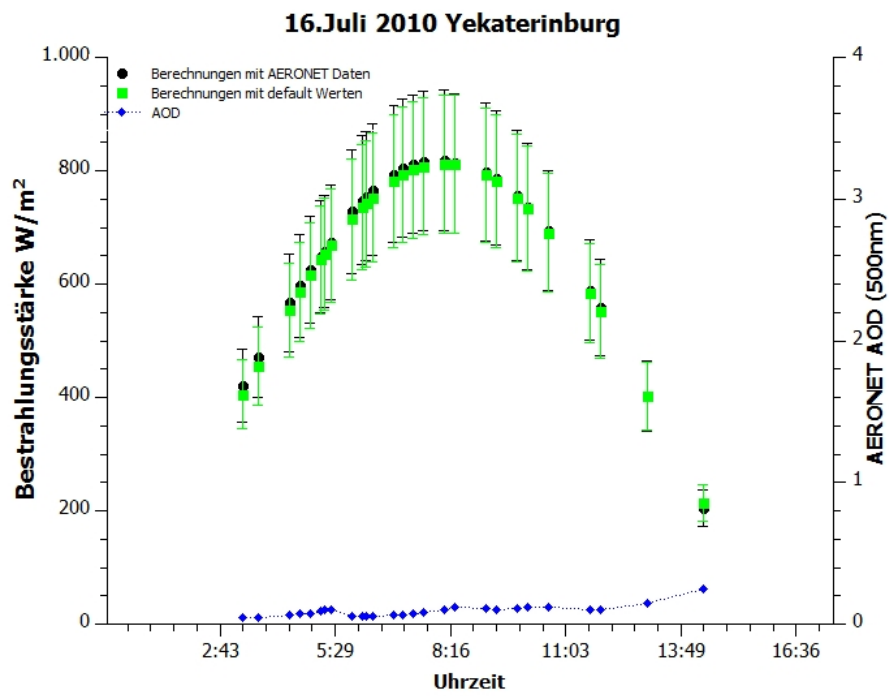


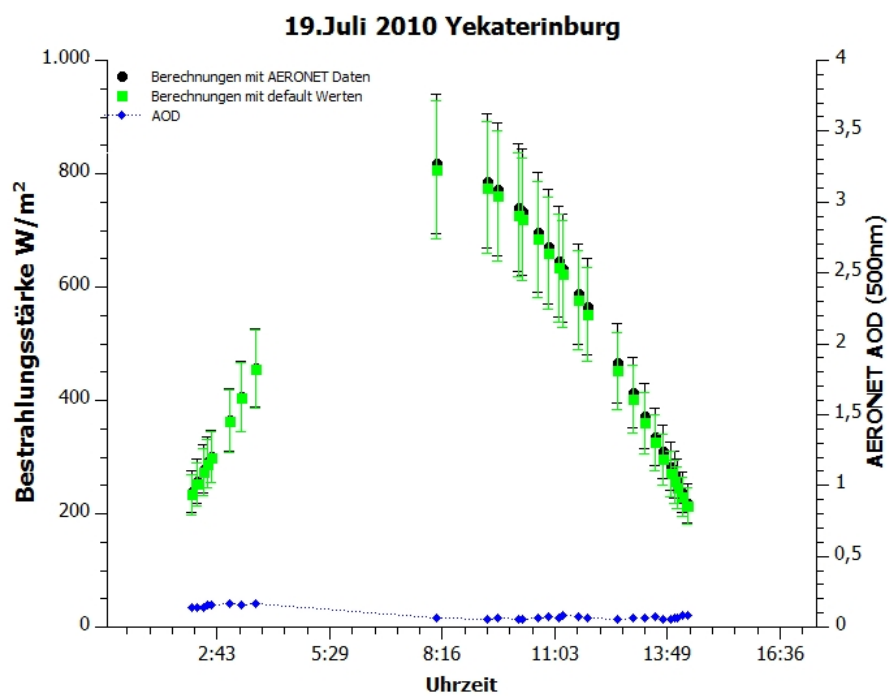
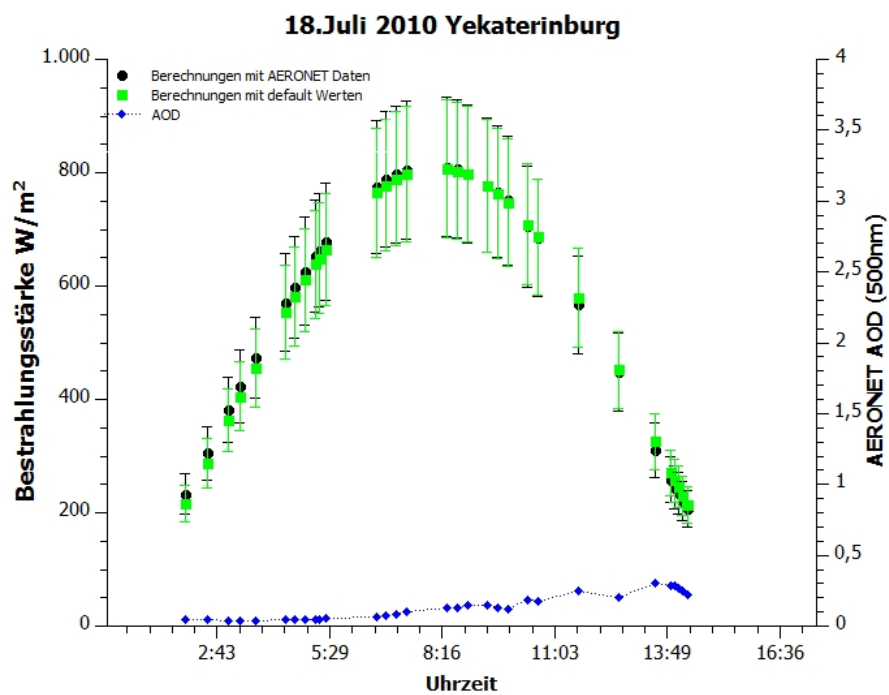


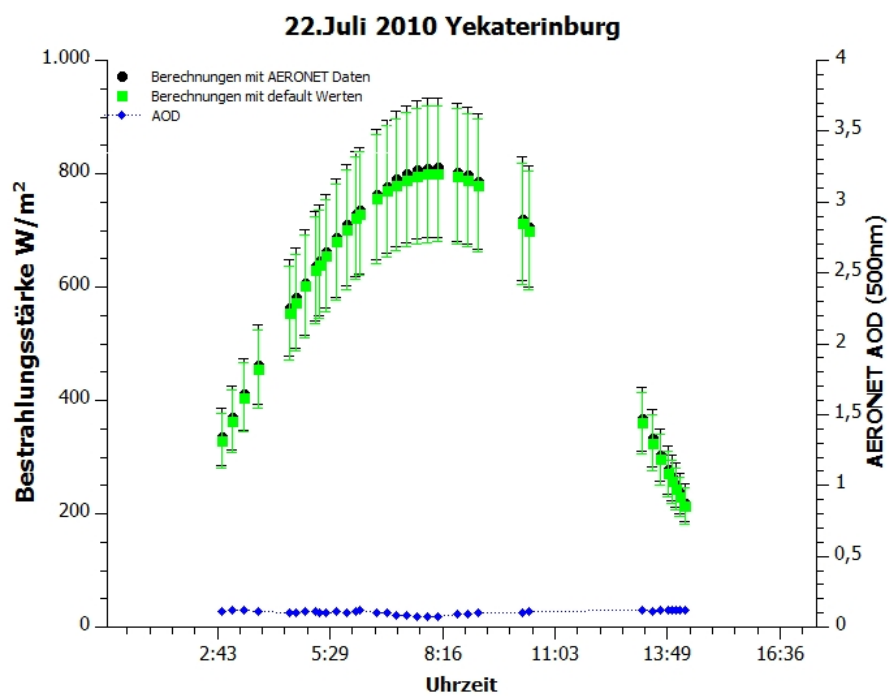
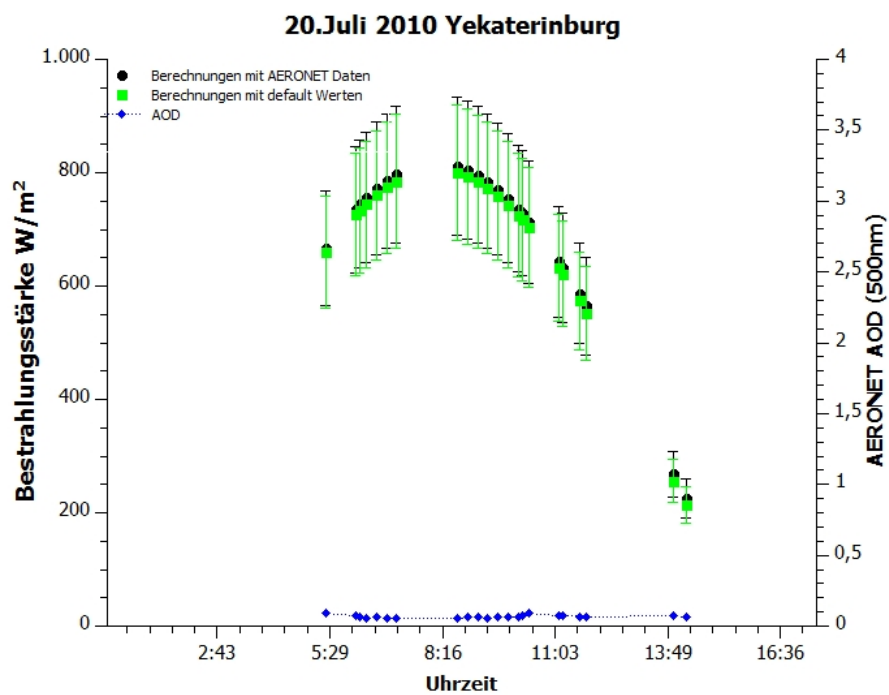


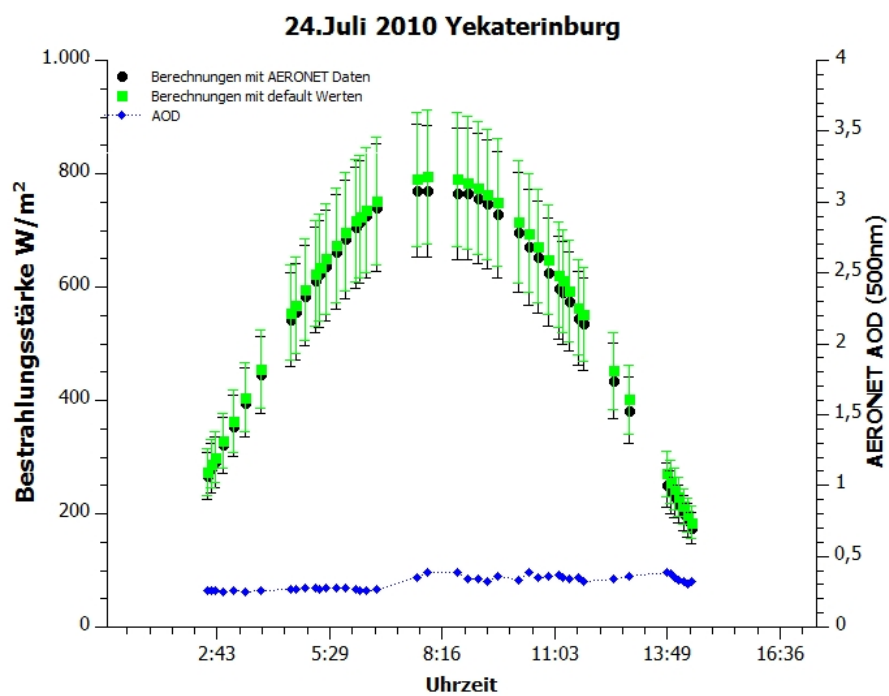
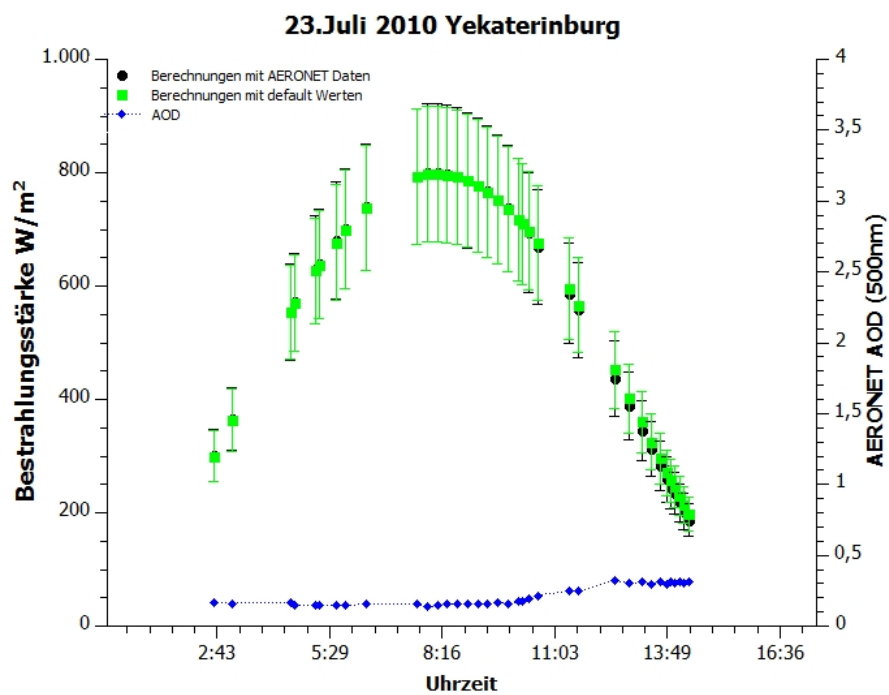




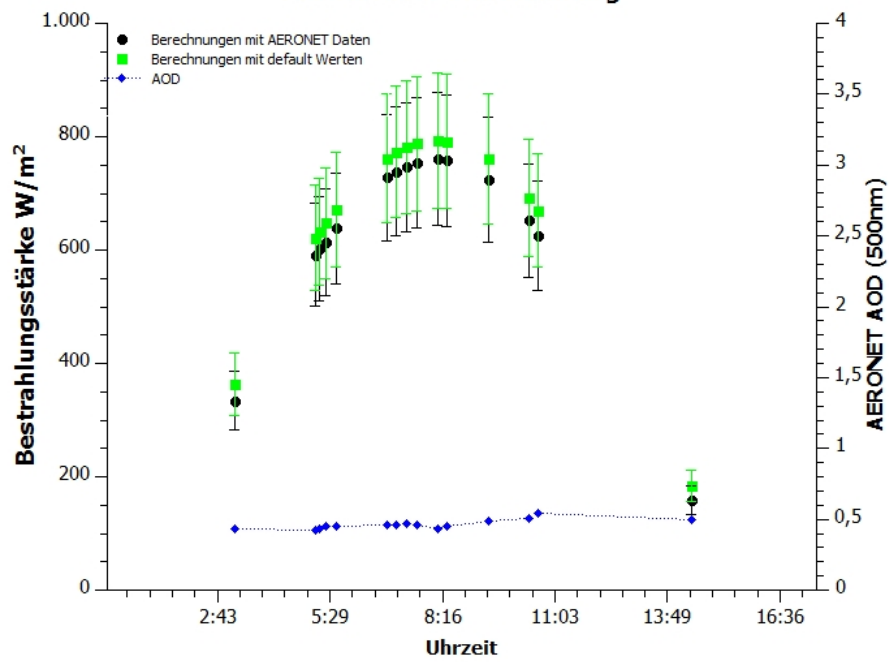




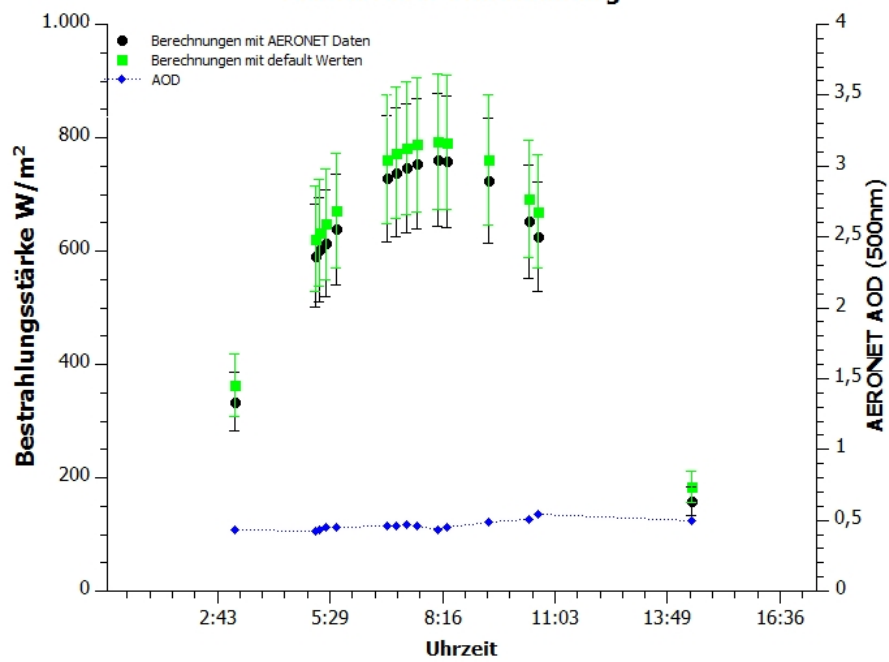




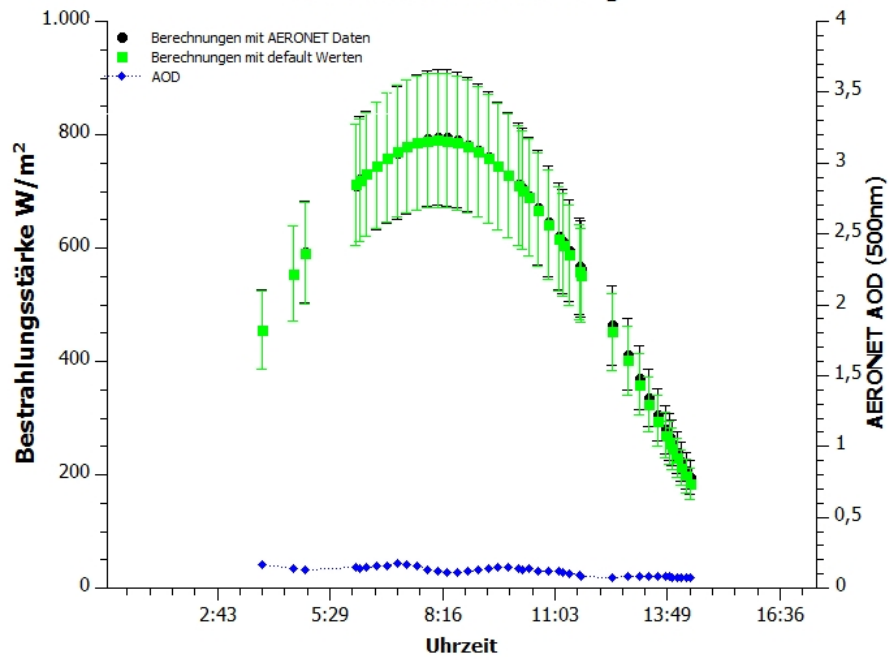
25.Juli 2010 Yekaterinburg



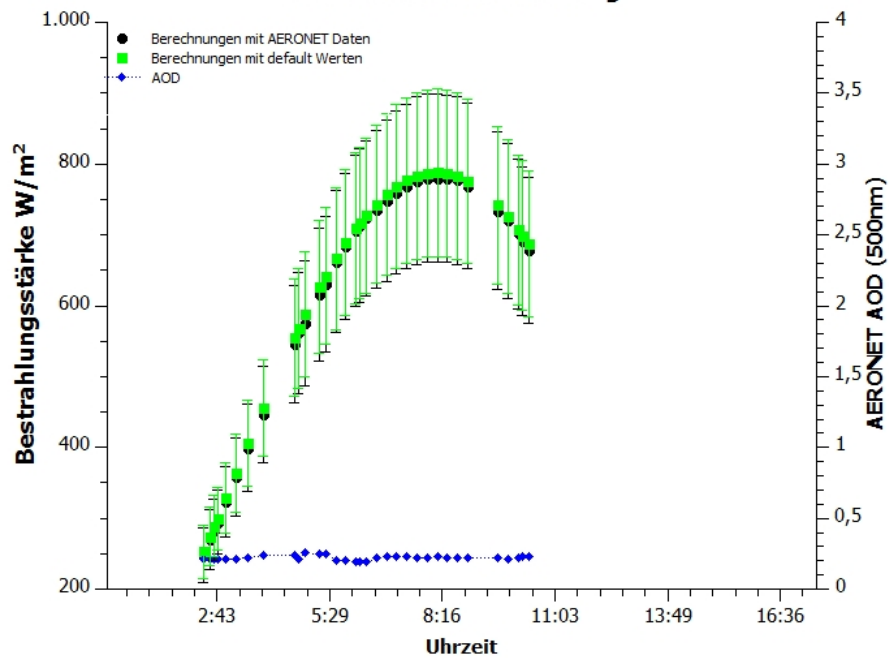
25.Juli 2010 Yekaterinburg

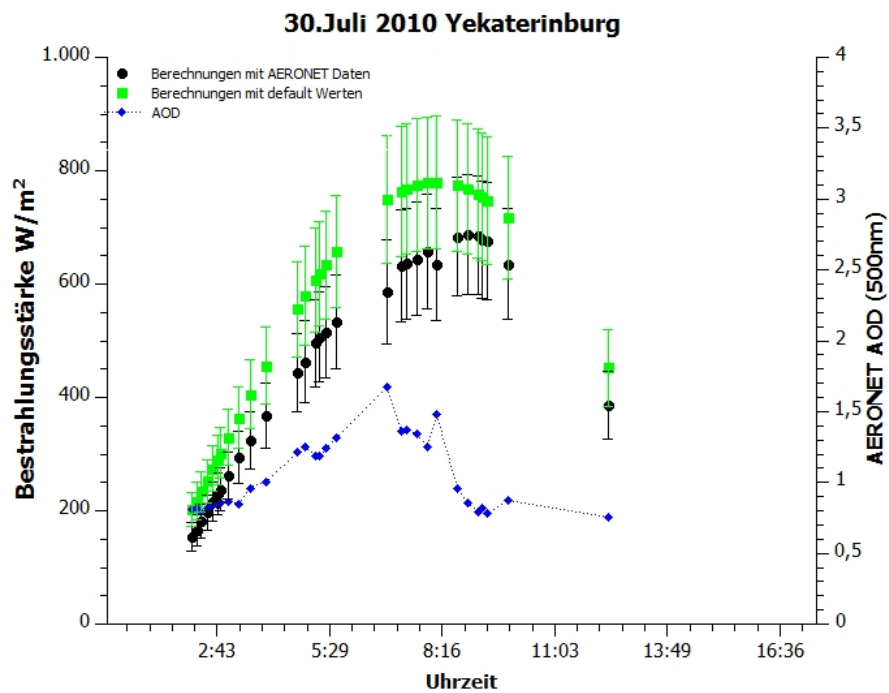
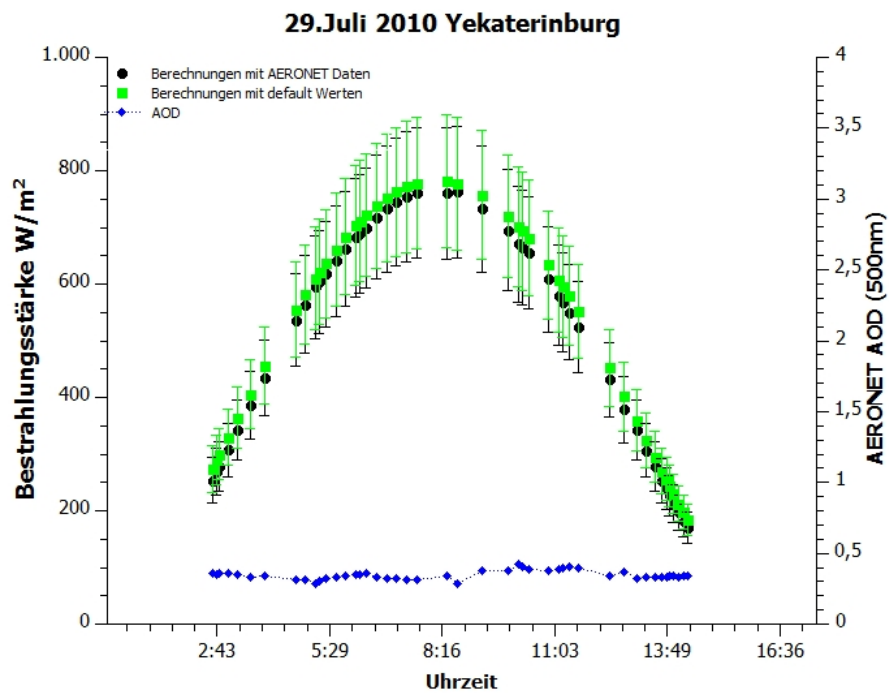


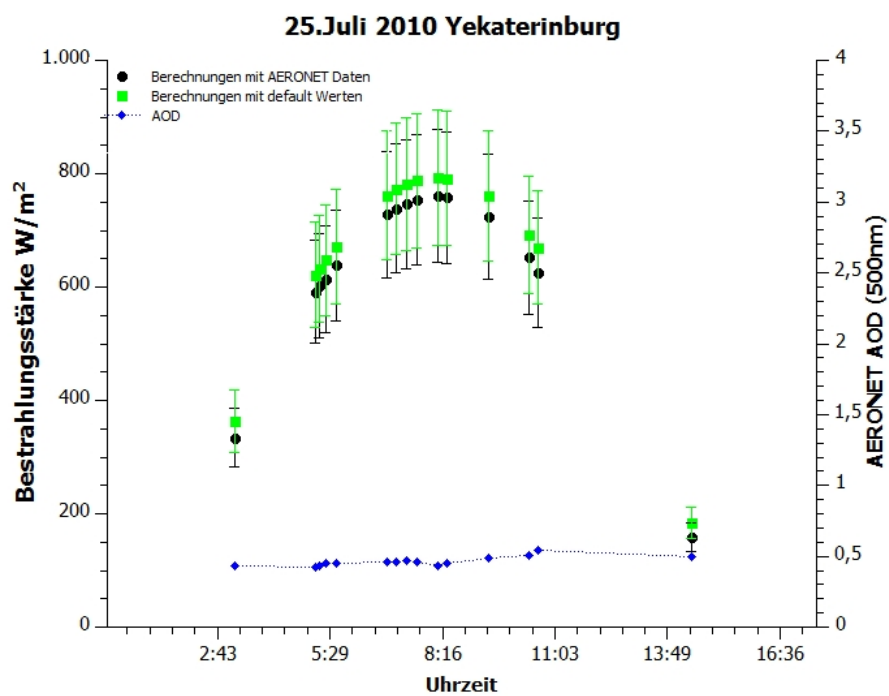
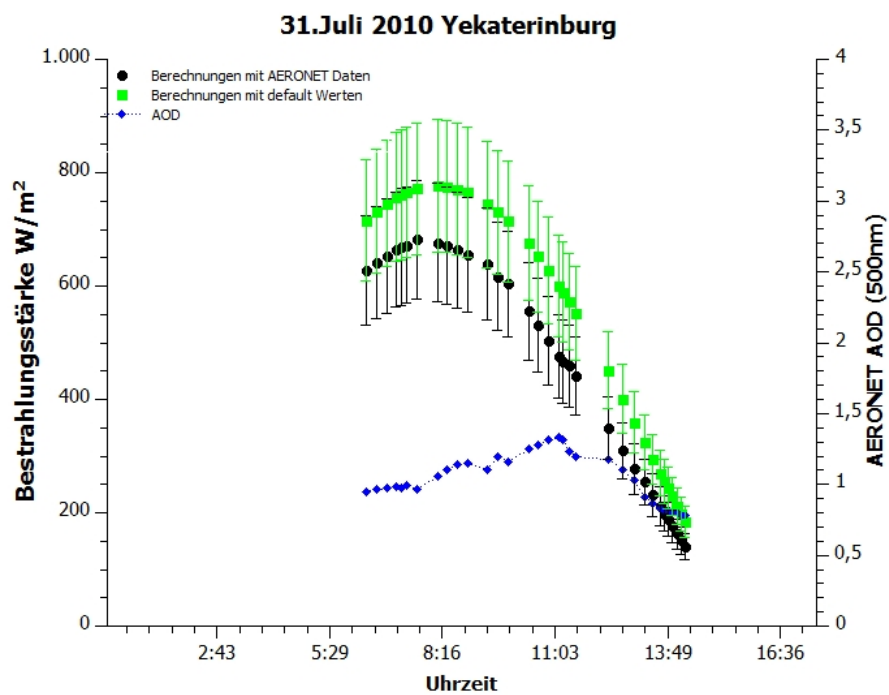
26.Juli 2010 Yekaterinburg

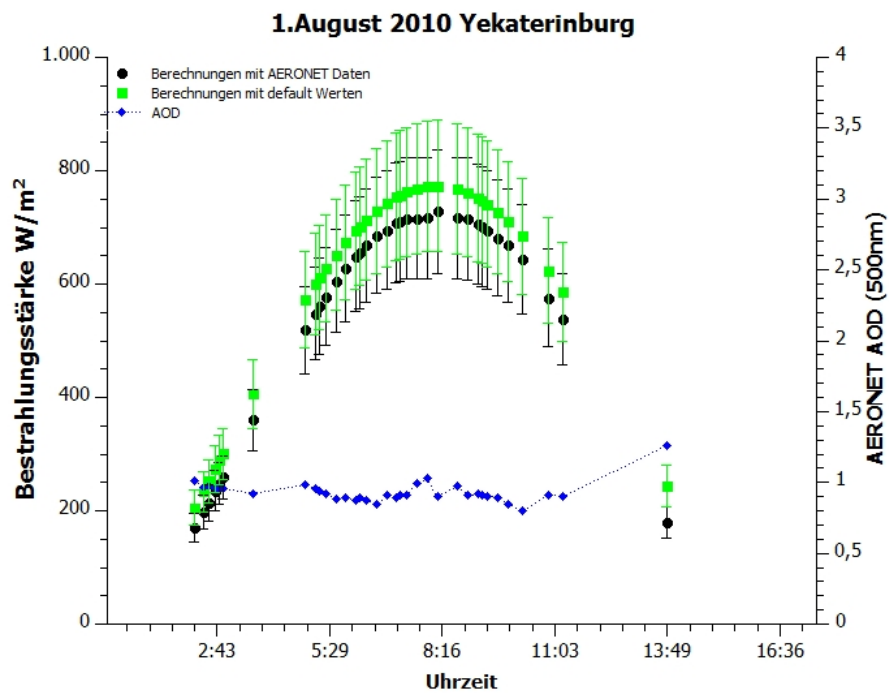
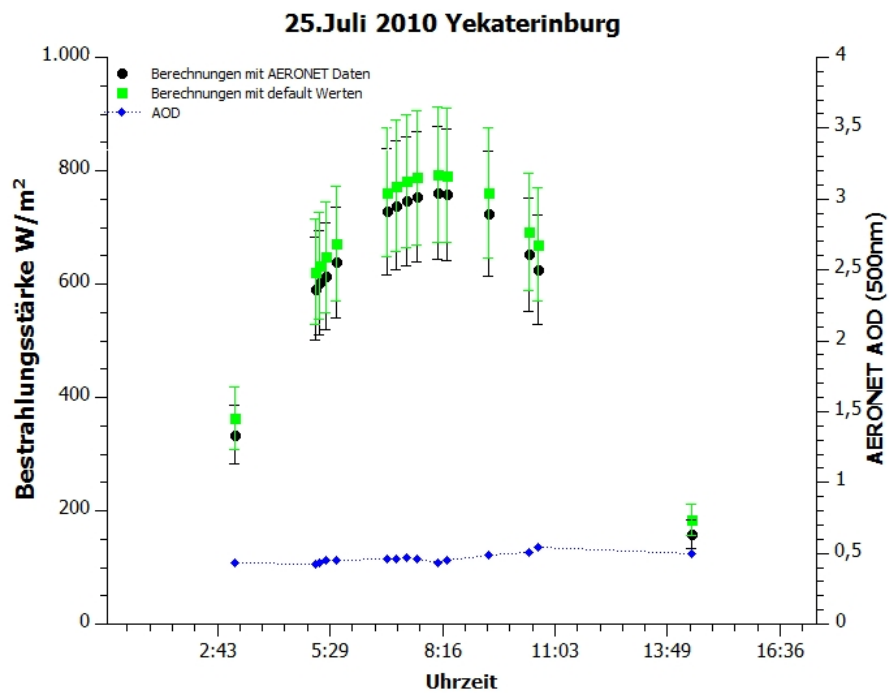


27.Juli 2010 Yekaterinburg

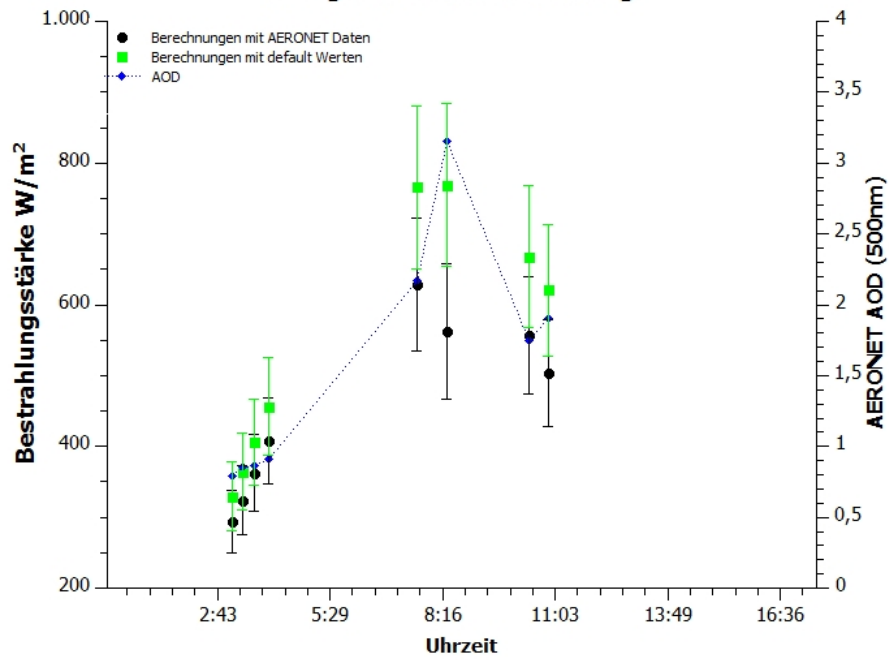




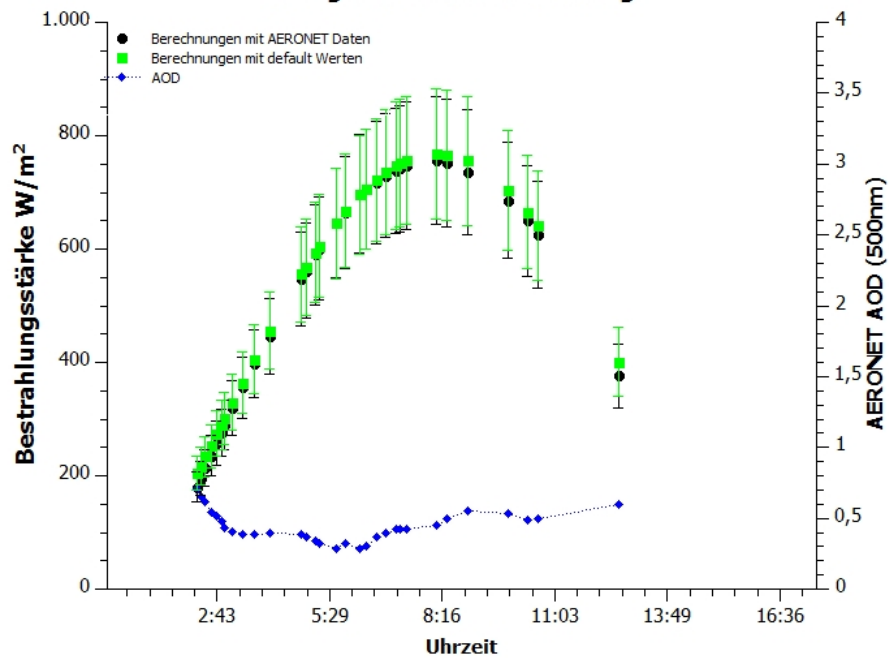




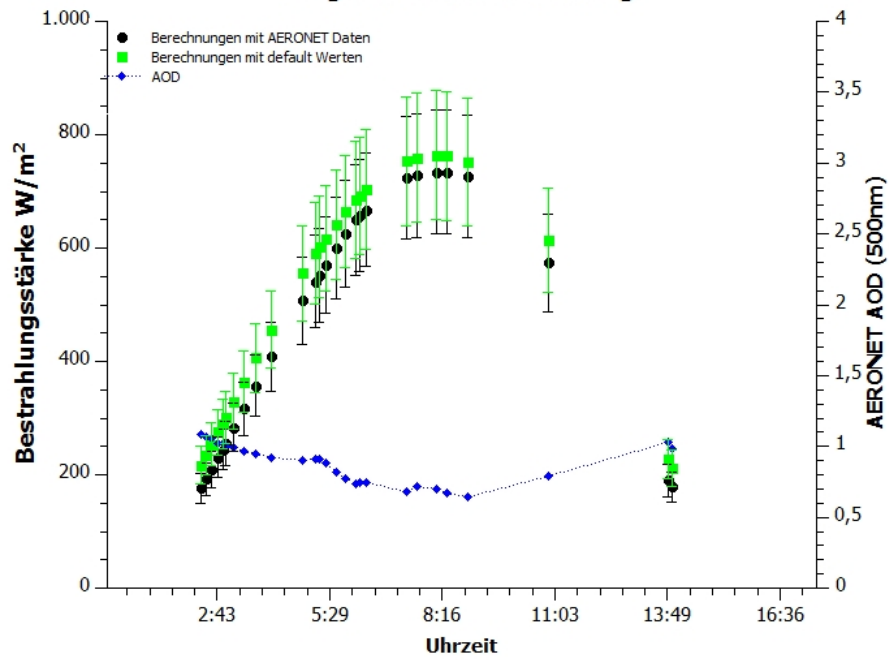
2.August 2010 Yekaterinburg



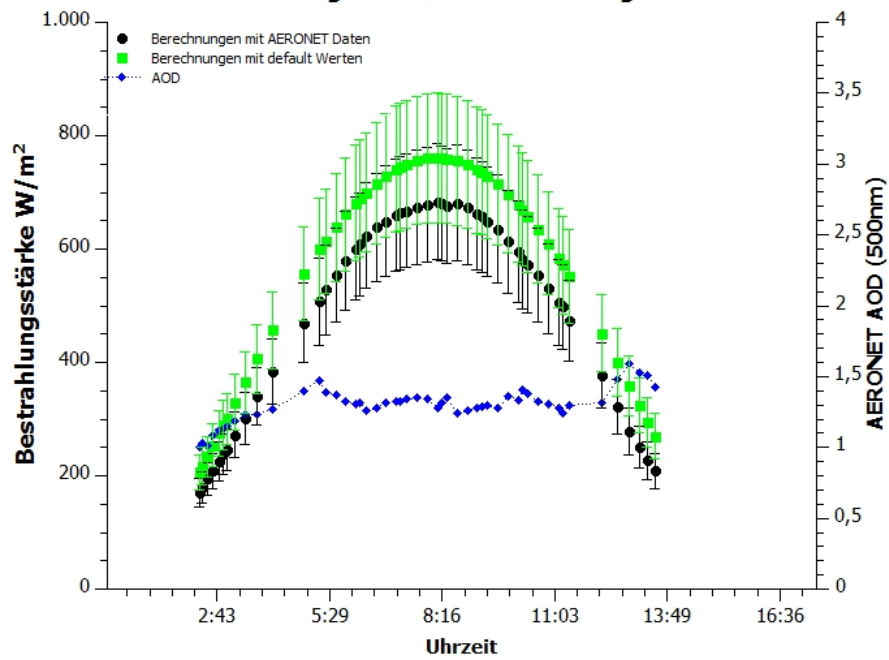
3.August 2010 Yekaterinburg



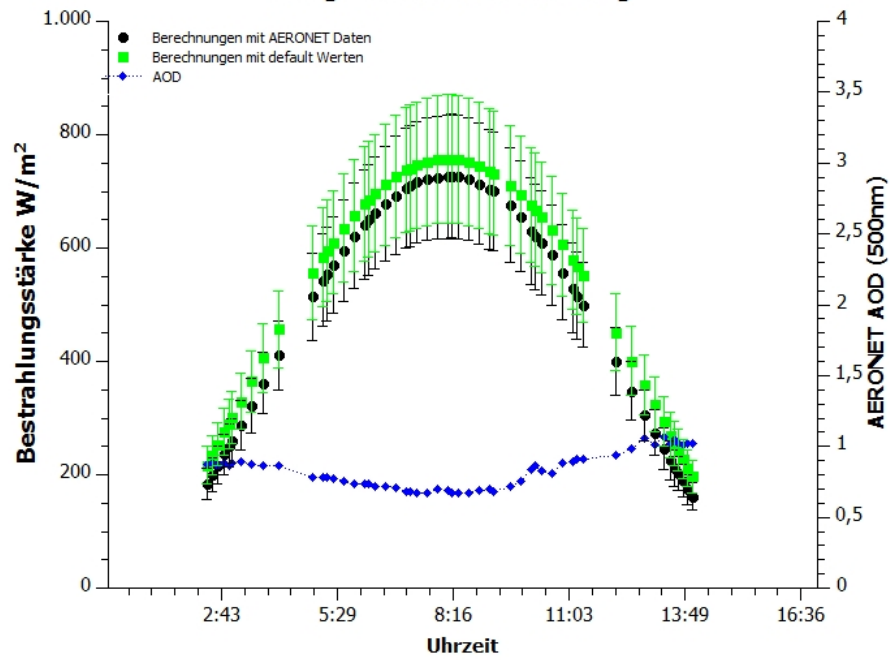
4. August 2010 Yekaterinburg



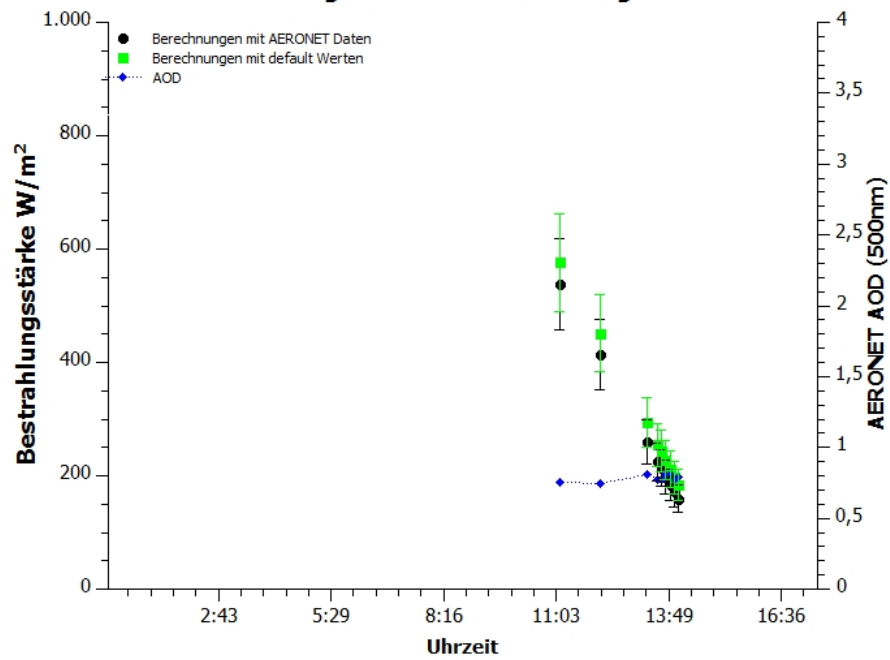
5. August 2010 Yekaterinburg

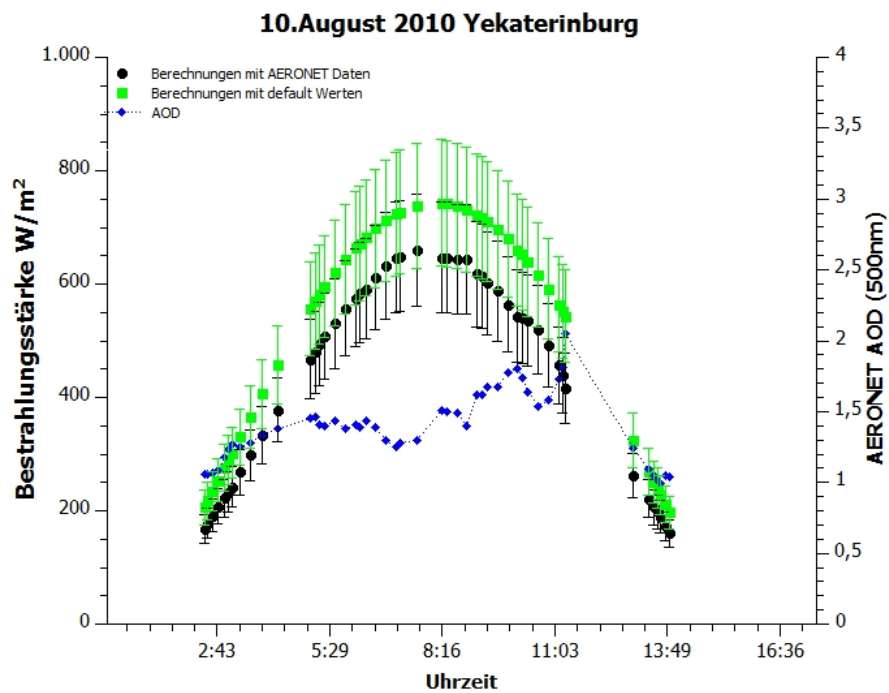
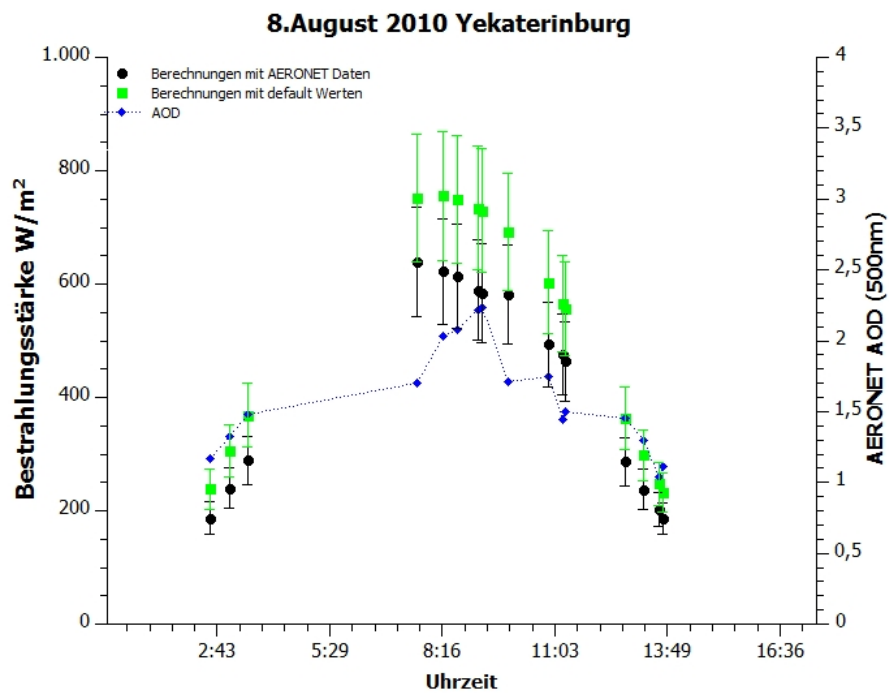


6.August 2010 Yekatarinburg

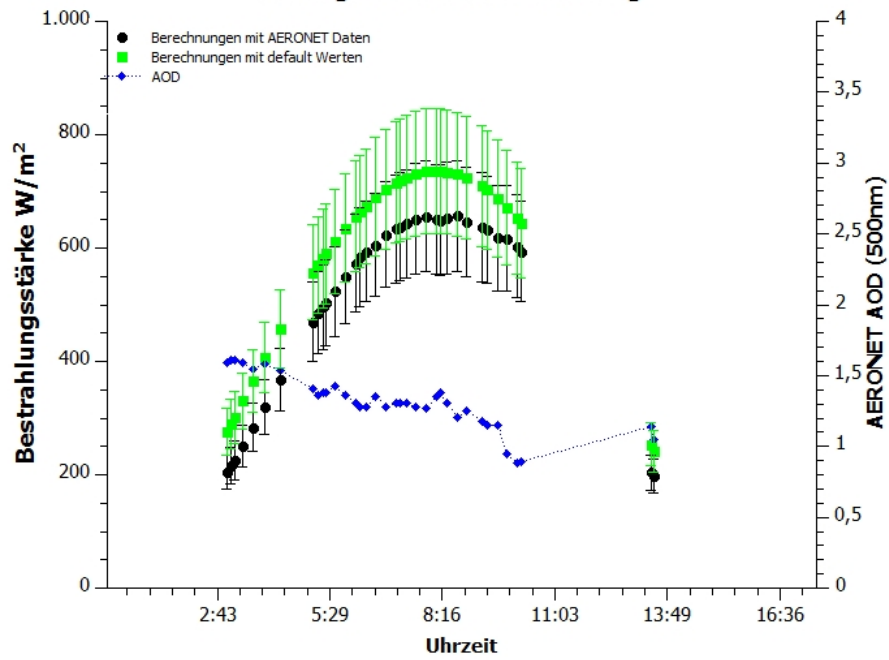


7.August 2010 Yekaterinburg

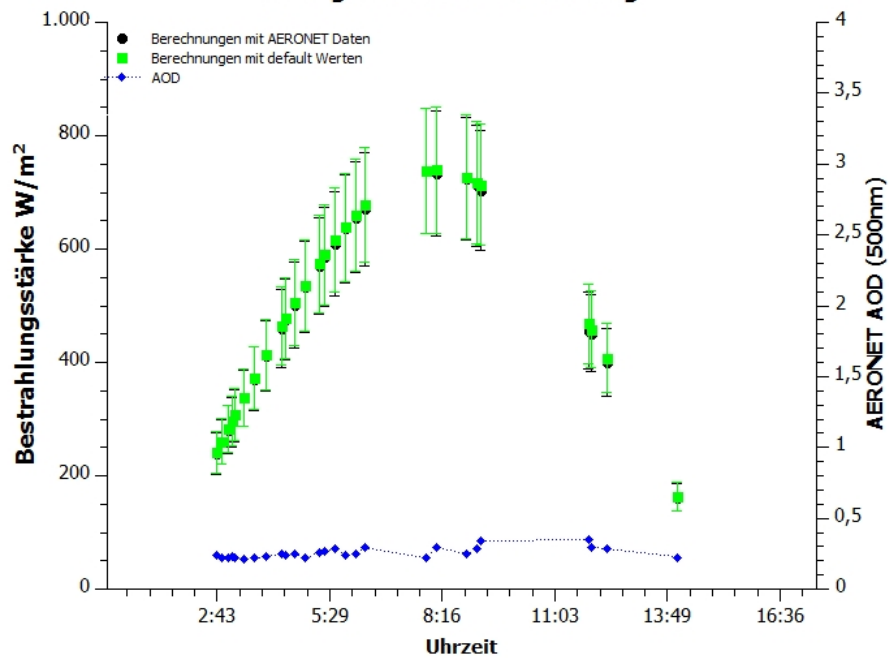




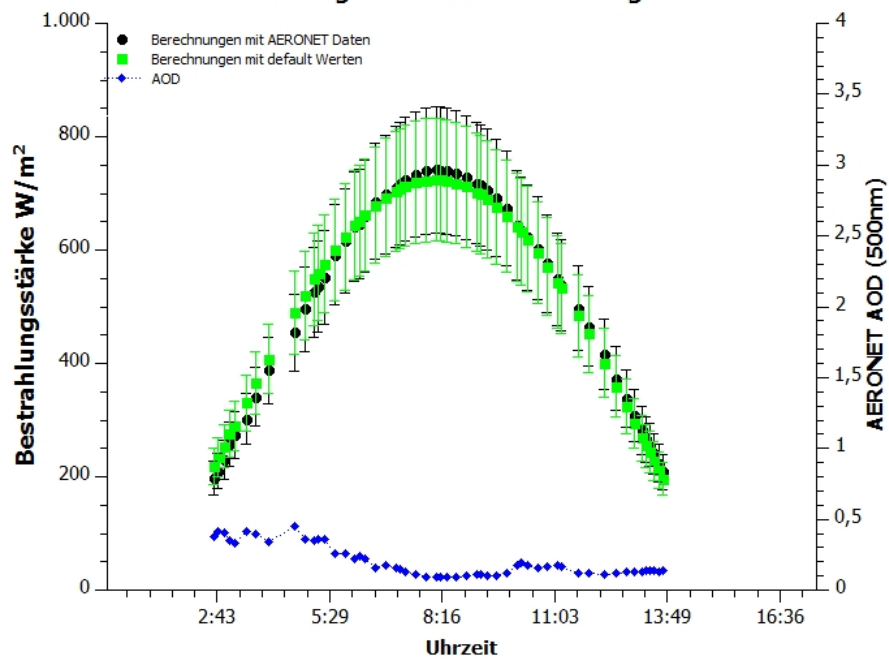
12.August 2010 Yekaterinburg



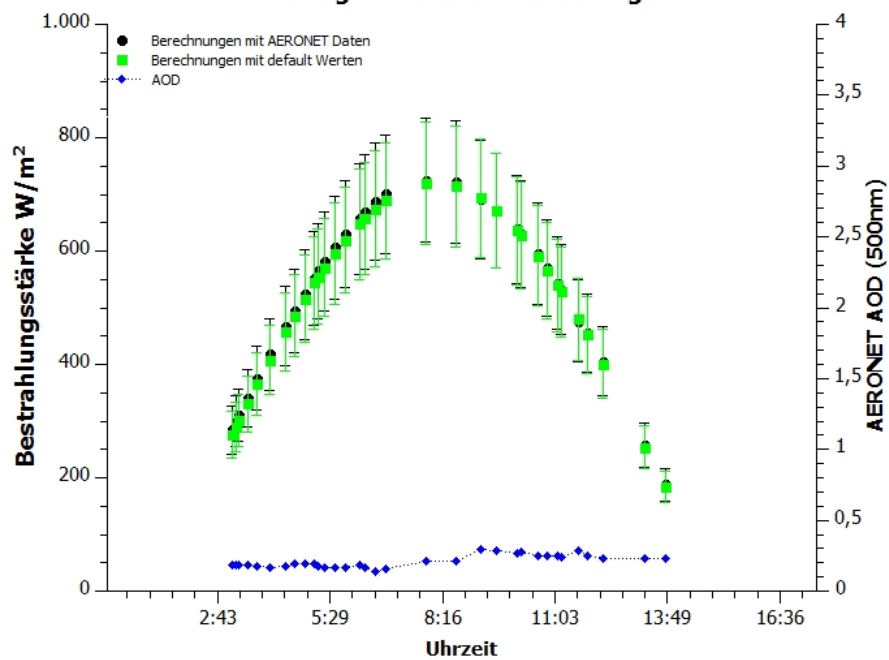
13.August 2010 Yekaterinburg

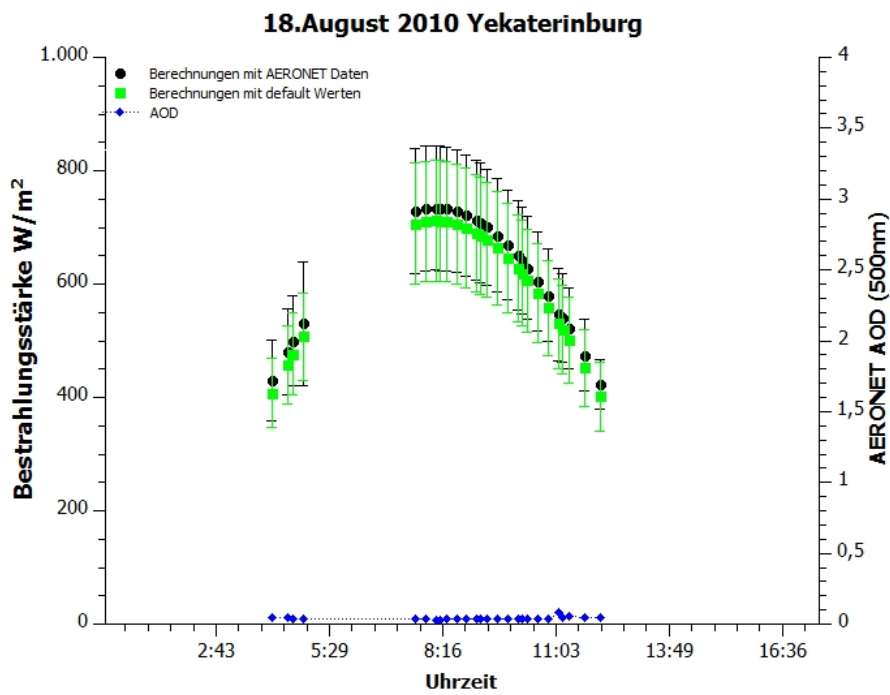
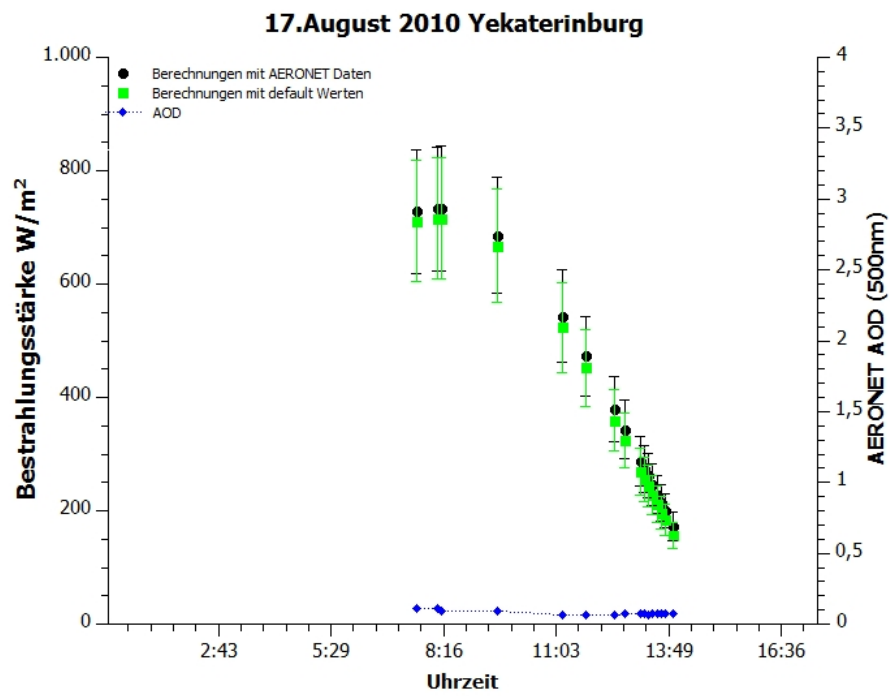


15.August 2010 Yekaterinburg

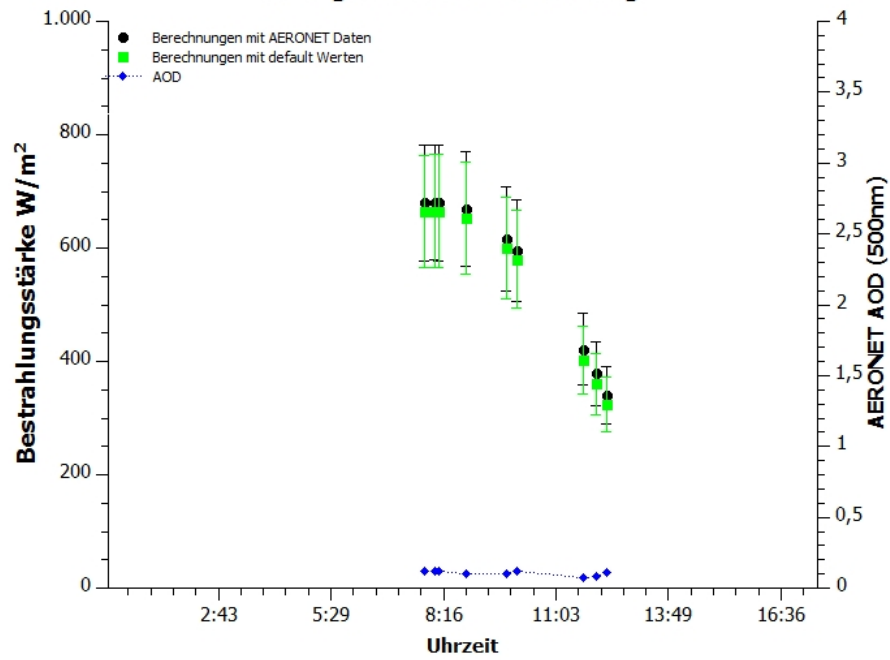


16.August 2010 Yekaterinburg

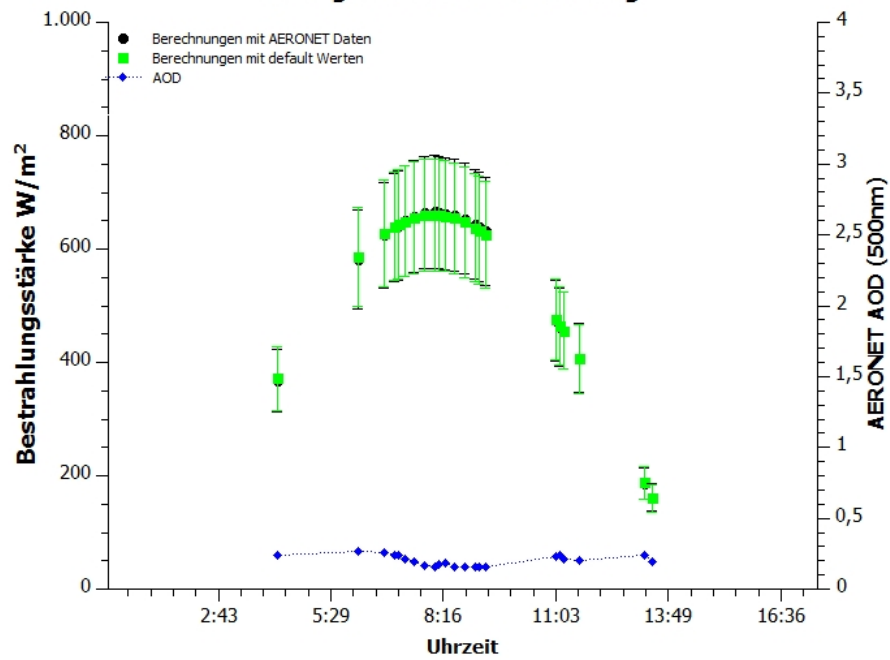




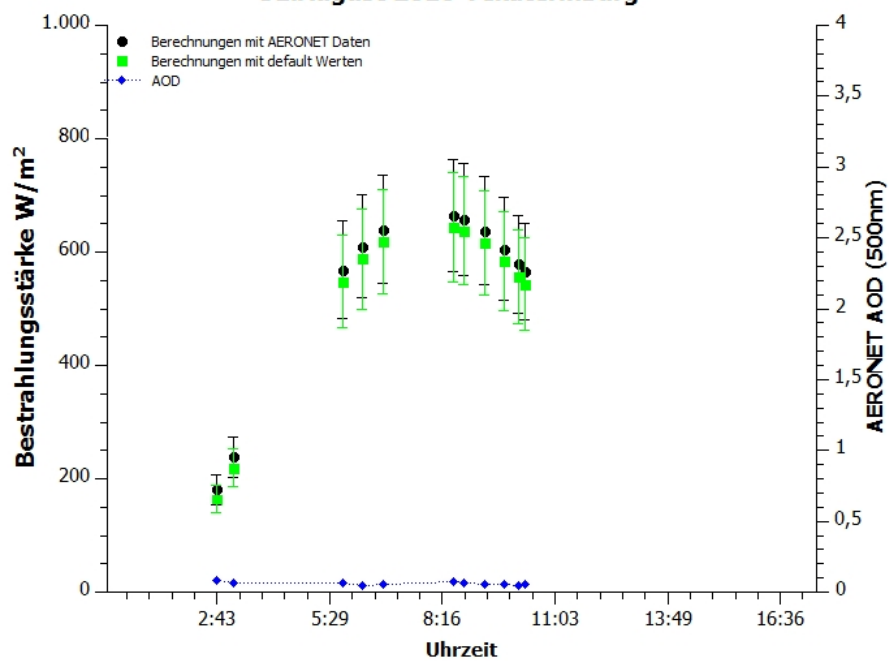
28.August 2010 Yekaterinburg



30.August 2010 Yekaterinburg



31.August 2010 Yekaterinburg



Literaturverzeichnis

- Ackerman, T.P. and Toon, O.B. Absorption of visible radiation in atmosphere containing mixtures of absorbing and nonabsorbing particles. *Applied Optics*, 20(20):3661–3667, 1981.
- Albrecht, B. Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness. *Science*, 245(4923): 1227–1230, 1989. doi: 10.1126/science.245.4923.1227.
- Anderson, G., Clough, S., Kneizys, F., Chetwynd, J., and Shettle, E. AFGL atmospheric constituent profiles (0-120 km). *Environmental Research Papers, Tech. Rep. AFGL-TR-86-0110, Air Force Geophysics. Laboratory. Optical Physics Division, Hanscom Air Force Base, Bedford, Mass.*, (954), May 1986.
- Angström, A. On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air. Published by: Blackwell Publishing on behalf of Swedish Society for Anthropology and Geography. *Geografiska Annaler*, 11:156–166, 1929. ISSN 16513215. doi: 10.2307/519399.
- Arola, A., Lindfors, A., Natunen, A., and Lehtinen, K.E.J. A case study on biomass burning aerosols: effects on aerosol optical properties and surface radiation levels. *Atmos. Chem. Phys.*, 7(16):4257–4266, 2007. doi: 10.5194/acp-7-4257-2007. URL www.atmos-chem-phys.net/7/4257/2007.
- Barriopedro, D., Fischer, E.M., Luterbacher, J., Trigo, R.M., and García-Herrera, R. The hot summer of 2010: Redrawing the temperature record map of Europe. *Science*, 332(6026):220–224, April 2011. doi: 10.1126/science.1201224.
- Bytnerowicz, A., Arbaugh, M., Riebau, A., and Andersen, C., editors. *Wildland Fires and Air Pollution. Developments in Environmental Science.*, volume 8, 2009. Amsterdam, The Netherlands: Elsevier.
- Chandrasekhar, S. *Radiative Transfer*. Oxford University Press, Oxford, 1950.
- Chubarova, N., Nezval', Ye., Sviridenkov, I., Smirnov, A., and Slutsker, I. Smoke aerosol and its radiative effects during extreme fire event over Central Russia in summer 2010. *Atmos.Meas.Tech.*, 5(3):557–568, March 2012. doi: 10.5194/amt-5-557-2012. URL www.atmos-meas-tech.net/5/557/2012.
- Chubarova, N. Y., Prilepsky, N.G., Rublev, A. N., and Riebau, A. R. A mega-fire event in Central Russia: Fire weather, radiative, and optical properties of the atmosphere, and consequences for subboreal forest plants. In Bytnerowicz, A. et al. (2009), pages 247–264.
- Dubovik, O., Smirnov, A., Holben, B. N., Eck, T. F., Slutsker, I., King, M. D., and Kaufman, Y. J. Accuracy assessments of aerosol optical properties retrieved from Aerosol Robotic Network (AERONET) Sun and sky radiance measurements. *J. Geophys. Res.*, 105(D8):9791–9806, April 2000. doi: 10.1029/2000JD900040.

- Dubuisson, P., Buriez, J.C., and Fouquart, Y. High spectral resolution solar radiative transfer in absorbing and scattering media: Application to the satellite simulation. *J. Quan. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 55(1):103–126, 1996.
- Fromm, M., Bevilacqua, R., Servranckx, R., Rosen, J., Thayer, J.P., Herman, J., and Larko, D. Pyro-cumulonimbus injection of smoke to the stratosphere: Observations and impact of a super blowup in northwestern Canada on 3–4 August 1998. *J. Geophys. Res.*, 110(D08205):16PP., 2005. doi: 10.1029/2004JD005350.
- Fromm, M., Lindsey, D.T., Servranckx, R., Yue, G., Trickl, T., Sica, R., Doucet, P., and Godin-Beekmann, S. The untold story of Pyrocumulonimbus. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(9):1193–1209, September 2010. URL <http://dx.doi.org/10.1175/2010BAMS3004.1>.
- García, O.E., Díaz, A.M., Expósito, F.J., Díaz, J.P., Dubovik, O., Dubuisson, P., Roger, J.-C., Eck, T.F., Sinyuk, A., Derimian, Y., Dutton, E.G., Schafer, J.S., Holben, B.N., and García, C.A. Validation of AERONET estimates of atmospheric solar fluxes and aerosol radiative forcing by ground-based broadband measurements. *J. Geophys. Res.*, 113(D21207):16 PP., 2008. doi: 10.1029/2008JD010211.
- García, O.E., Díaz, J.P., Expósito, F.J., Díaz, A.M., Dubovik, O., and Derimian, Y. Aerosol radiative forcing: AERONET-Based estimates. *InTech*, 2012. doi: 10.5772/32287.
- Gatebe, C.K., Varnai, T., Poudyal R., Ichoku, C., and King, M.D. Taking the pulse of pyrocumulus clouds. *Atmospheric Environment*, 52(0):121–130, January 2012. doi: 10.1016/j.atmosenv.2012.01.045.
- Hansen, J., Sato, M., and Ruedy, R. Radiative forcing and climate response. *J. Geophys. Res.*, 102(D6):6831–6864, 1997. doi: 10.1029/96JD03436.
- Hegner, H., Müller, G., Nespor, V., Ohmura, A., Steigrad, R., and Gilgen, H. World Climate Research Program WCRP(WMO/ICSU/IOC) Baseline Surface Radiation Network (BSRN) Update of the technical plan for BSRN Data Management World Radiation Monitoring Center (WRMC) Technical Report 2. Version 1.0. Insitute of Geography ETH Zurich, Switzerland. *WMO/TD, WCRP/WMO*, (882), October 1998. URL http://www.bsrn.awi.de/fileadmin/user_upload/Home/Publications/Hegner.pdf.
- Hinds, W.C. *Aerosol Technology. Properties, Behavior, and Measurement of Airborne Particles*. Wiley-Interscience Publication. John Wiley & Sons INC., 2 edition, 1999.
- Holben, B. N., Eck, T. F., Slutsker, I., Tanré, D., Buis, J.P., Setzer, A., Vermote, E., Reagan, J. A., Kaufman, Y. J., Nakajima, T., Lavenue, F., Jankowiak, I., and Smirnov, A. AERONET—A federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Remote Sensing of Environment*, 66(1):1–16, October 1998. ISSN 0034-4257. doi: 10.1016/S0034-4257(98)00031-5.

- Isaev, A.S., Korovin, G.N., Bartalev, S.A., Ershov, D.V., Janetos, A., Kasischke, E.S., Shugart, H.H., French, N.H.F., Orlick, B.E., and Murphy, T.L. Using remote sensing to assess russian forest fire carbon emissions. *Climatic Change*, 55:235–249, 2002. doi: 10.1023/A:1020221123884.
- Kato, S., Ackerman, T.P., Mather, J.H., and Clothiaux, E.E. The k-distribution method and correlated-k approximation for a shortwave radiative transfer model. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 62:109–121, 1999.
- Kaufman, Y.J. and Nakajima, T. Effekt of amazon smoke on cloud microphysics and albedo - Analyses from satellite imagery. *J. Appl. Meteorol.*, 32(4):729–744, 1993.
- Kaufman, Y.J. and Sendra C. Algorithm for automatic atmospheric corrections to visible and near-IR satellite imagery. *Int. J. Remote Sensing*, 9(8):1357–1381, 1988. doi: 10.1080/01431168808954942. URL <http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/01431168808954942>.
- Kaufman, Y.J., Tanré D., Remer L.A., Vermote, E.F., Chu, A., and Holben, B.N. Operational remote sensing of tropospheric aerosol over land from EOS moderate resolution imaging spectroradiometer. *J. Geophys. Res.*, 102(D14):17051–17067, July 1997. doi: 10.1029/96JD03988.
- King, M. D., Kaufman, Y.J., Menzel, W.P., and Tanré, D. Remote sensing of cloud, aerosol, and water vapor properties from the moderate resolution imaging spectrometer (modis). *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 30(1), January 1992.
- Konovalov, I. B., Beekmann, M., Kuznetsova, I. N., Yurova, A., and Zvyagintsev, A.M. Atmospheric impacts of the 2010 Russian wildfires: integrating modelling and measurements of an extreme air pollution episode in the Moscow region. *Atmos. Chem. Phys.*, 11:10031–10056, 2011. doi: 10.5194/acp-11-10031-2011. URL www.atmos-chem-phys.net/11/10031/2011/.
- Lean J. and Warrilow, A. Simulation of the redonal climatic impact of Amazon deforestation. *Nature*, 342:411–413, 1989. doi: 10.1038/342411a0.
- Levine, J.S., editor. *Global Biomass Burning. Atmospheric, Climatic, and Biospheric Implications*, 1991. The MIT Press Cambridge, Massachusetts, London, England.
- Levine, J.S., editor. *Biomass Burning and Global Change*, volume 1,2, 1996. The MIT Press Cambridge, Massachusetts, London, England.
- Levy, R. C., Remer, L.A., and Dubovik, O. Global aerosol optical properties and application to Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer aerosol retrieval over land. *J. Geophys. Res.*, 112(D13210), 2007. doi: 10.1029/2006JD007815.
- Levy, R. C., Remer, L. A., Tanré, D., Mattoo, S., and Kaufman, Y. J. Algorithm for remote sensing of tropospheric aerosol over dark targets from

- MODIS: Collections 005 and 051: Revision2. February 2009. URL http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/MOD04_L2/atbd.html.
- Liou, K.N. *An Introduction to Atmospheric Radiation*. Elsevier, 2 edition, 2002.
- Liu, J., Schaaf, C., Strahler, A., Jiao, Z., Shuai, Y., Zhang, Q., Roman, M., Augustine, J.A., and Dutton, E.G. Validation of Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) albedo retrieval algorithm: Dependence of albedo on solar zenith angle. *J. Geophys. Res.*, 114(D01106), 2009. doi: 10.1029/2008JD009969.
- Lohmann, U. and Feichter, J. Can the direct and semi-direct aerosol effect compete with the indirect effect on a global scale? *Geophys. Res. Lett.*, 28(1):159–161, January 2001. doi: 10.1029/2000GL012051.
- Lucht, W. and Roujean, J.L. Considerations in the parametric modeling of BRDF and albedo from multiangular satellite sensor observations. *Remote Sensing Reviews*, 18 (2-4):343–379, 2000. doi: 10.1080/02757250009532395.
- Martins, J.V., Artaxo, P., Liousse, C., Reid, J.S., Hobbs, P.V., and Kaufman, Y.J. Effects of black carbon content, particle size, and mixing on light absorption by aerosols from biomass burning in Brazil. *J. Geophys. Res.*, 103(D24):32041–32050, Dezember 1998. doi: 10.1029/98JD025938.
- Mayer, B. and Kylling, A. Technical note: The libradtran software package for radiative transfer calculations - description and examples of use. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5(7):1855–1877, 2005. doi: 10.5194/acp-5-1855-2005. URL <http://www.atmos-chem-phys.net/5/1855/2005/>.
- Mayer, B., Kylling, A., Emde, C., Hamann, U., and Buras, R. libradtran user’s guide. Edition for libradtran version 1.6-beta. March 2011.
- Mazurek, M.A., CoferIII, W.R., and Levine, J.S. Carbonaceous aerosols from prescribed burning of a boreal forest ecosystem. In Levine, J.S. (1991), pages 258–263.
- Mei, L., Xue, Y., de Leeuw, G., Guang, J., Wang, Y., Li, Y., Xu, H., Yang, L., Hou, T., He, X., Wu, C., Dong, J., and Chen, Z. Integration of remote sensing data and surface observations to estimate the impact of the Russian wildfires over Europe and Asia during August 2010. *Biogeosciences*, 8(12):3771–3791, 2011. doi: 10.5194/bg-8-3771-2011. URL <http://www.biogeosciences.net/8/3771/2011/>.
- Mie, G. Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen. *Ann. Phys.*, 330:377–445, 1908. doi: 10.1002/andp.19083300302.
- Ohmura, A., Gilgen, H., Hegner, H., Müller, G., Wild, M., Dutton, E.G., Forgan, B., Fröhlich, C., Philipona, R., Heimo, A., König-Langlo, G., McArthur, B., Pinker, R., Whitlock, C.H., and Dehne, K. Baseline Surface Radiation Network (BSRN/WCRP): New precision radiometry for climate research. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79:2115–2136, October 1998.

- Remer, L.A. and Kaufman, Y.J. Dynamic aerosol model: Urban/Industrial aerosol. *J. Geophys. Res.*, 103(D12):13859–13871, 1998. doi: 10.1029/98JD00994.
- Remer, L.A., Kaufman, Y.J., and Holben, B.N. The size distribution of ambient aerosol particles: Smoke versus Urban/Industrial aerosol. In Levine, J.S. (1996).
- Robock, A. Surface cooling due to smoke from biomass burning. In Levine, J.S. (1991), pages 463–476.
- Robock, A. Enhancement of surface cooling due to forest fire smoke. *Science*, 242:911–913, November 1988.
- Roger, J.C., Mallet, M., Dubuisson, P., Cachier, H., Vermote, E., Dubovik, O., and Despi-
au, S. A synergetic approach for estimating the local direct aerosol forcing: Application
to an urban zone during the Expérience sur Site pour Contraindre les Modèles de Pol-
lution et de Transport d’Emission (ESCOMPTE) experiment. *J. Geophys. Res.*, 111
(D13208):9 PP., 2006. doi: 10.1029/2005JD006361.
- Russell, P. B., Livingston, J.M., Dutton, E.G., Pueschel, R.F., Reagan, J.A., DeFoor,
T.E., Box, M.A., Allen, D., Pilewskie, P., Herman, B.M., Kinne, S.A., and Hofmann,
D.J. Pinatubo and pre- Pinatubo optical depth spectra: Mauna Loa measurements,
comparisons, inferred particle size distributions, radiative effects and relationship to
lidar data. *J. Geophys. Res.*, 98(D12):22969–22985, 1993. doi: 10.1029/93JD02308.
- Schwartz, S.E. The Whitehouse effect - Shortwave radiative forcing of climate by anthro-
pogenic aerosols: An overview. *J. Aerosol Sci.*, 27(3):359–382, 1996.
- Shettle, E.P. Models of aerosols, clouds and precipitation for atmospheric propagation
studies, paper presented at conference on atmospheric propagation in the UV, visible,
IR and MM-region and related system aspects, NATO Adv. Group for Aerosp. Res.
and Devl, 1989, Copenhagen.
- Shettle, E.P. and Fenn, R.W. Models for the aerosol of the lower atmosphere and the
effect of humidity variations on their optical properties, AFGL-TR790214, Opt. Phys.
Div., Air Force Geophys. Lab., Hanscom Air Force Base, Mass.
- Shukla, J., Nobre, C.A., and Sellers, P. Amazon deforestation and climatic change.
Science, 247(4948):1322–1325, March 1990. doi: 10.1126/science.247.4948.1322.
- Smirnov, A., Holben, B.N., Eck, T.F., Dubovik, O., and Slutsker, I. Cloud-screening and
quality control algorithms for the AERONET database. *Remote Sensing Environment*,
73(3):337–349, 2000.
- Stamnes, K., Tsay, S.C., Wiscombe, W., and Jayaweera, K. Numerically stable algorithm
for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting laye-
red media. *Appl. Optics*, 27(12):2502–2509, 1988.

- Stamnes, K., Slusser, J., and Bowen, M. Derivation of total ozone abundance and cloud effects from spectral irradiance measurements. *Appl. Optics*, 30:4418–4426, 1991.
- Stamnes, K., Tsay, S.-C., and Laszlo, I. DISORT, a general-purpose Fortran program for Discrete-Ordinate-Method radiative transfer in scattering and emitting layered media: Documentation of methodology(version 1.1, mar 2000). Tech. rep., Dept. of Physics and Engineering Physics, Stevens Institute of Technology, Hoboken, NJ 07030, 2000.
- ten Brink, H., Maenhaut, W., Hitzenberger, R., Gnauk, T., Spindler, G., Even, A., Chi, X., Bauer, H., Puxbaum, H., Jean-Philippe Putaud, J.-P., Tursic, J., and Berner, A. INTERCOMP2000: The comparability of methods in use in Europe for measuring the carbon content of aerosol. *Atmospheric Environment*, 38(38):6507–6519, 2004.
- Turco, R.P., Toon, O.B., Ackerman, T.P., Pollack, J.B., and Sagan, C. Climate and smoke: an appraisal of nuclear winter. *Science*, 247(4939):166–176, January 1990. doi: 10.1126/science.11538069.
- Twomey, S.A. Aerosols, clouds and radiation. *Atmos. Environ. Part A. General Topics*, 25(11):2435–2442, 1991. ISSN 0960-1686. doi: 10.1016/0960-1686(91)90159-5.
- Vasquez, T. The russian inferno of 2010. *Weatherwise*, 64(2):20–25, 2011.
- Witte, J.C., Douglass, A.R., da Silva, A., Torres, O., Levy, R.C., and Duncan, B.N. NASA A-Train and Terra observations of the 2010 Russian wildfires. *Atmos. Chem. Phys.*, 11(17):9287–9301, 2011. doi: 10.5194/acp-11-9287-2011. URL www.atmos-chem-phys.net/11/9287/2011/.
- Yurganov, L., Rakitin, V., Dzhola, A., August, T., Fokeeva, E., Gorchakov, G., Grechko, E., Hannon, S., Karpov, A., Ott, L., Semutnikova, E. and Shumsky, R., and Strow, L. Satellite- and ground-based CO total column observations over 2010 Russian fires: accuracy of top-down estimates based on thermal ir satellite data. *Atmos. Chem. Phys.*, 11(15):7925–7942, 2011. doi: 10.5194/acp-11-7925-2011. URL <http://www.atmos-chem-phys.net/11/7925/2011/>.
- Zhang, Y.H., Wooster, M.J., Tutubalina, O., and Perry, G.L.W. Monthly burned area and forest fire carbon emission estimates for the Russian Federation from SPOT VGT. *Remote Sensing of Environment*, 87(1):1–15, 2003. ISSN 0034-4257. doi: 10.1016/S0034-4257(03)00141-X.
- Zhu, L., Martins, J.V., and Remer, L.A. Biomass burning aerosol absorption measurements with MODIS using the critical reflectance method. *J. Geophys. Res.*, 116(D07207), 2011. doi: 10.1029/2010JD015187.

Abbildungsverzeichnis

1	Bild (Satellit AQUA) vom 29.Juli (10:00) (NASA/GSFC, Rapid Response)	1
2	Messprinzip eines Satelliten nach Liou (2002)	8
3	Großwetterlage am 28.Juli 2010 (www.wetterzentrale.de)	14
4	Verlauf der PM_{10} Konzentration nach Konovalov et al. (2011)	15
5	Verlauf der CO Konzentration nach Konovalov et al. (2011)	16
6	Verlauf der Ozon Konzentration nach Konovalov et al. (2011)	16
7	Verlauf der Temperatur und Niederschlagsmenge in Moskau nach Chubarova et al. (2012)	17
8	Tagesgang der AOD bei 500nm und Abschwächung der Bestrahlungsstärken am 7.August nach Chubarova et al. (2012)	18
9	Bodenstationen (Die topographische Karte für die Darstellung der Lage der Bodenstationen stammt von http://www.weltkarte.com/russland/russland/karte-topographie-russland.htm)	20
10	Typisches Inputfile für die Modellberechnungen	24
11	Geometrie des MOD43C3 SDS Sheets	33
12	Rechteck aus Pixel, aus dem MOD43C3 SDS Sheet	33
13	OMI-SSA Werte nach Witte et al. (2011)	39
14	Vergleich der AOD bei 500nm zwischen MODIS und AERONET in Yekaterinburg	42
15	Vergleich der AOD bei 500nm zwischen MODIS und AERONET in Moskau	43
16	Vergleich der AOD bei 500nm zwischen MODIS und AERONET in Toravere	43
17	Vergleich zwischen Modellberechnungen und Modellberechnungen von AERONET (Toravere)	44
18	Vergleich zwischen Modellberechnungen und Modellberechnungen von AERONET (Moskau)	45
19	Vergleich zwischen Modellberechnungen und Modellberechnungen von AERONET (Yekaterinburg)	46
20	Verlauf der AOD bei 500nm in Xiang-He im Juni 2008	47
21	Bestrahlungsstärken am 13. Juni XiangHe	48
22	Bestrahlungsstärken am 19.Juni 2008 XiangHe	49
23	Bestrahlungsstärken am 20.Juni 2008 XiangHe	50
24	Vergleich zwischen Modellberechnungen und BSRN Daten	50
25	Bestrahlungsstärken am 6.Juli 2010 Toravere (Kombinationsmethode)	52
26	Bestrahlungsstärken am 28.Juli 2010 Toravere (Kombinationsmethode)	52
27	Bestrahlungsstärken am 8.August 2010 Toravere (Kombinationsmethode)	53
28	Vergleich zwischen Modellberechnungen und BSRN Daten	54
29	Verlauf der AOD bei 500nm in Toravere in den Jahren 2007-2010	57
30	Bestrahlungsstärken am 22.Juli 2010 Toravere	58
31	Bestrahlungsstärken am 7.August 2010 Toravere	59
32	Bestrahlungsstärken am 8.August 2010 Toravere	60
33	Bestrahlungsstärken am 17.August 2010 Toravere	61

34	Verlauf der AOD in den Jahren 2007-2011	62
35	Bestrahlungsstärken am 5.Juli 2010 Moskau	63
36	Bestrahlungsstärken am 22.Juli 2010 Moskau	64
37	Bestrahlungsstärken am 3.August 2010 Moskau	64
38	Bestrahlungsstärken am 6.August 2010 Moskau	65
39	Bestrahlungsstärken am 7.August 2010 Moskau	66
40	Bestrahlungsstärken am 8.August 2010 Moskau	67
41	Verlauf der AOD in den Jahren 2007–2010	67
42	Bestrahlungsstärken am 6.Juli 2010 Yekaterinburg	68
43	Bestrahlungsstärken am 31.Juli 2010 Yekaterinburg	69
44	Bestrahlungsstärken am 2.August 2010 Yekaterinburg	69
45	Kennzeichnung der Orte in den Karten	70
46	Bild des Satelliten TERRA am 14.Juli um 8:55 (Echtfarbenbild stammt von NASA/GSFC, Rapid Response)	71
47	Bedeckung durch Wolken am 14.Juli um 8:55 (Echtfarbenbild stammt von NASA/GSFC, Rapid Response)	72
48	Aerosoltypen am 14.Juli um 8:55 (Echtfarbenbild stammt von NASA/GSFC, Rapid Response)	73
49	AOD bei 550nm am 14. Juli um 8:55 (Echtfarbenbild stammt von NA- SA/GSFC, Rapid Response)	73
50	Bestrahlungsstärken in W/m^2 am 14.Juli um 8:55	74
51	Bild des Satelliten AQUA am 29.Juli um 10:00 (Echtfarbenbild stammt von NASA/GSFC, Rapid Response)	75
52	Bedeckung durch Wolken am 29.Juli um 10:00 (Echtfarbenbild stammt von NASA/GSFC, Rapid Response)	76
53	Aerosoltypen am 29.Juli um 10:00 (Echtfarbenbild stammt von NASA/GSFC, Rapid Response)	76
54	AOD bei 550nm am 29.Juli um 10:00 (Echtfarbenbild stammt von NA- SA/GSFC, Rapid Response)	77
55	Bestrahlungsstärken in W/m^2 am 29.Juli um 10:00	78
56	Bild Satelliten TERRA am 4. August um 7:35 (Echtfarbenbild stammt von NASA/GSFC, Rapid Response)	78
57	Bedeckung durch Wolken am 4.August um 7:35 (Echtfarbenbild stammt von NASA/GSFC, Rapid Response)	79
58	Aerosltypen am 4.August um 7:35 (Echtfarbenbild stammt von NASA/GSFC, Rapid Response)	79
59	AOD bei 550nm am 4.August um 7:35 (Echtfarbenbild stammt von NA- SA/GSFC, Rapid Response)	80
60	Bestrahlungsstärken in W/m^2 am 4.August um 7:35	81
61	Bild des Satelliten TERRA am 8.August um 8:50 (Echtfarbenbild stammt von NASA/GSFC, Rapid Response)	82
62	Bedeckung durch Wolken am 8.August um 8:50 (Echtfarbenbild stammt von NASA/GSFC, Rapid Response)	82

63	Aerosoltypen am 8.August um 8:50 (Echtfarbenbild stammt von NASA/GSFC, Rapid Response)	83
64	AOD bei 550nm am 8.August um 8:50 (Echtfarbenbild stammt von NASA/GSFC, Rapid Response)	83
65	Bestrahlungsstärke in W/m^2 am 8.August um 8:50	84

Tabellenverzeichnis

1	Werte der SSA von AERONET (2010)	27
2	Albedowerte AERONET (2010)	28
3	MODIS Aerosol Modelle nach Levy et al. (2009)	31
4	SSA Werte der MODIS Aerosoltypen für die Modellberechnungen (Levy et al., 2009 und Levy et al., 2007)	32
5	Albedowerte für die Pixelberechnungen bei den MOD43C3	34
6	Drei-Jahresmittelwerte AOD Toravere	35
7	Drei-Jahresmittelwerte der AOD in Moskau	35
8	Drei-Jahresmittelwerte der AOD in Yekaterinburg	36
9	Ungenauigkeit der AERONET SSA Werte nach Dubovik et al. (2000) . .	37
10	Verschiedene Kombinationen für die Berechnungen	40
11	Pixelberechnungen für Toravere	55
12	Pixelberechnungen für Moskau	56
13	Pixelberechnungen für Yekaterinburg	56

Liste der erwähnten Internetadressen

1. <http://lance-modis.eosdis.nasa.gov/cgi-bin/imagery/single.cgi?granule=A102101000>
(RGB Bild Satellit Aqua vom 29.Juli 2010 (10:00)) (Zugriffsdatum: April 2012)
2. <http://earthdata.nasa.gov/data/near-real-time-data/rapid-response>
(Informationen über die Rapid Response Imagery des EOS Programms der NASA)
(Zugriffsdatum: Juni 2012)
3. <http://lance-modis.eosdis.nasa.gov/cgi-bin/imagery/single.cgi?granule=T101950855>
(Echtfarbenbild, das vom Satelliten TERRA am 14.Juli 2010 um 8:55 gemacht wurde)
(Zugriffsdatum: Juli2012)
4. <http://lance-modis.eosdis.nasa.gov/cgi-bin/imagery/single.cgi?granule=A102101000>
(Echtfarbenbild, das vom Satelliten AQUA am 29.Juli 2010 um 10:00 gemacht wurde)
(Zugriffsdatum: Juli2012)
5. <http://lance-modis.eosdis.nasa.gov/cgi-bin/imagery/single.cgi?granule=T102160735>
(Echtfarbenbild, das vom Satelliten TERRA am 4.August 2010 um 7:35 gemacht wurde)
(Zugriffsdatum: Juli2012)
6. <http://lance-modis.eosdis.nasa.gov/cgi-bin/imagery/single.cgi?granule=T102200850>
(Echtfarbenbild, das vom Satelliten TERRA am 8.August 2010 um 8:50 gemacht wurde)
(Zugriffsdatum: Juli2012)
7. <http://www.weltkarte.com/russland/russland/karte-topographie-russland.htm>
(Seite, von der die topographische Karte zur Darstellung der Lage der AERONET Stationen stammt) (Zugriffsdatum : April 2012)
8. www.wetterzentrale.de
(Seite von der die Wetterkarte stammt.) (Zugriffsdatum: April 2012)
9. www.mosecom.ru
(Offizielle Homepage der Moskau State Environmental Institution "Mosecomonitoring")
(Zugriffsdatum: April 2012)
10. <http://www.libradtran.org/doku.php>
(Offizielle Homepage LibRadtran) (Zugriffsdatum: September 2011)
11. <http://www.bsrn.awi.de/>
(Offizielle Homepage BSRN) (Zugriffsdatum: Oktober 2011)
12. http://wiki.pangaea.de/wiki/BSRN_Toolbox
(Informationen zur BSRN Toolbox mit Erklärungen)(Zugriffsdatum: Juni 2012)
13. <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>
(Offizielle Homepage von AERONET)(Zugriffsdatum: Juli 2011)
14. http://aeronet.gsfc.nasa.gov/new_web/Documents/Inversion_products_V2.pdf
(AEROSOL ROBOTIC NETWORK (AERONET) DOCUMENT. AERONET Inversion Products.Version 2 Inversion Product Description, Informationen zu den Neuerungen im Version 2 Inversionsalgorithmus) (Zugriffsdatum: April 2012)
15. http://badc.nerc.ac.uk/data/cardington/instr_v7/pyranometer.htm
(Bedienungsanleitung für die Pyranometer von Kipp & Zonen, der CMA und CMP Serien)
(Zugriffsdatum Juni 2012)
16. <http://www.aai.ee/>
(Offizielle Homepage des Tartu Observatoriums in Estland) (Zugriffsdatum: April 2012)
17. http://aeronet.gsfc.nasa.gov/new_web/photo_db/Moscow_MSU_MO.html
(Informationen zur AERONET Messstation in Moskau)(Zugriffsdatum: April 2012)

18. http://aeronet.gsfc.nasa.gov/new_web/photo_db/Yekaterinburg.html
(Informationen zur AERONET Messstation in Yekatarinburg)(Zugriffsdatum: April 2012)
19. <http://eospsso.gsfc.nasa.gov/>
(Offizielle Homepage des NASA Earth Observing Systems)(Zugriffsdatum: April 2012)
20. <http://terra.nasa.gov/>
(Offizielle Homepage des Satelliten TERRA) (Zugriffsdatum: April 2012)
21. http://www.nasa.gov/pdf/156294main\terra_sw_guide.pdf
(“Science Writer's Guide to Terra”, erhältlich auf der Homepage des Satelliten TERRA)
(Zugriffsdatum: April 2012)
22. <http://aqua.nasa.gov/>
(Offizielle Homepage des Satelliten AQUA) (Zugriffsdatum: April 2012)
23. http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/MOD04_L2/index.html
(Offizielle Homepage des MODIS Aerosol Produktes) (Zugriffsdatum: April 2012)
24. <ftp://ladsweb.nascom.nasa.gov>
(Über diesen Link können die Files der NASA Produkte heruntergeladen werden)
(Zugriffsdatum: Jänner 2012)
25. <http://landval.gsfc.nasa.gov/ProductStatus.php?ProductID=MOD43>
(Offizielle Homepage des MODIS Land Teams mit Informationen zum MOD43 Produktes.)
(Zugriffsdatum: April 2012)
26. http://oiswww.eumetsat.org/WEBOPS/iotm/iotm/20100804_pyrocb/20100804_pyrocb.html
(Internetartikel über PyroCb's während der Brände in Russland 2010, von Daniel Lindsey, Zdenek Charvat und Martin Setvak) (Zugriffsdatum: Jänner 2012)

Lebenslauf

Persönliche Daten: Patricia Radakovits
geboren am: 25.September 1989 in Güssing
Österreichische Staatsbürgerin
ledig
römisch-katholisch
Vater: Dr.med.univ. Helmut Radakovits, Arzt für
Allgemeinmedizin
Mutter: Silvia Radakovits, Diplom-Krankenschwester

Schulbildung: Volksschule in Güttenbach von 1995 bis 1999

Zweisprachiges Bundesgymnasium Oberwart von 1999 bis 2007
Schulabschluss: Matura

seit 2007 Studium an der Universität Wien, Physik und Mathematik
Lehramtsstudium, zurzeit im 10 Semester

von 2008 bis 2010 Bachelorstudium Physik an der Universität
Wien

Tutorin an der Universität Wien, Fakultät für Physik: Zweimal
Tutorin im Frauentutorium (2010 und 2011) und Tutorin für
Theoretische Physik für das Lehramt 1 (2012)

Besondere Kenntnisse: Computerführerschein

Sprachliche Ausbildung: Englisch, Kroatisch, Russisch

Patricia Radakovits