

Universität
Rostock



Traditio et Innovatio



Auswertung der Langzeittemperaturmessung in der oberen Atmosphäre

Bachelor-Arbeit

Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik in Kühlungsborn

Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät

Universität Rostock

von Heiko Warnecke, geb. am 27. Mai 1992 in Herford

Betreuer und 1. Prüfer : Prof. Dr. F.-J.Lübken; IAP Kühlungsborn, Universität Rostock

2. Prüfer: Dr. M. Gerding; IAP Kühlungsborn

Rostock, den 15. September 2014

Zusammenfassung

Temperaturprofile, erstellt anhand von Lidar-Messungen über Kühlungsborn von 2002 bis 2012 bis in eine Höhe von 105 km, werden in dieser Arbeit auf langfristige Veränderungen untersucht. Die Temperaturmittelwerte im Sommer in Höhen von 75 bis 95 km werden auf eine Korrelation mit der Lyman- α -Linie der Sonnenstrahlung analysiert. Es ergibt sich eine signifikante Steigung von 11 - 34 K pro 2×10^{11} Photonen/cm²/s. Außerdem wird die Variabilität der Temperatur von Jahr zu Jahr im Winter erklärt. In der Stratosphäre tritt im Winter eine zweijährige Schwingung auf, die mit einer Verschiebung des Polarwirbels zusammenhängt. Die Auswertung endet mit dem Temperaturverlauf im Sommer in der Stratosphäre, der kaum Veränderungen innerhalb mehrerer Jahre zeigt.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	1
1.1. Atmosphäre	1
1.1.1. Einfluss der Sonne	2
1.1.2. Dynamik der Atmosphäre	4
1.2. Lidar	5
1.2.1. RMR-Lidar	6
1.2.2. Kalium-Lidar	7
1.2.3. Streuprozesse	7
1.2.4. Temperaturmessungen	9
1.3. Datenbasis	10
2. Mesopausenregion	11
2.1. Temperaturen im Sommer	11
2.2. Korrelationsanalyse	14
2.2.1. Berechnungsgrundlage	14
2.2.2. Auswertung	15
2.3. Temperaturtrends im Winter	16
2.4. Diskussion	17
3. Stratosphärentrends	19
3.1. Jahr-zu-Jahr-Variation im Winter	20
3.1.1. Einfluss der Polarregion	21
3.1.2. Stratopausenhöhe	23
3.2. Temperaturtendenzen im Sommer	24
3.3. Diskussion	25
4. Fazit und Ausblick	27

A. Anhang 29

Literaturverzeichnis 33

Kapitel 1.

Einleitung

Die Untersuchung der mittleren Atmosphäre ist der Forschungsschwerpunkt des Leibniz-Institutes für Atmosphärenphysik in Kühlungsborn. Mit bodengebundenen Fernerkundungsmethoden wie Lidar- und Radar-Verfahren ist eine zeitlich und räumlich hochaufgelöste Beobachtung physikalischer Prozesse möglich. Weitere Methoden sind in-situ-Messungen mit Höhenforschungsraketen, Untersuchungen mit ballongetragenen Messgeräten und Satellitenbeobachtungen. Die regelmäßige Lidar-Observation der Atmosphäre zwischen 1 und 105 km über 10 Jahre liefert Informationen über die langzeitige Entwicklung. Erkenntnisse über die Temperaturstruktur der Atmosphäre und deren Tendenz tragen wesentlich zum Verständnis des globalen Klimas bei. Dabei können Veränderungen der Durchschnittswerte im Bereich von wenigen Kelvin gravierende Auswirkungen auf das empfindliche System des Klimas haben. Diese Arbeit befasst sich mit der Untersuchung der thermischen Struktur der mittleren Atmosphäre in Kühlungsborn (54° N) und dessen jährlicher Variation.

1.1. Atmosphäre

Die vertikale Einteilung der Atmosphäre wird nach dem Temperaturgradienten vorgenommen. Vom Boden ausgehend ist dieser zunächst negativ; dieser Bereich wird als Troposphäre bezeichnet. Die Umkehr des Temperaturgradienten erfolgt in ca. 15 km Höhe; diese Grenzschicht heißt Tropopause. Daran schließt sich die Stratosphäre an, begrenzt in ungefähr 48 km durch die Stratopause. Der anschließende Bereich hat wieder einen negativen Temperaturgradienten, wird Mesosphäre genannt und endet mit der Mesopause in rund 90 km Höhe. Die Thermosphäre ist der äußerste Bereich

der Atmosphäre mit einem positiven Temperaturgradienten. Die Abgrenzung der Bereiche ist nicht starr, sondern variiert teilweise um mehrere Kilometer, je nach Breitengrad und Jahreszeit, sowie äußeren und inneren Einflüssen. Die Auswertung der Daten wird ebenfalls anhand einer vertikalen Untergliederung stattfinden, zuerst die Mesopausenregion behandeln und dann Veränderungen in der Stratosphäre.

1.1.1. Einfluss der Sonne

Die Auswirkungen der solaren Strahlung sind maßgebend für die Temperaturen in der Atmosphäre und werden nun näher betrachtet. Der größte spürbare Temperaturunterschied, der im gesamten Bereich der mittleren Atmosphäre auftritt, besteht zwischen Sommer und Winter. Er ist vom Einstrahlungswinkel der Sonne abhängig. Der Wechsel zwischen Tag und Nacht sorgt ebenfalls für eine ausgeprägte Variation.

Des Weiteren wird in diesem Abschnitt die Aktivität der Sonne selbst beleuchtet, deren Veränderungen auf der Erde messbar sind. Als Maß für die Sonnenaktivität gibt es viele Kriterien, nach denen eine Einschätzung vorgenommen werden kann. Das Spektrum der Sonne ist dem eines schwarzen Strahlers sehr ähnlich. Als direkter Index wird oft die Bestrahlungsstärke einer bestimmten Wellenlänge genommen, hier die der Lyman- α -Linie bei 121,567 nm. Andere gebräuchliche direkte Indizes sind die Sonnenfleckenzahl R oder die Strahlungsdichte von Radiowellen bei 10,7 cm Wellenlänge, der solare Radioflussindex.

Saisonale Variation

Die folgende Grafik 1.1 zeigt ein Temperaturprofil, anhand dessen die Einteilung der Atmosphäre vorgenommen wird und den Jahresgang der Temperatur. Zunächst ist der allgemein bekannte Temperaturunterschied in der Troposphäre sichtbar, welcher sich über die Stratosphäre bis in die Mesosphäre fortsetzt. Die niedrigen Temperaturen in der Troposphäre im Winter setzen sich aus den Mittelwerten der Monate November bis Januar zusammen und die hohen Temperaturen im Sommer aus den Mittelwerten der Monate Juni und Juli. Während sich der Temperaturgradient unterhalb der Stratopause im Sommer und im Winter kaum unterscheidet, schwankt er in der Mesosphäre von -4 K/km im Sommer bis zu -1 K/km im Winter. In der oberen Mesosphäre herrschen im Winter deutlich höhere Temperaturen als im Sommer, was in der Ther-

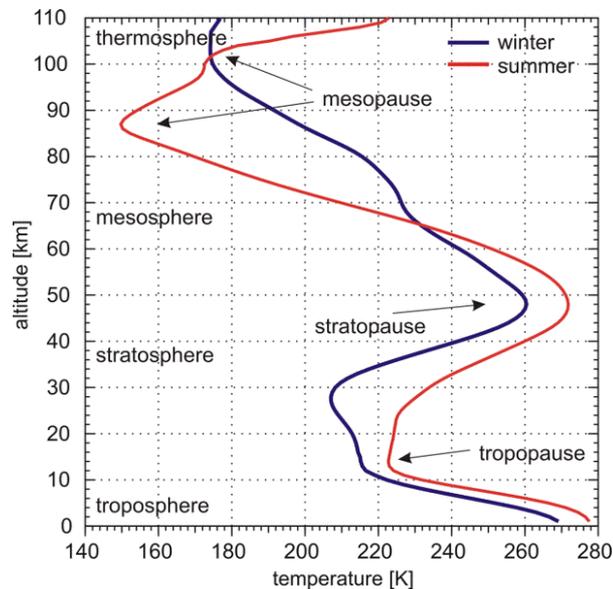


Abbildung 1.1.: Darstellung des Temperaturprofils, anhand dessen die Einteilung der Atmosphäre erfolgt. Außerdem ist die jahreszeitliche Differenz durch zwei typische Temperaturprofile gezeigt [www.IAP-kborn.de].

mosphäre ab ca. 100 km wieder umgekehrt ist. Der Übergang zur Thermosphäre, die Mesopause ist ebenfalls von der Jahreszeit abhängig und liegt im Sommer bei ca. 87 km und unter 150 K und im Winter bei ungefähr 104 km und 170 K. Durch den regelmäßigen Wechsel der Mesopausenhöhe mit der Jahreszeit wird das Verhalten als Zwei-Niveau-Mesopause bezeichnet. Das Maximum der von Gerding et al. [2013] und Rauthe [2008] näher untersuchten jahreszeitlichen Variation liegt bei 85 km Höhe und beträgt über Kühlungsborn ca. 56 K von Spitze zu Spitze.

Das gezeigte Farbplot wurde aus den Temperaturmessungen von Juni 2002 bis einschließlich Oktober 2006 erstellt und verdeutlicht den Jahresgang der Temperatur in Kühlungsborn. Die Unterschiede in der Mesopausenhöhe und der Stratopausentemperatur zwischen Sommer und Winter sind deutlich zu erkennen.

Sonnenaktivität

Die Aktivität der Sonne variiert auf Skalen mehrerer Jahre bis zu mehreren Jahrhunderten. Eine bekannte regelmäßige Variation ist der 11-jährige Aktivitätszyklus, der anhand von Sonnenfleckenbeobachtungen über bis zu 400 Jahre lang dokumentiert ist. Darüberhinaus gibt es Minima in der Sonnenfleckenaktivität über mehrere Jahrzehnte, wie das Maunder-Minimum, dessen Einfluss auf die Temperatur der Erde nach-

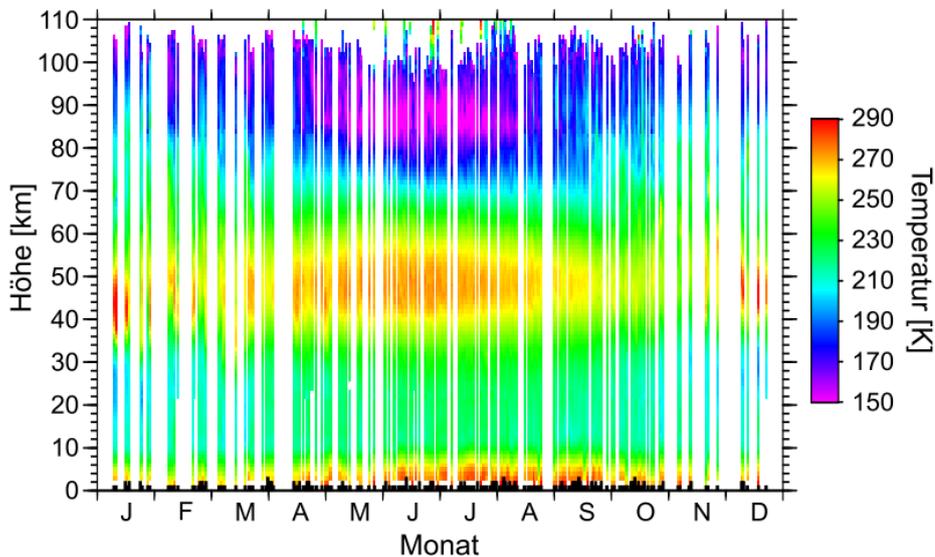


Abbildung 1.2.: Jahresgang der Temperatur aus allen vertikal durchgehenden Lidarmessungen mit mindestens 3 h Messzeit. Das schwarze Histogramm im unteren Bereich gibt die Anzahl der Messungen an; eine Messung entspricht dabei einem Kilometer auf der Höhenachse (Rauthe [2008])

gewiesen ist. Die Korrelation zwischen der Aktivität der Sonne und der Temperatur der nördlichen Hemisphäre während der letzten 150 Jahre wurde von Friis-Christensen and Lassen [1991] bestätigt. Durch die zeitliche Ausdehnung der in dieser Arbeit behandelten Messung von 10 Jahren ist der 11 Jahre dauernde Sonnenfleckenzyklus von besonderem Interesse und hat nach den vorliegenden Daten großen Einfluss auf die Temperaturen.

1.1.2. Dynamik der Atmosphäre

Die atmosphärische Temperatur unterscheidet sich nicht nur durch die Absolutwerte innerhalb eines Jahres. Auch die Temperaturschwankungen ändern sich mit der Jahreszeit. Ein Grund dafür sind z. B. **plötzliche stratosphärische Erwärmungen** (engl. Sudden Stratospheric Warming, SSW) die im Winter in der polaren Stratosphäre als Temperaturanstieg innerhalb weniger Tage auftreten. Gleichzeitig kommt es in den meisten Fällen zu einer Abkühlung in der Mesosphäre; beides nähert sich nach ungefähr zwei Wochen wieder dem typischen Winterzustand an. Dieses Phänomen ist in einer Störung der Dynamik des Zonalwindes und des Polarwirbels begründet, wird von Holton [1992] näher beschrieben und führt zu sichtbaren Veränderungen im Temperaturprofilvergleich über mehrere Jahre. Eine unmittelbare Erscheinung während einer

SSW ist auch, dass die Stratopausenhöhe messbar absinkt (Labitzke [1998]). Innerhalb der Atmosphäre gibt es viele weitere dynamische Effekte, die auf sehr komplexe Weise miteinander in Wechselwirkung stehen, wodurch eine Tendenz oder ein Phänomen meist mehrere Ursachen haben kann. Durch die Art der Mittelung und die Auswahl der Daten nach der Messzeit (vgl. Abschnitt 1.3) werden die Kopplungseinflüsse, wie atmosphärische Wellen, weitgehend minimiert. Trotzdem können die im Winter häufiger auftretenden stratosphärischen Erwärmungen die Temperaturen innerhalb weniger Tage stark verändern. Dadurch kann es zu großen Variationen im Temperaturprofil von Wintermonaten kommen, was bei der Auswertung berücksichtigt werden muss.

Ein anderer dynamischer Zusammenhang wird durch die **quasi-zweijährige Schwingung** (quasi-biennial oscillation, QBO) beschrieben. Diese äquatoriale Erscheinung ist eine atmosphärische Welle, deren Periode im Mittel 27 Monate beträgt und die sich zwischen 16 und 40 km Höhe zeigt. Innerhalb einer Periode ändert sich der zonal gemittelte Wind und es kommt zu einer Ost-West-Windumkehr. Die QBO ist als wichtiger Zyklus für das globale Klima bekannt, da sich der Einfluss nicht auf die Äquatorregion beschränkt, sondern auch in mittleren Breiten beobachtet werden kann.

1.2. Lidar

Die Lidar-Systeme des IAP in Kühlungsborn werden hauptsächlich zur Bestimmung von Temperaturen und Aerosolparametern eingesetzt. Das Funktionsprinzip besteht darin, Lichtpulse in die Atmosphäre zu senden und durch die Rückstreuung Informationen über den Zustand der Atmosphäre zu erhalten. Über Laufzeitmessungen können so vertikale Höhenprofile erstellt werden. Die Streuung erfolgt an Luftmolekülen und Aerosolen. Die Bestimmung der Temperatur wird bis in 90 km Höhe mit einem RMR-Lidar durchgeführt, wobei Rayleigh-Mie-Raman (RMR) die Art der Streuprozesse beschreibt und Lidar das Messprinzip. Die Temperaturen im Bereich der unteren Thermosphäre bei 80 bis 110 km Höhe werden mit einem Kalium-Lidar ermittelt. Das RMR-Lidar, mit dem der auszuwertende Datensatz erstellt wurde, war ausschließlich nachts in Betrieb, da das Signal-Rausch-Verhältnis in der mittleren Atmosphäre bei Tag zu gering war. Durch eine Verkleinerung des Sichtfeldes und einer Stabilisierung der Wellenlänge und des Strahls ist es seit 2009 möglich, mit einem zweiten Lidar-System, RMR-II-Lidar, Messungen auch bei Tag durchzuführen.

1.2.1. RMR-Lidar

Das RMR-Lidar wurde ab 1996 am IAP in Kühlungsborn entwickelt und stetig ausgebaut. Die folgende Beschreibung gibt einen kurzen Überblick bzgl. des Aufbaus, der detailliert von Alpers et al. [2004] erläutert wird. Der Sendezweig des Lidar-Systems besteht aus einem Nd:YAG-Laser, der auf der Grundfrequenz 1064 nm der zweiten Harmonischen 532 nm und der dritten Harmonischen 355 nm ausstrahlt. Damit wird Licht vom infraroten bis zum ultravioletten Spektralbereich ausgesandt. Prägnant dabei ist die für uns sichtbare grüne Spektrallinie bei 532 nm. Der Laser sendet mit einer Wiederholrate von 30 Hz Pulse der Länge 10 ns über Spiegel in die Atmosphäre aus. Die zeitliche Auflösung der Temperaturrohdaten beträgt eine Stunde pro 1 km Höhe und bezieht sich auf Nacht-mittel-profile. Die Rückstreuung erfolgt über verschiedene Streuprozesse, wie Rayleigh-, Mie- und Raman-Streuung, die in Abschnitt 1.2.3 näher erläutert werden. Das im Teleskop-Gesichtsfeld zurückgestreute Licht wird fokussiert

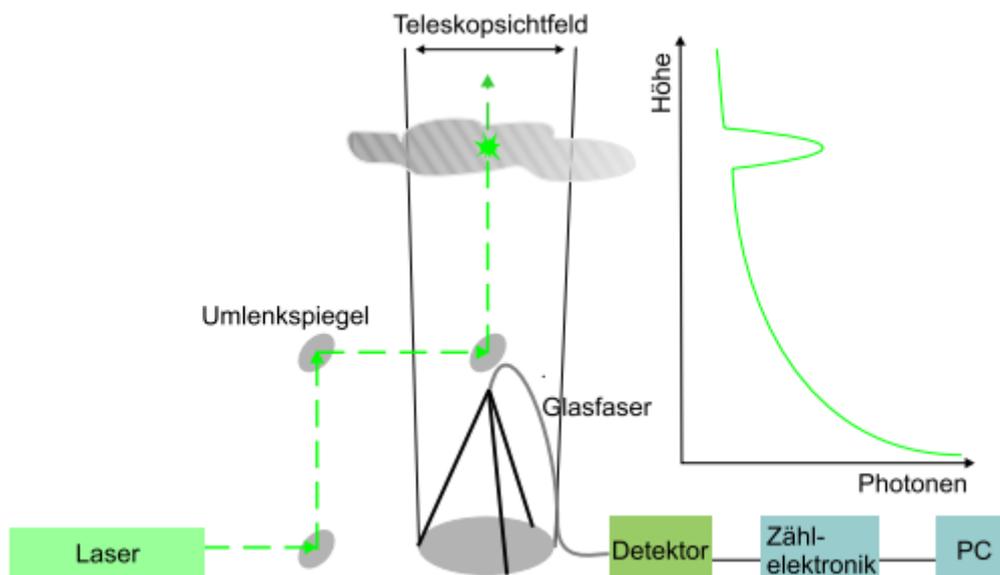


Abbildung 1.3.: Funktionsprinzip des Lidar-Systems und schematisches Rohdatenprofil, übernommen von Rauthe [2008]

und über Glasfaserkabel in den Nachweiszweig geleitet. Im Nachweiszweig werden die unterschiedlich zurückgestreuten Wellenlängen aufgeteilt und die Intensität und die Laufzeit gemessen. Die verwendeten Detektoren sind Photomultiplier (PMT) und Avalanche Photodioden (APD), deren Empfindlichkeit ausreicht einzelne Photonen zu detektieren. Diese Daten werden über 4000 Pulse summiert, dann als Rohdaten gespeichert und gesammelt weiterverarbeitet.

1.2.2. Kalium-Lidar

Die Wellenlänge des Kalium-Lidars liegt bei 770 nm und wird durch den Seeder-Laser in den Alexandrit-Festkörper-Laser eingespeist. Dieser ist von 700 bis 820 nm durchstimmbare und regt mit 770 nm die K(D1)-Resonanzlinie an. Dabei wird die Sendeeinheit über den größten Teil der dopplerverbreiterten Resonanzlinie durchgestimmt (3,2 pm) und aus dem gemessenen Spektrum dann mit einem numerischen Verfahren die entsprechende Temperatur der Atmosphäre bestimmt. Die Pulse besitzen eine Länge von 250 ns und eine Wiederholrate von 35 Hz. Der wesentliche Aufbau ist in Abbildung 1.4 dargestellt und wird in den Arbeiten Fricke-Begemann and Höffner [2005] und von Zahn and Höffner [1996] im Detail erläutert.

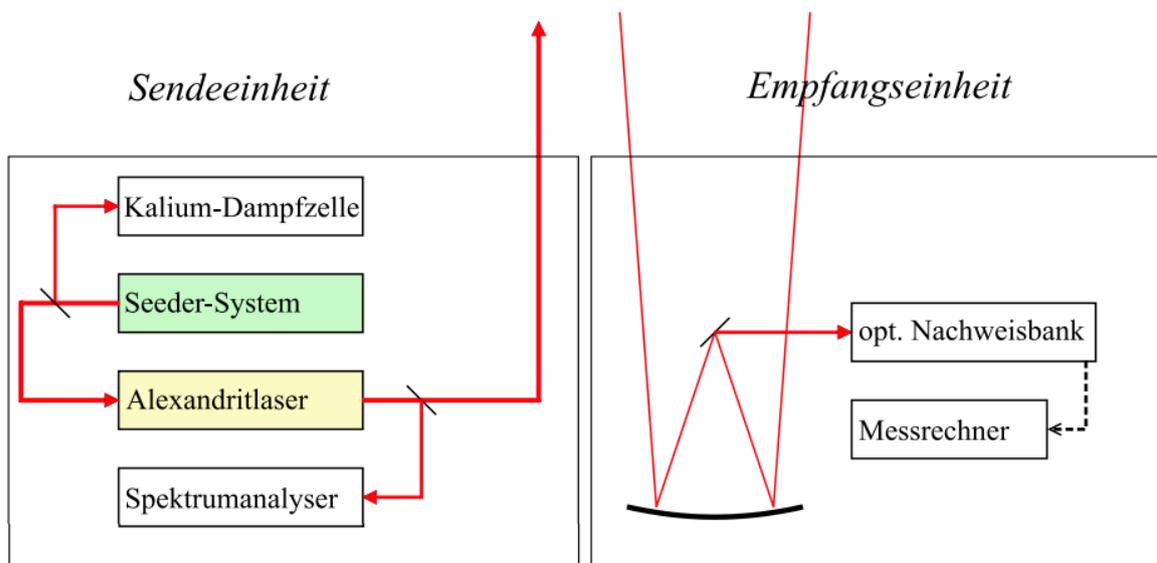


Abbildung 1.4.: Aufbau des Kalium-Lidar-Systems (Rauhe [2008])

Das K-Lidar ist seit 2002 tageslichtfähig. In dieser Arbeit werden jedoch nur die Nachtdaten verwendet, die simultan mit dem RMR-Lidar aufgenommen wurden.

1.2.3. Streuprozesse

Grundsätzlich wird zwischen elastischer und inelastischer Streuung unterschieden. Bei der elastischen Streuung wird keine Energie zwischen den beteiligten Teilchen ausgetauscht, im Gegensatz zur inelastischen Streuung. Folgende Streuprozesse werden bei den Lidarmessungen analysiert:

Rayleigh Streuung an Teilchen, deren Durchmesser deutlich kleiner als die Wellenlänge des gestreuten Lichts ist, wird Rayleigh-Streuung genannt. Sie besteht nach der Darstellung von Young [1981] aus der elastischen Cabannes-Streuung und der inelastischen Rotations-Raman-Streuung, wird jedoch in der Literatur allgemein als elastisch bezeichnet. Der Anteil der Cabannes-Streuung überwiegt und beschreibt die Anhebung eines gebundenen Elektrons in ein höheres, virtuelles Energieniveau durch ein Photon, welches dabei absorbiert wird. Nach kurzer Zeit relaxiert das Elektron zurück in den ursprünglichen Zustand unter Aussendung eines Photons gleicher Wellenlänge.

Mie Wenn die Wellenlänge des gestreuten Lichts in der Größenordnung der sphärischen Teilchen liegt, handelt es sich um Mie-Streuung. Dies ist für Aerosole der Fall, weshalb die Streuung an Teilchen beliebiger Form gleicher Größe als Aerosolstreuung bezeichnet wird. Dieser Streuprozess ist elastisch und wird bei sehr kleinen Teilchen durch die Rayleigh-Streuung beschrieben.

Raman Diese Streuung ist inelastisch und beschreibt die Wechselwirkung elektromagnetischer Strahlung mit Molekülen durch Rotations- und Vibrationsanregung. Bei der Vibrations-Raman-Streuung wird ein Elektron analog zur Rayleigh-Streuung angeregt und relaxiert über einen Zustand außerhalb des Grundzustandes in diesen zurück. Dabei kommt es zur Aussendung von Photonen, deren Wellenlänge in Bezug auf das absorbierte Photon verschoben ist. Bei der Rotations-Raman-Streuung relaxiert das Elektron nach der Anregung in einen Zustand mit einer anderen Rotations-Quantenzahl. Liegt der zweite Zustand energetisch höher als der erste, hat das zurückgestreute Photon eine größere Wellenlänge als das eingefallene und wird im Streuungs-Spektrum Stokes-Linie genannt. Liegt der zweite Zustand tiefer als der Grundzustand, wird die Wellenlänge des Photons geringer und die Spektral-Linie als Anti-Stokes-Linie bezeichnet.

Resonanzstreuung Wenn die Anhebung des Elektrons analog zur Rayleigh-Streuung auf ein reelles Energieniveau erfolgt, wird die Streuung Resonanzstreuung genannt. Der Wirkungsquerschnitt dieser Streuung ist deutlich größer als bei den anderen beschriebenen Streuprozessen.

1.2.4. Temperaturmessungen

Das Rohsignal, das in Abbildung 1.3 schematisch dargestellt ist, wird zwischen 20 und 90 km Höhe durch Rayleigh-Streuung an Luftmolekülen und Mie-Streuung an Aerosolen verursacht (Abschnitt 1.2.3). Dazu gibt es noch einen Untergrundanteil im Messsignal, der durch Licht aus der Atmosphäre und elektronisches Rauschen der Detektoren und Zähler entsteht. Dieser Untergrund wird oberhalb von 120 km als konstant angenommen, dort berechnet und dann in allen Höhen von den Rohdaten abgezogen.

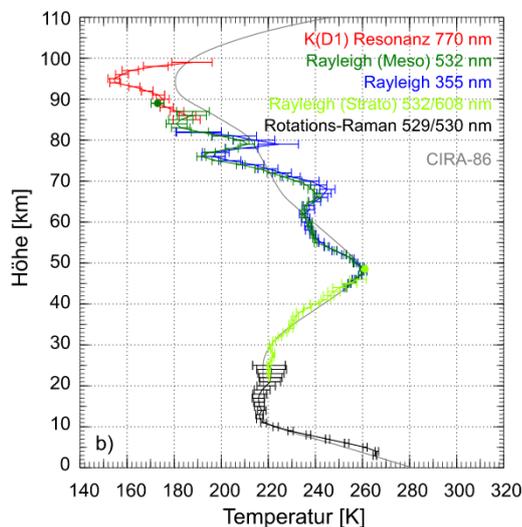


Abbildung 1.5.: Zusammengesetztes Temperaturprofil (Rauthe [2008])

Beim Durchlaufen des Lichts durch die Atmosphäre werden ständig Photonen an Ozon und anderen Molekülen der Luft in beliebige Richtungen gestreut, was jeweils durch einen Ausgleichsfaktor von bis zu 11 % berücksichtigt wird. Ein weiterer Effekt, dem Rechnung getragen werden muss, ist eine sogenannte Totzeit der Detektoren bei der Zählung von Photonen. Das heißt, dass bei Detektion eines Photons für eine gewisse Zeit kein weiteres detektiert werden kann. Die Detektoren, die einzelne Photonen auflösen können, detektieren Photonen bei Überschreitung der maximalen Zählrate also nicht. Das kann auch der Fall sein, wenn die mittlere Zählrate deutlich kleiner als die maximale Zählrate ist. Die Anzahl der nicht gezählten Photonen ist proportional zur Zählrate und kann so berücksichtigt werden.

Schließlich muss noch beachtet werden, dass sich der von den Teleskopen abgedeckte Raumwinkel mit der Höhe des Streuzentrums ändert. Diese Änderung des Raumwinkels verhält sich quadratisch zum Abstand zwischen Teleskop und Streuzen-

trum und wird daher als z^2 -Korrektur bezeichnet. Unter diesen Effekten entsteht nach entsprechenden Korrekturen ein relatives Luftdichte-Profil, anhand dessen die Temperatur unter Annahme eines hydrostatischen Gleichgewichtes berechnet werden kann (Abb. 1.5). In Abbildung 1.5 ist außerdem die Temperatur der Referenzatmosphäre CIRA-86 eingezeichnet, um zu zeigen, dass die Temperaturen über Kühlungsborn im Einzelfall oberhalb von 50 km stark von den Referenzdatensätzen abweichen können. Das geschieht vor allem durch atmosphärische Wellen, die sich dort ausbreiten.

1.3. Datenbasis

Die untersuchten Daten sind stündlich gemittelte Temperaturprofile mit einer vertikalen Auflösung von einem Kilometer. Diese werden zu einem Temperaturprofil pro Nacht zusammengefasst, wobei die Dauer der Messzeit mindestens 3 Stunden betragen muss, damit ein repräsentativer Mittelwert entsteht. Um einen größtmöglichen Überblick über die gesamte Atmosphäre zu gewinnen, werden außerdem nur Daten ausgewählt, die ein durchgehendes Temperaturprofil beinhalten. Das bedeutet, dass sowohl das K-Lidar-System als auch das RMR-Lidar-System gemessen haben müssen, damit der Datensatz in die Auswertung eingeht. Da das RMR-Lidar ausschließlich nachts Messungen durchgeführt hat, bezieht sich die Analyse also auf die Zeit zwischen Sonnenunter- und Sonnenaufgang. Die Mittelung der Temperaturdaten erfolgt zunächst über die jeweilige Nachtmessung, wodurch Schwankungen innerhalb einer Nacht geglättet werden. Die weitere Auswertung der Daten erfolgt über eine Mittelung der Temperatur im Intervall eines Monats, weshalb Nacht-zu-Nacht-Variationen ebenfalls geglättet sind. Die Monatsmittelwerte von Juni und Juli werden außerdem zu einem Wert für den Sommer zusammengefasst, weil sich die Temperaturprofile dieser Monate kaum unterscheiden und dadurch eine bessere Analyse beim Vergleich von Jahr zu Jahr möglich ist. Analog dazu werden Januar und Februar als Winter zusammengefasst.

Um langzeitliche Entwicklungen im Temperaturprofil darzustellen, ist es wichtig, bereits bekannte jahreszeitliche Variationen zu berücksichtigen, da diese in fast allen Höhen einen beträchtlichen Einfluss haben. Es werden deshalb im Folgenden jeweils die Mittelwerte eines bestimmten Monats, bzw. einer bestimmten Jahreszeit verglichen, damit Tendenzen über mehrere Jahre erkennbar sind.

Kapitel 2.

Mesopausenregion

Im Folgenden wird der solare Einfluss auf die Temperatur in mittleren Breiten in der Mesopausenregion untersucht. Dazu werden zunächst die gemittelten Temperaturen in geeigneter Weise dargestellt und ausgewählte Daten mit der Literatur verglichen.

Dargestellt in Abb. 2.1 sind die Temperaturprofile, gemittelt über Juni und Juli der Jahre 2002 bis 2012, über eine Höhe von 1 bis zu 110 km. Von der Troposphäre bis zur Mesosphäre in ca. 80 km Höhe beobachtet man nur eine sehr geringe Jahr-zu-Jahr-Variation. In der Mesopause bei 87 km kommt es ab 2002 zu einem Absinken der Temperatur bis ungefähr 2008 und dann wieder zu einem Anstieg bis 2012. Das Minimum der über zwei Monate gemittelten Mesopausentemperatur beträgt ca. 140 K und wird im Folgenden näher untersucht. Oberhalb der Mesopause steigt die Variation der Temperatur pro Jahr an (vgl. Abb. 2.1), wobei die Temperaturprofile nicht alle bis 110 km durchgehend sind. Das liegt an einer in manchen Jahren geringen Ausdehnung der Kalium-Atome in entsprechenden Höhen, deren Existenz jedoch notwendig ist, um dort eine Temperatur zu berechnen.

2.1. Temperaturen im Sommer

Für eine nähere Betrachtung der Sommertemperaturen in der Mesopause werden die Mittelwerte der Temperatur in einer festen Höhe über die Zeit aufgetragen. Um die gesamte Region der Mesopause zu bewerten, werden exemplarisch drei Höhen analysiert. Der Grund für die Höhenauswahl 83, 89 und 95 km liegt darin, dass bei 89 km Höhe die auf den ersten Blick offensichtlich größte Korrelation zwischen Temperatur und Sonnenstrahlung zu sehen ist, 95 km Höhe, weil dort ein direkter Vergleichs-

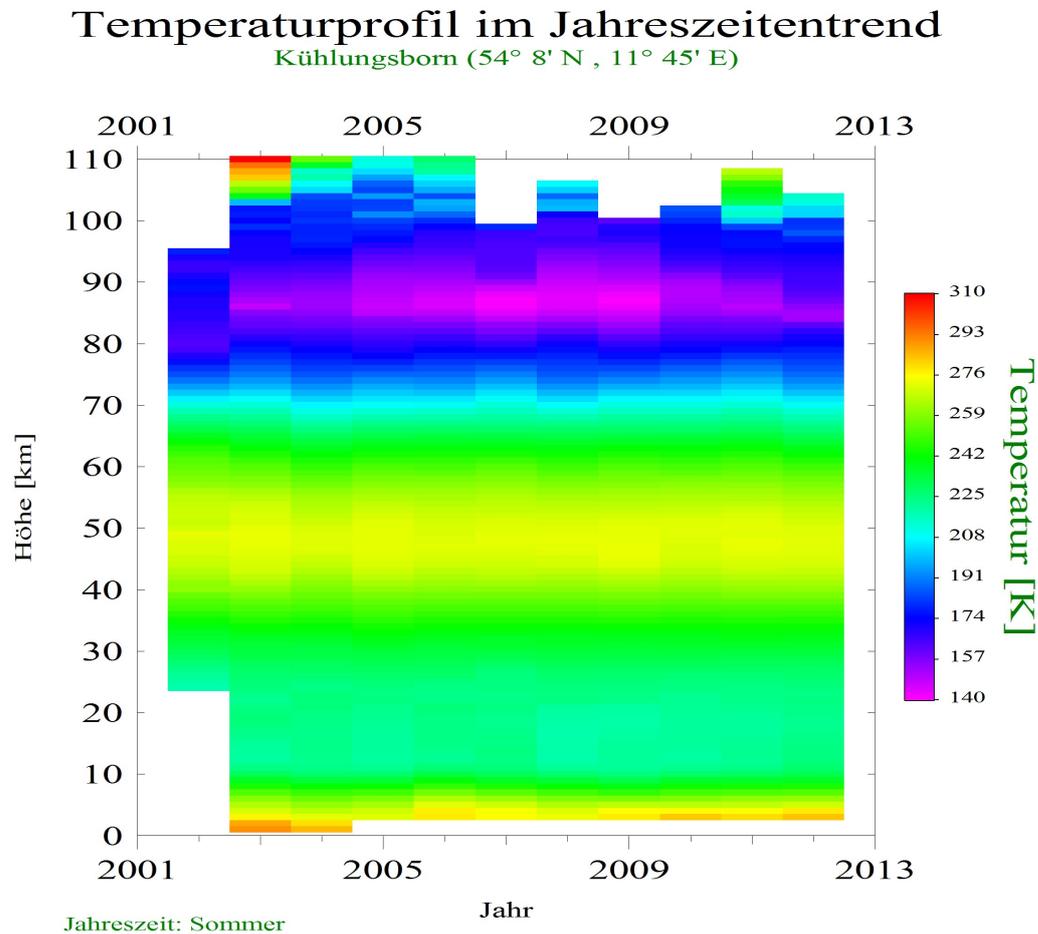


Abbildung 2.1.: Temperaturprofile in den Sommermonaten von 2002 bis 2012. Besonders auffällig ist die kalte Mesopause 2007 - 2009.

wert in der Literatur zur Verfügung steht und 83 km, weil dies die geringste Höhe mit deutlich sichtbarer Korrelation ist. Unter diesen Gesichtspunkten ist die Auswahl gut geeignet, um mit der Untersuchung der Mesopausenregion im Hinblick auf die Sonneneinstrahlung zu beginnen. Die Auswertung der in Abbildung 2.2 dargestellten Kurven ergibt für alle betrachteten Höhen einen grundsätzlich ähnlichen Verlauf. Zu Beginn der Messung 2002 ist die Temperatur maximal, nimmt dann bis zum Minimum 2008/9 ab und steigt dann erneut bis 2012 an. Da die äußeren Schichten der Atmosphäre dem gesamten Spektrum der solaren Strahlung ausgesetzt sind, wird nun näher untersucht, ob und inwieweit es einen direkten Zusammenhang zwischen der Strahlungsintensität der Sonne und dem Temperaturverlauf in der Mesopausenregion gibt. Als Index für die Aktivität der Sonne wird die Bestrahlungsstärke der Lyman- α -

Linie (121,567 nm) genutzt, weil diese kurzwellige Strahlung besonders stark in den äußeren Schichten der Atmosphäre absorbiert wird.

Saison-Temperaturtrend bei fester Höhe

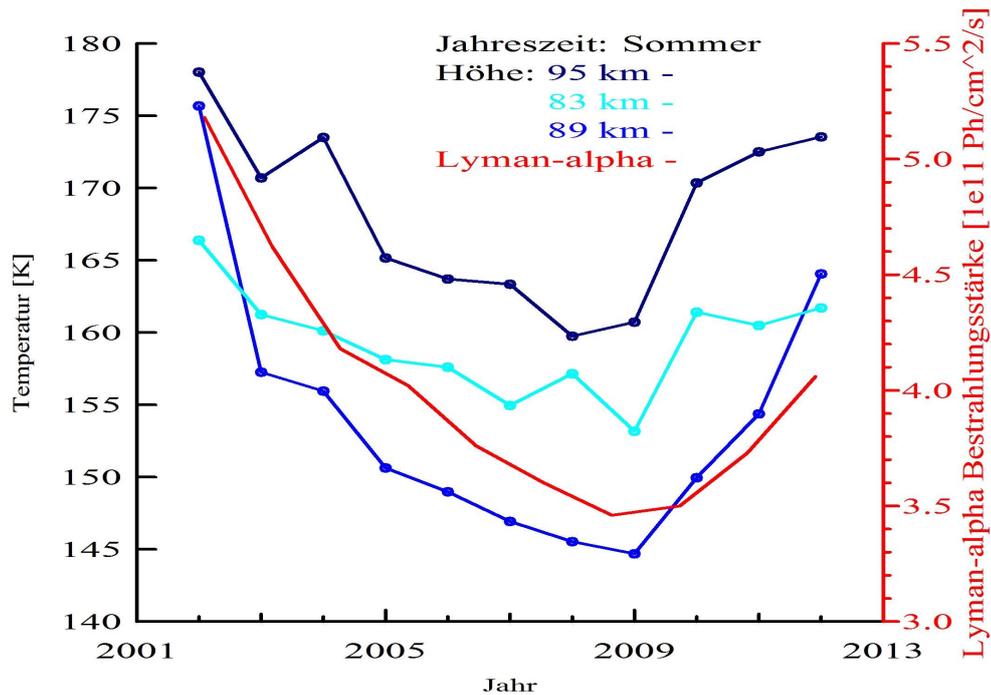


Abbildung 2.2.: Temperaturmittelwerte im Sommer bei 95, 89 und 83 km Höhe und die Intensität der Lyman- α -Linie zum Vergleich.

In dem Diagramm der absoluten Temperaturwerte in den ausgewählten Höhen zeigt sich, dass der kälteste Wert meistens bei 89 km liegt, daraus resultierend, dass der Wert bei 89 km am nächsten am Temperaturminimum in 87 km Höhe liegt. 2002 und 2012 hingegen sinkt die Mesopause etwas ab, wodurch die Temperatur bei 83 km am niedrigsten ist (vgl. Abbildung 2.1). Die Spanne des Wertebereichs der Temperaturen ist mit über 31 K bei 89 km maximal. Die Anzahl der Photonen fällt bis 2009 auf zwei Drittel des ursprünglichen Wertes von 2002 zurück, was prozentual gesehen ein deutlich größerer Rückgang als bei der Temperatur ist. Die Grafik zeigt dennoch eine Korrelation zwischen Temperaturen in der Mesopause und der Intensität der Sonnenstrahlung. Um aussagekräftige Ergebnisse zu erzielen, wird mittels Korrelationsanalyse das Bestimmtheitsmaß berechnet, welches die Güte der Korrelation bewertet. Mit Hilfe dieser Methode lässt sich die Abhängigkeit der Temperatur in der Mesopause von der Sonneneinstrahlung zeigen und damit der kausale Zusammenhang festigen.

2.2. Korrelationsanalyse

In diesem Abschnitt wird zunächst die Methode vorgestellt, nach der die Korrelationsanalyse erfolgt, anschließend anhand von drei Beispielen durchgeführt und die daraus gewonnenen Erkenntnisse zuletzt mit der Literatur verglichen.

2.2.1. Berechnungsgrundlage

Die Analyse der Korrelation geht davon aus, dass sich die Temperatur T nach der linearen Gleichung

$$T(x) = T_0 + B \cdot x \quad (2.1)$$

berechnet. Dabei ist x die Bestrahlungsstärke und B demzufolge die Steigung in K pro Photonen/cm²/s. Die Standardabweichung s_B ergibt sich aus der Verteilung nach

$$s_B = \sqrt{\frac{\sum(y - \hat{y})^2}{(N - 2)\sum(x - \bar{x})^2}} \quad (2.2)$$

Dabei ist $\hat{y} = const. + B \cdot x = T(x)$, \bar{x} der Mittelwert der x-Werte und N die Anzahl der Messwerte.

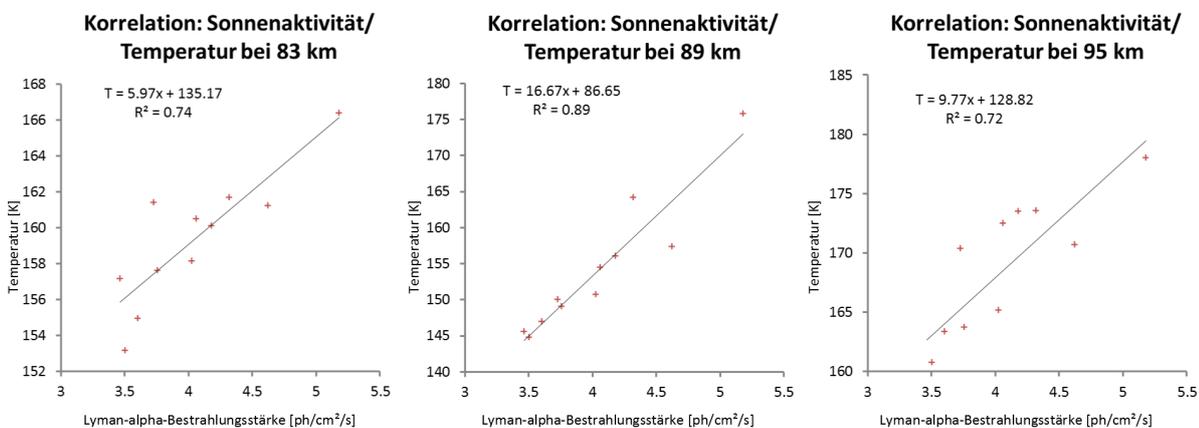


Abbildung 2.3.: Korrelationsanalyse zwischen der Temperatur und der Anzahl der Photonen der Lyman- α -Linie für unterschiedliche Höhen in der Region der Mesopause

Das Vertrauensintervall ist im Ergebnis der Form $B \pm \tau s_B$ durch τ festgelegt. τ ist abhängig von der Anzahl der Freiheitsgrade und gibt an, mit welcher Wahrscheinlichkeit das wahre B im Intervall des gemessenen Ergebnisses liegt, hier mit 95%. Der Korrelationskoeffizient R liegt zwischen -1 und 1 und gibt an, ob und inwieweit es sich um eine Korrelation ($R = -1$) oder Anti-Korrelation ($R = 1$) handelt. Das Bestimmtheitsmaß R^2 variiert zwischen 0 bei keiner Korrelation und 1 bei absolut linearem Zusammenhang. Wie das mittlere Diagramm in Abb. 2.3 zeigt, liegen die eingezeichneten Punkte sehr nah an der Regressionsgeraden; die Abweichung ist in der Tabelle A.1 im Anhang aufgeführt und sehr gering. Das Bestimmtheitsmaß bestätigt die Annahme einer Abhängigkeit mit Werten zwischen 0,72 und 0,89. An der oberen Grenze der Messwerte in 95 km Höhe wird die Variation etwas größer als bei 89 km, weil dort natürliche Fluktuationen von Jahr zu Jahr für eine größere Streuung der Messwerte sorgen. Von besonderem Interesse ist nun, inwieweit die Sonnenstrahlen die Temperatur auch noch unterhalb von 83 km Höhe beeinflussen. Dafür wird das Bestimmtheitsmaß als Indikator verwendet und in Abhängigkeit von der Höhe betrachtet.

2.2.2. Auswertung

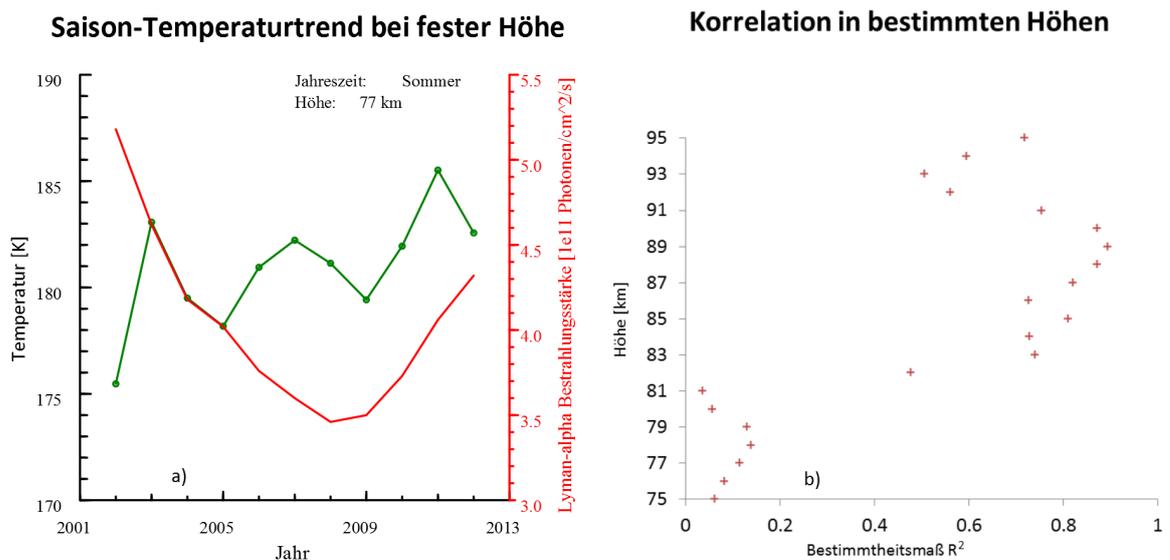


Abbildung 2.4.: a) Temperaturtrend im Sommer bei 77 km Höhe b) Bestimmtheitsmaß der Korrelation zwischen Sonnenstrahlung und Temperatur in 75 bis 95 km Höhe

In Abbildung 2.4 b) ist die Strahlungsstärke der Lyman- α -Linie und der Temperaturverlauf bei 77 km Höhe im Sommer dargestellt. In dieser Höhe ist kein Zusammenhang zwischen der Sonneneinstrahlung und der Temperatur erkennbar. Die Betrachtung des Bestimmtheitsmaßes in Abbildung 2.4 a) zeigt einen großen Einfluss der Sonne oberhalb von 83 km Höhe. Darunter variiert die Temperatur im Verlauf mehrerer Jahre ohne sichtbaren linearen Zusammenhang zur Sonnenstrahlung. Anhand der Steigung der Regressionsgraden zwischen Temperatur und Lyman- α -Index kann die Abhängigkeit quantitativ beschrieben werden. Dazu werden nur die Daten untersucht, in denen das Bestimmtheitsmaß der Korrelation größer als 0,5 ist (Tab. A.2), da andernfalls willkürliche Werte entstehen. Es ergibt sich im Bereich unter 90 km eine Steigung von 11 - 34 K pro $2e11$ Photonen/cm²/s. Zwischen 90 und 95 km beträgt die Steigung 14-22 K pro $2e11$ Photonen/cm²/s. Dabei entspricht die Strahlungsstärke von $2e11$ Photonen/cm²/s der Differenz des letzten Sonnenzyklus, mit der maximalen Sonnenaktivität 2001 und der minimalen Sonnenaktivität 2008.

2.3. Temperaturtrends im Winter

Die Veränderung der Temperatur in Abhängigkeit von der Sonneneinstrahlung wurde bis jetzt nur im Sommer untersucht, da der Einfluss bereits bei der ersten Übersicht der Temperaturprofile erkennbar war. An dieser Stelle wird nun die Übersicht der Temperaturprofile im Winter betrachtet.

In Abbildung 2.5 ist die Mesopause in der Höhe um 103 km zu sehen; ein deutlicher Unterschied zum Sommer, wo die Mesopause bei 87 km Höhe liegt. Der Verlauf der Temperaturen oberhalb von 80 km zeigt, dass die Mesopause im Winter nicht außergewöhnlich von solarer Strahlung beeinflusst wird. Beispielhaft sind die Temperaturen bei 87 km und bei 103 km fester Höhe näher dargestellt.

Abb. 2.6 zeigt die Temperatur in fester Höhe. Wie schon angedeutet, ist keine klare Abhängigkeit von der solaren Strahlung erkennbar. Diese Differenz zwischen den Auswirkungen im Sommer und im Winter ist zum einen auf die Unterschiede in der Einstrahlungsdauer zurückzuführen; zur Wintersonnenwende dauert ein Tag, also der Abstand zwischen Sonnenauf- und Sonnenuntergang, 7 h 20 min, zur Sommersonnenwende dagegen 17 h 10 min [www.sunrise-and-sunset.com]. Damit ist die Dauer der Bestrahlung im Sommer pro Tag mehr als doppelt so lange wie im Winter. Ein weiterer Grund ist der Einstrahlungswinkel, der sich ebenfalls mit der Jahreszeit än-

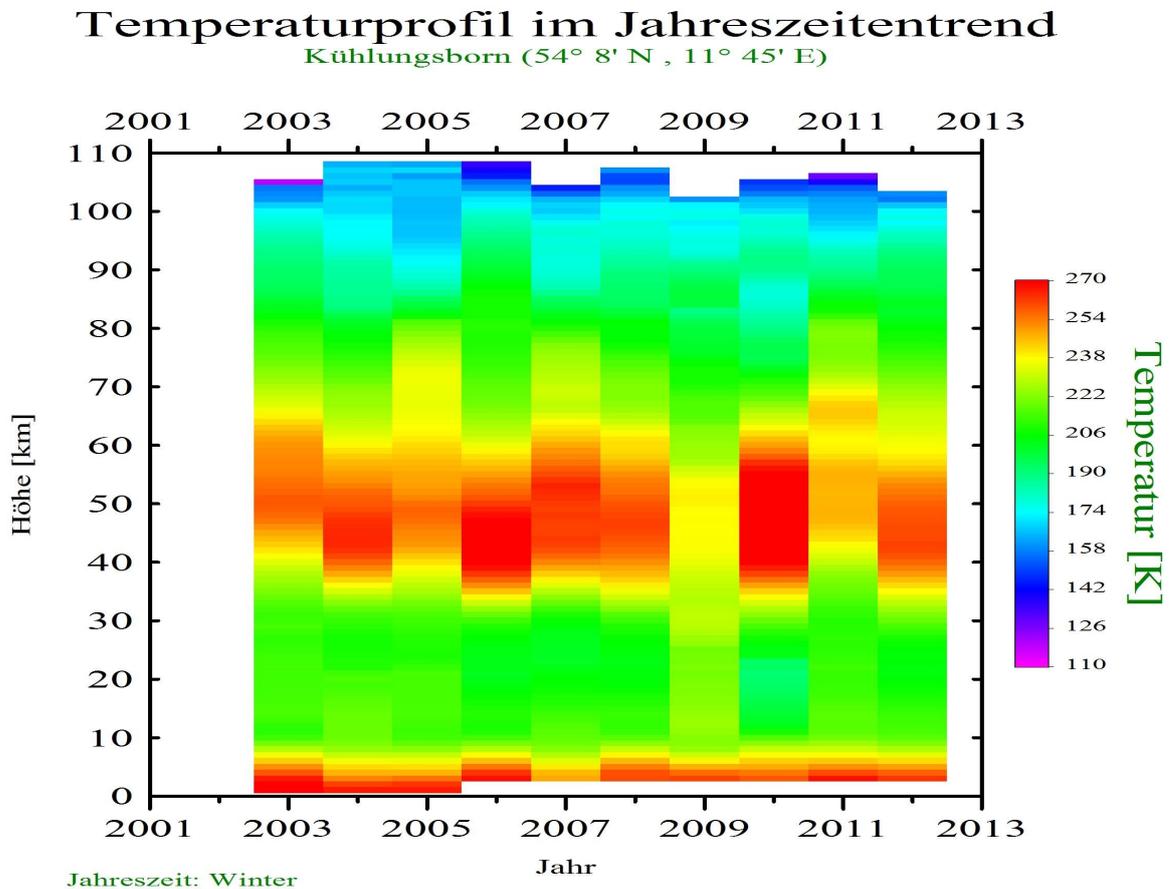


Abbildung 2.5.: Temperaturprofile im Winter

dert, wodurch im Winter die Strahlungsleistung pro Fläche abnimmt. Außerdem ist die Jahr-zu-Jahr-Variation mit ca. 10 bis 20 K sehr groß und überdeckt einen möglichen 11-Jahres-Zyklus.

2.4. Diskussion

Aus den Abbildungen 2.5 und 2.6 lässt sich also der Schluss ziehen, dass die Sonnenstrahlung im Winter nicht erkennbar auf die Temperatur in der Mesosphäre einwirkt. Die in Abschnitt 1.1.1 anfänglich aufgestellte These des großen Einflusses der Sonne konnte im Sommer mit Hilfe der Korrelationsanalyse bestätigt werden. Es wurde außerdem die Höhenregion quantifiziert, in der die Sonnenstrahlung die Temperatur direkt wesentlich beeinflusst.

Saison-Temperaturtrend bei fester Höhe

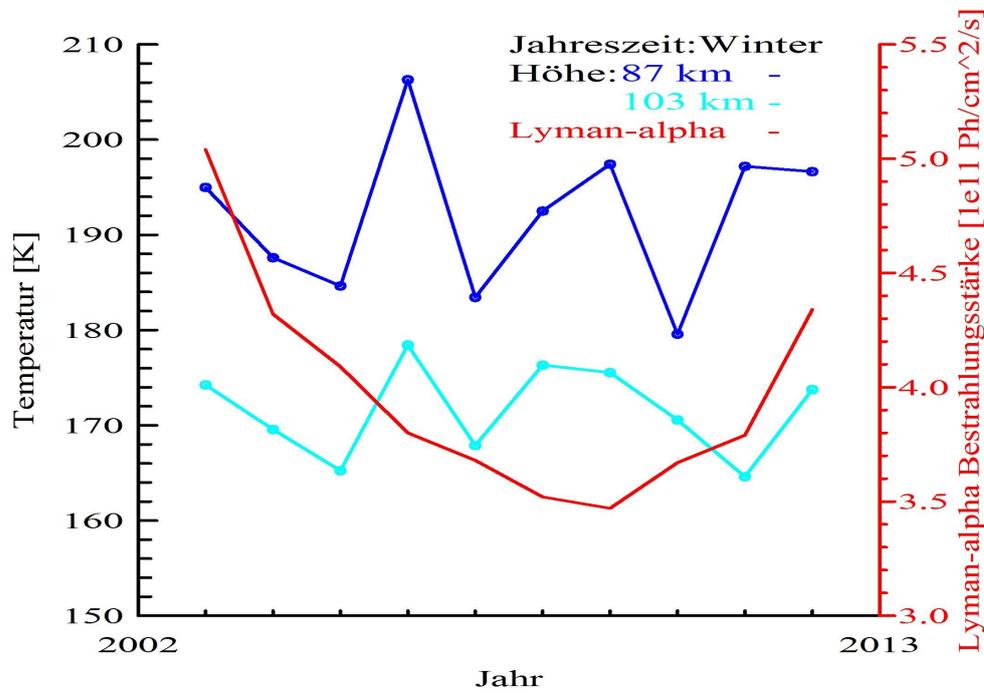


Abbildung 2.6.: Temperaturverläufe bei 87 und 103 km Höhe im Winter und die Bestrahlungsstärke der Lyman- α -Linie

Forbes et al. [2014] zeigten anhand von satellitenbasierten TIMED/SABER-Daten (Sounding of the Atmosphere using Broadband Emission Radiometry) eine signifikante Proportionalität zwischen Temperaturanstieg und solarem Radioflussindex in Kelvin pro 100 solar Flux units (sfu) von $(5,9 \pm 1,7)K/100sfu$ und 80-90 km Höhe und $(9,8 \pm 1,9)K/100sfu$ bei 90-100 km Höhe und Breitengraden von $50 - 70^\circ$ nördlicher Breite. Damit ist ein direkter Vergleichswert gegeben, da die Differenz des solaren Radioflusses zwischen Aktivitätsmaximum 2001 und Aktivitätsminimum 2008 ca. 100 sfu beträgt. In der Quelle wird der Einfluss auf den Jahresmittelwert untersucht, was offensichtlich zu einer kleineren Standardabweichung führt und die jahreszeitliche Differenz glättet. Die in diesem Kapitel angewandte differenziertere Betrachtung zeigt somit im Sommer einen deutlich größeren Einfluss der Sonne auf die Temperaturen (bis $\approx 34 K$ pro 100 sfu) in der Mesopausenregion als von Forbes et al. [2014] beschrieben. Im Winter ist der direkte Einfluss der Sonneneinstrahlung so gering, dass er in den zur Verfügung stehenden Daten nicht festgestellt werden konnte. Das liegt an dynamischen Effekten, die im Winter einen wesentlichen Beitrag zur Temperatur leisten und im nächsten Kapitel näher erläutert werden.

Kapitel 3.

Stratosphärentrends

Die Stratosphäre liegt oberhalb der Tropopause und zeigt eine deutliche Temperaturvariation von Jahr zu Jahr im Winter (Abb. 2.5 und Abb. 3.1). Diese Variation wird zunächst detaillierter dargestellt und anschließend deren Einflussfaktoren diskutiert. Aufgrund der Variation im Winter wird abschließend eine Trenduntersuchung im Sommer durchgeführt, wo die Variabilität verhältnismäßig gering ist. Dem Forschungsgebiet der Stratosphäre gilt besonderes wissenschaftliches Interesse, da dort dynamische Rückkopplungsprozesse verschiedener atmosphärischer Schwingungen zusammenspielen und dadurch erste Anzeichen einer Veränderung der globalen Temperatur hier vermutet werden (Labitzke [1998]).

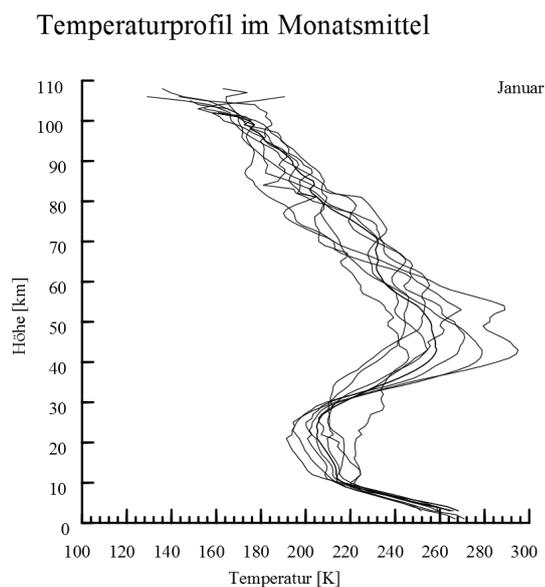


Abbildung 3.1.: Temperaturprofile im Januar von 2004 bis 2012

3.1. Jahr-zu-Jahr-Variation im Winter

Die in der Mesopausenregion beschriebene große Variation der Temperaturen im Winter setzt sich, wie in Abbildung 3.2 deutlich zu sehen, über die Mesosphäre bis in die Stratosphäre fort. Eine Betrachtung des Winters als Mittelwert der Temperatur im Januar und Februar zeigt außer der großen Variabilität keine erkennbaren "Muster". Im Temperaturverlauf des Mittelwertes vom Januar zeigt sich jedoch in der Stratosphäre eine zweijährige Schwingung, weshalb in diesem Abschnitt der Temperaturmittelwert von Januar exemplarisch als Wintermonat betrachtet wird. Dabei ist zu beachten, dass im Januar nur wenige (35) Messungen zur Verfügung stehen und die Amplitude der Variabilität evtl. überschätzt wird. Andererseits geht es hier vor allem um die qualitative Betrachtung des Temperaturverlaufs, weshalb Tendenzen bereits bei einem begrenzten Datensatz erkennbar und nicht willkürlich sind.

Temperaturabweichungen vom Monatsmittel

Kühlungsborn (54° 8' N , 11° 45' E)

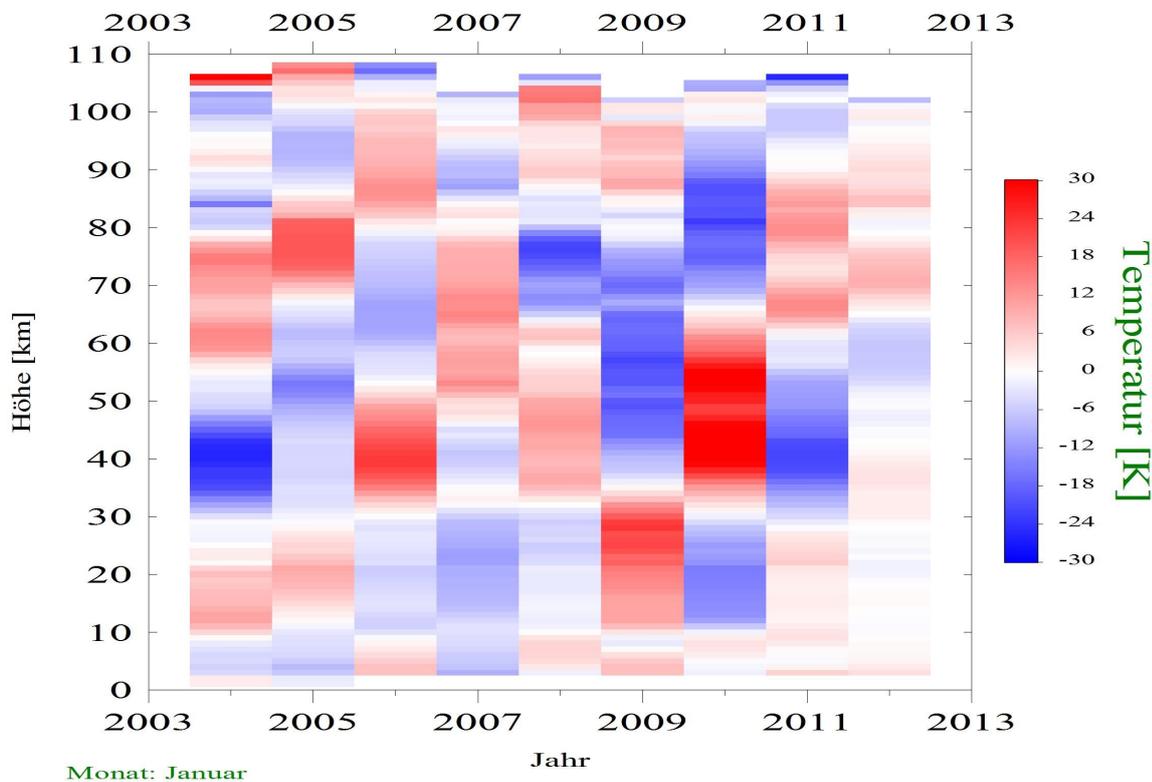


Abbildung 3.2.: Abweichung vom langjährigen Monatsmittel im Januar von 2004 bis 2012

Bei der Betrachtung der Temperaturen im Januar (Abb. 3.2) fallen besonders die großen Ausschläge 2009/2010 über weite Teile der mittleren Atmosphäre auf. Diese entstehen durch die Bildung der Mittelwerte. Da in diesen zwei Jahren nur 4 Messungen durchgeführt worden sind, sind die Mittelwerte nicht repräsentativ für den Monat. Unabhängig davon werden die größten Temperatur-Variationen in Höhe der Stratopause beobachtet. Analog zur Untersuchung der Mesopausenregion im Winter lässt sich auch hier in der Stratosphäre wegen der Variabilität kein einzelner Faktor als maßgebliche Ursache der Temperatur bestimmen. Vielmehr zeigt die Abbildung 3.2 den Einfluss der Dynamik des Polarwirbels in der Atmosphärentemperatur in mittleren Breiten. Der Polarwirbel koppelt an mehrere verschiedenen Oszillationen von Schwingungen des Luftdrucks in der Troposphäre über SSW bis hin zu Schwankungen der Sonnenstrahlung. Diese komplexen Zusammenhänge sind Gegenstand aktueller Forschung und ein sehr weites Feld, sodass sich diese Analyse auf die Einordnung der Temperaturprofile in den globalen Kontext beschränkt.

3.1.1. Einfluss der Polarregion

In Abbildung 3.1 sind alle Monatsmittel für Januar von 2004 bis 2012 dargestellt. Aufgrund der geringen Anzahl an Messungen im Winter und der Dynamik in der Stratosphäre in Form von SSW sind die Mittelwerte im Januar stark gestreut (Abbildung 3.1). Wegen der Kopplung der Stratosphäre an die angrenzenden Schichten ist diese Variation der Temperatur im Winter über die Stratosphäre hinaus sichtbar.

Anhand der Januar-Daten wird nun die Variation der Stratosphäre im Winter auf periodische Zyklen und deren Ausdehnung untersucht. Dazu sind in Abbildung 3.3 die Temperaturverläufe in festen Höhen, beginnend bei 32 km Höhe bis 54 km dargestellt. Alle zwei Kilometer ist ein Plot zu sehen. Man erkennt zunächst bei ca. 44 km Höhe das Maximum einer fast zweijährigen Schwingung der Temperatur, die nach oben und unten hin in der Amplitude abnimmt. In 36 km Höhe ist die Differenz der Spitzen nicht mehr so groß, die Schwankung aber noch deutlich erkennbar. Eine repräsentative Beschreibung dieser Amplituden ist mit dem zur Verfügung stehenden Datensatz nicht möglich (s.o.); unter Berücksichtigung mehrerer Aspekte ist der Umfang der Daten jedoch ausreichend, um den Einfluss einer zweijährigen Oszillation feststellen zu können.

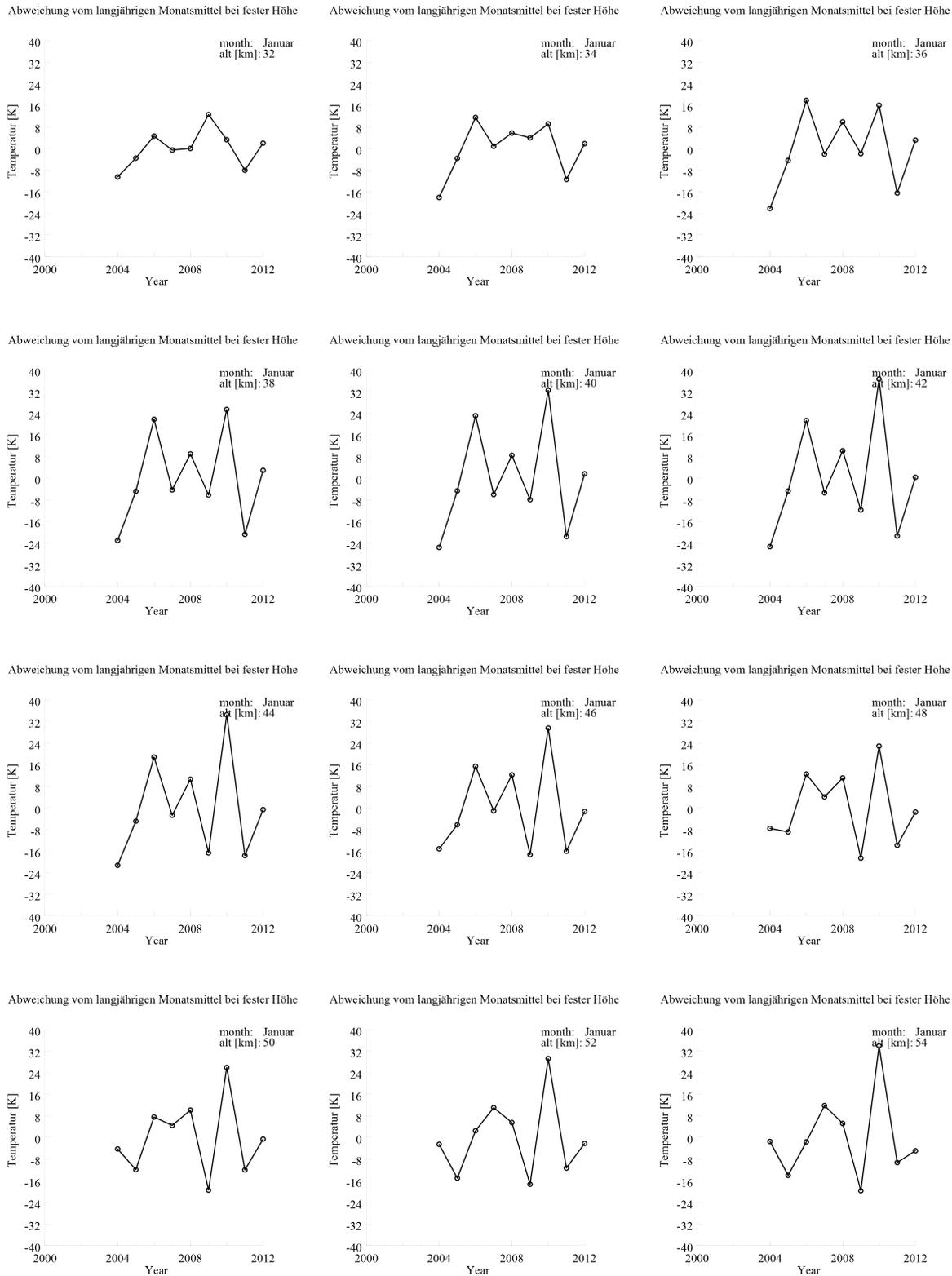


Abbildung 3.3.: Variabilität im Januar; Amplitude und vertikale Ausdehnung

Um die Vermutung der zweijährigen Schwingung zu bestätigen, wird nachfolgend die Stratopausenhöhe als weiterer Indiz auf eine Oszillation herangezogen. Die Stratopausenhöhe koppelt nämlich unmittelbar an SSW (Abschnitt 1.1.2) und damit an die Temperatur in der Stratosphäre. Die Auftragung der Temperatur der Stratosphäre im Winter über die Höhe der Stratopause zeigt eine deutliche Anti-Korrelation (Abb. 3.4).

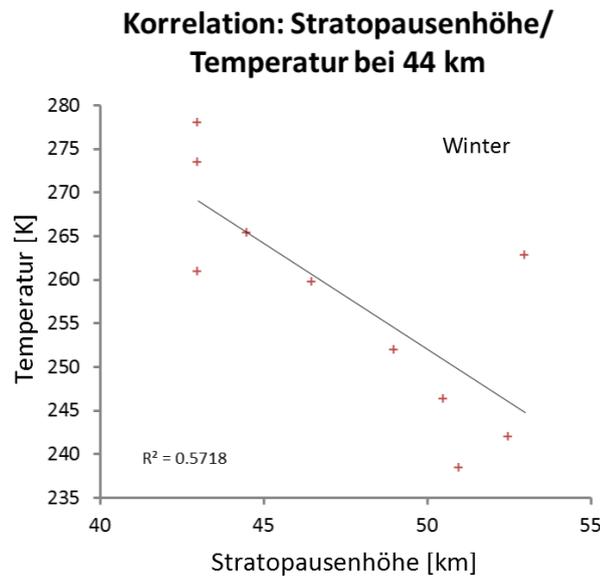


Abbildung 3.4.: Anti-Korrelation zwischen Temperatur der Stratosphäre in 44 km Höhe und der Stratopausenhöhe

Der Korrelationsfaktor beträgt $R = -0,76$ und dessen Quadrat, das Bestimmtheitsmaß $R^2 = 0,57$. Das bedeutet, dass die Werte antikorrelieren, hohe Temperaturen also mit einer niedrigen Stratopause auftreten. Das stimmt mit den bisherigen Beobachtungen von SSW überein, nach denen mit der Temperaturerhöhung der Stratosphäre eine Absenkung der Stratopause einhergeht (Abschnitt 1.1). Dadurch ist eine Betrachtung der Stratopausenhöhe als zusätzlicher Indikator für Veränderungen der Stratosphären-temperatur legitim.

3.1.2. Stratopausenhöhe

Aus der Abbildung 2.5 lässt sich bereits vermuten, dass die Stratopausenhöhe einem zweijährigen Zyklus folgt. Der Verlauf der Stratopause im Winter (Abb. 3.5) zeigt diese Periodizität deutlich.

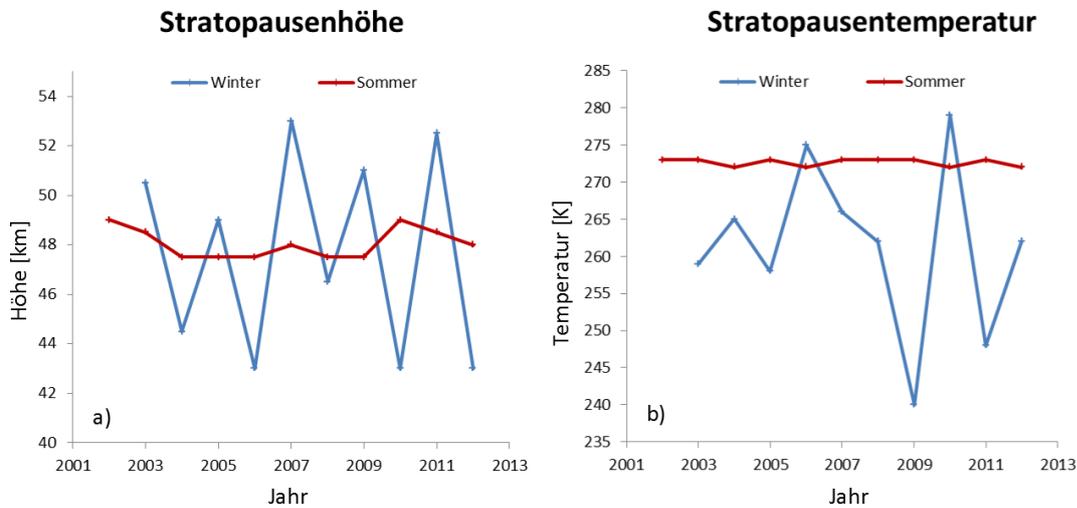


Abbildung 3.5.: Stratopausencharakteristik im Winter und Sommer: a) Höhe b) Temperatur der Stratopause

In Abbildung 3.5 a) ist zu sehen, dass die Stratopause im Winter im Intervall von 43 bis 53 km variiert. Aufgetragen wurde dabei die Höhe, in der der Temperaturgradient Null ist, die Definition der Stratopause. Deutlich ist auch, dass der Wechsel der Stratopausenhöhe jedes Jahr stattfindet. Damit lässt sich festhalten, dass die Temperaturen über Kühlborn in der Stratosphäre offensichtlich einem zweijährigen Zyklus folgen. Zum einen wird dieser Verlauf direkt aus den Temperaturdaten im Januar sichtbar, zum anderen indirekt aus der Oszillation der Stratopausenhöhe.

3.2. Temperaturtendenzen im Sommer

Nachdem im vorangestellten Abschnitt die zweijährige Schwingung der Stratosphärentemperatur beschrieben wurde, befasst sich der kommende Teil mit den Temperaturen der Stratosphäre im Sommer. Die in Abbildung 3.6 gezeigten Verläufe der Temperatur in den verschiedenen Höhen der Stratosphäre sind sich grundsätzlich sehr ähnlich. Im Jahr 2004 liegt die Temperatur in der gesamten Stratosphäre etwas unter dem langjährigen Mittelwert, 2005 und 2009 dagegen im Verhältnis etwas höher. Die Differenz zum langjährigen Temperaturmittelwert im Sommer beträgt in den exemplarisch dargestellten Höhen maximal 2 K. In Bezug auf langfristige Veränderungen zeigt Abbildung 3.6, dass die Temperatur in der Stratosphäre im betrachteten Zeitraum kaum

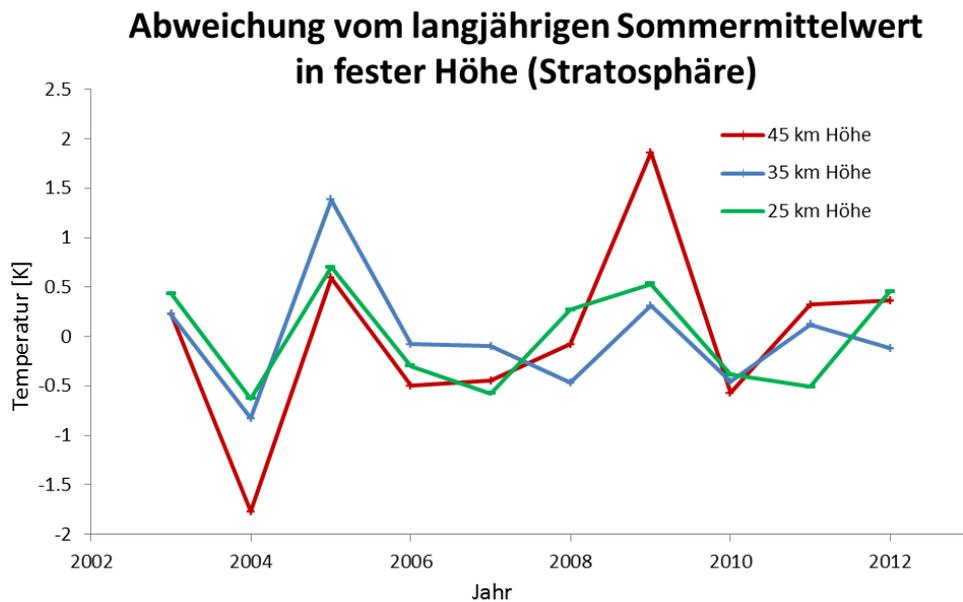


Abbildung 3.6.: Temperaturverlauf der Stratosphäre; dargestellt in 25, 35 und 45 km Höhe

variiert. Auch die Temperatur in der Stratopause (Abb. 3.5 b)) zeigt eine sehr geringe Jahr-zu-Jahr-Variation.

3.3. Diskussion

Temperaturdaten der Stratosphäre wurden für die nördliche Hemisphäre von G. Baumgarten als ECMWF-Daten-Assimilation zur Verfügung gestellt. Diese Referenzwerte zeigen, analog zum Lidar-Datensatz, eine große Variabilität der Temperatur im Winter in der Stratosphäre. In Abbildung 3.7 ist die Lage der Kaltluftzone des Polarwirbels dargestellt. Der Druck 10 mbar entspricht einer Höhe von ungefähr 32 km. Die tiefen Temperaturen entstehen im Winter durch die negative Strahlungsbilanz der Polarnacht. Um die mit dem Lidar-System gemessenen Werte einzuordnen, wurden Kartierungen der Stratosphärentemperatur zum Zeitpunkt der Lidarmessungen gewählt (vgl. Abb. 3.7 und Tab. A.3). Der Zusammenhang wird nun näher an den in Abb. 3.7 dargestellten Karten erläutert. Die übrigen zur Analyse genutzten ECMWF-Daten befinden sich im Anhang A.1. Die in Kapitel 3 besprochene Temperaturmessung in der Stratosphäre zeigt, dass im Winter in den ungeraden Jahren 2003, 2005 etc. eine niedrige Temperatur gemessen wurde (Abb.3.3). Analog dazu ist in der ECMWF-Daten-Assimilation sichtbar, dass in diesen Jahren die gesamte Kaltluftzone des Polarwirbels vom Nord-

Stratosphärentemperatur in der nördlichen Hemisphäre

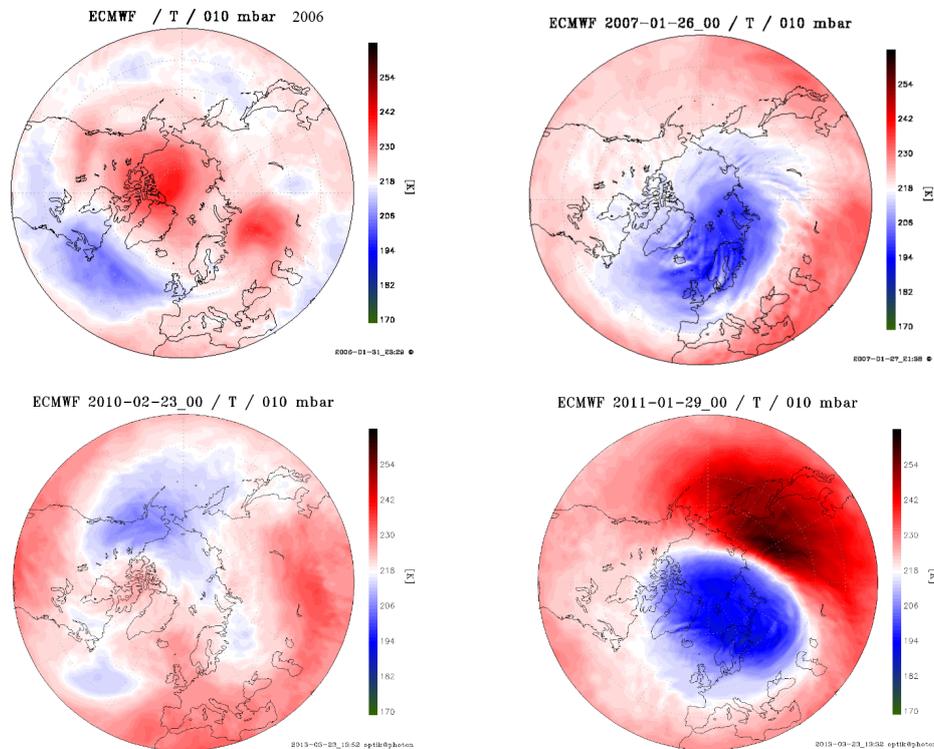


Abbildung 3.7.: ECMWF-Daten der Polarregion; Beispiele für die Jahre 2006, 2007, 2010 und 2011

pol in Richtung Europa verschoben ist (Abb. 3.7). In den geraden Jahren ist die Stratosphärentemperatur vergleichsweise hoch und der Polarwirbel eher in Richtung Nordamerika verschoben. Labitzke [1998] beschreibt einen Zusammenhang zwischen der winterlichen Zirkulation der Stratosphäre und der quasi-zweijährigen Schwingung (QBO). Die Erklärung des Zusammenhangs zwischen der QBO und dem Temperaturprofil im Winter über Kühlungsborn geht über den Rahmen dieser Arbeit hinaus. Der Ansatz für weitere Nachforschungen wäre in diesem Fall zunächst die Bestimmung der Korrelation und die sich daran anschließende Beurteilung. Als Resultat dieses Kapitels lässt sich festhalten, dass sowohl die Stratopausenhöhe, als auch die Temperatur in weiten Teilen der Stratosphäre einem zweijährigen Zyklus folgt (vgl. Abb. 3.5 a) und Abb. 3.3) und ein Zusammenhang mit der QBO wahrscheinlich ist. Für eine Beschreibung der Amplitude sind aufgrund des begrenzten Datensatzes weitere Beobachtungen notwendig. Der Vergleich zwischen der mit dem Lidar-System gemessenen Temperatur und den ECMWF-Daten zeigt jedoch, dass zum Zeitpunkt der Lidarmessungen eine für Mittel-Europa repräsentative Stratosphärentemperatur aufgenommen wurde.

Kapitel 4.

Fazit und Ausblick

Die Messungen von Temperaturprofilen mit dem RMR-Lidar in Kühlungsborn sind fortlaufend und auf Untersuchungen von langfristigen Veränderungen ausgelegt. Die in dieser Arbeit behandelten Jahre geben einen ersten Überblick und zeigen bedeutende Einflüsse auf. Die im Kapitel 2 herausgefundene Abhängigkeit zeigt einen direkten Zusammenhang der Temperatur im Sommer mit der Sonnenaktivität, die als wesentlicher Parameter die Mesopausenregion beeinflusst. Sowohl qualitativ als auch quantitativ wurde die Einflussnahme während des letzten Minimums des 11-jährigen Solar-Zyklus beschrieben, wobei die Variation der Temperatur ca. 30 K im betrachteten Zeitraum in der Mesopausenregion (89 km) beträgt. Prinzipiell beeinflusst die Sonneneinstrahlung die Temperatur oberhalb von 82 km. Das wurde durch das Bestimmtheitsmaß der Korrelation festgestellt. Weiterhin wird erwartet, dass die Temperatur der Mesopause in den kommenden Jahren wesentlich durch die Sonneneinstrahlung bestimmt wird. Im Kapitel Stratosphärentrends wird klar, dass eine umfassendere Analyse mehrerer dynamischer Kopplungen nötig ist, um den Temperaturverlauf in der Stratosphäre in seiner Gesamtheit zu verstehen. Trotzdem konnte der Zusammenhang zwischen der Temperatur in der Stratosphäre und der Stratopausenhöhe im Winter erklärt und eine zweijährige Schwingung beobachtet werden. Hier bietet diese Arbeit einen Ausgangspunkt für Untersuchungen der Stratosphäre bezüglich der zweijährigen Oszillation der Temperatur in der nördlichen Hemisphäre. Aufgrund des stetig wachsenden Datensatzes wird es in Zukunft möglich sein, die Analyse zeitlich auszuweiten und genauere und umfassendere Informationen in Bezug auf langfristige Veränderungen in der mittleren Atmosphäre zu erhalten.

Anhang A.

Anhang

Jahr	Abweichung von der jeweiligen Regressionsgraden		
	83 km	89 km	95 km
2002	0,25	2,65	-1,44
2003	-2,56	-6,41	-3,27
2004	-2,09	-0,33	3,86
2005	-1,98	-3,09	-2,97
2006	-1,37	-0,27	-1,82
2007	-4,15	0,19	-0,70
2008	2,08	1,14	-2,92
2009	-4,30	-0,37	-2,34
2010	1,98	1,14	5,09
2011	-0,28	0,05	4,01
2012	-10,55	5,39	2,50

Tabelle A.1.: Abweichungen vom Temperaturtrend in der Mesopausenregion

Höhe [km]	$B \left[\frac{K}{\text{Photonen/cm}^2/\text{s}} \right]$	$\tau \cdot s_B \left[\frac{K}{\text{Photonen/cm}^2/\text{s}} \right]$	R^2
95	9,77	4,89	0,72
94	7,83	5,11	0,60
93	7,02	5,23	0,51
92	7,75	4,54	0,56
91	10,69	3,30	0,75
90	14,59	3,86	0,87
89	16,67	4,60	0,89
88	15,96	4,67	0,87
87	14,93	5,14	0,82
86	13,38	6,21	0,73
85	11,65	4,09	0,81
84	9,26	4,01	0,73
83	5,97	5,69	0,74
82	4,12	7,78	0,48
81			0,04
80			0,06
79			0,13
78			0,14
77			0,12
76			0,08
75			0,06

Tabelle A.2.: Korrelation zwischen Sonneneinstrahlung und Temperatur in 75 bis 95 km Höhe

Messzeitpunkte im Winter			
22.02.2003	07.02.2005	06.02.2007	07.02.2010
23.02.2003	08.02.2005	08.02.2007	22.02.2010
24.02.2003	09.02.2005	18.02.2007	
25.02.2003			02.01.2011
26.02.2003		14.01.2008	11.01.2011
	09.01.2006	23.01.2008	21.01.2011
27.01.2004	10.01.2006	11.02.2008	28.01.2011
10.02.2004	15.01.2006	13.02.2008	29.01.2011
12.02.2004	16.01.2006	15.02.2008	27.02.2011
20.02.2004	17.01.2006	16.02.2008	
21.02.2004	23.01.2006	17.02.2008	14.01.2012
23.02.2004	24.01.2006	21.02.2008	15.01.2012
27.02.2004	28.01.2006		24.01.2012
	12.02.2006	26.01.2009	25.01.2012
07.01.2005	25.02.2006	13.02.2009	26.01.2012
13.01.2005	27.02.2006	14.02.2009	27.01.2012
15.01.2005		15.02.2009	31.01.2012
17.01.2005			01.02.2012
23.01.2005	24.01.2007	26.01.2010	16.02.2012
29.01.2005	26.01.2007	27.01.2010	20.02.2012
02.02.2005	04.02.2007	29.01.2010	25.02.2012

Tabelle A.3.: Nächte in denen im Januar und Februar Messungen durchgeführt wurden

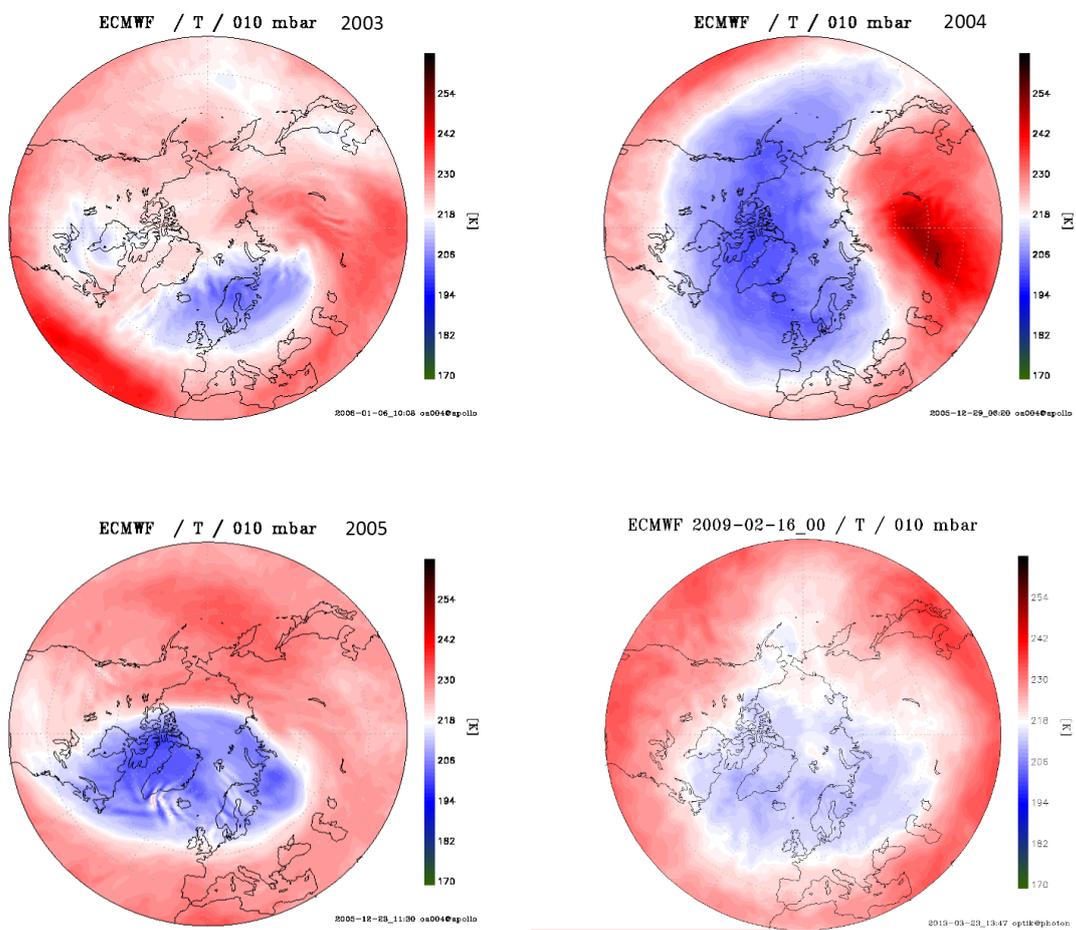


Abbildung A.1.: ECMWF-Daten der Polarregion 2003 bis 2005 und 2009

Literaturverzeichnis

www.iap-kborn.de. Stand: 02. September 2014.

<http://www.spektrum.de/lexikon/optik/raman-streuung/2747>. Stand: 28. August 2014.

www.sunrise-and-sunset.com/de/deutschland/ostseebad-kuhlungsborn/2014/dezember. Stand: 04. September 2014.

wetter.mb.fh-jena.de/station/klima/lufttemperatur.html. Stand: 04. September 2014.

composite solar lyman-alpha. Laboratory for Atmospheric and Space Physics, Colorado, 2014. lasp.colorado.edu/lisird/lya/ (Stand: 22. August 2014).

10.7 cm Solar Flux. National Oceanic and Atmospheric Administration, Colorado, 2014. www.swpc.noaa.gov/forecast_verification/Assets/F10/F10ObsPlot.html (Stand: 02. September 2014).

M. Alpers, R. Eixmann, C. Fricke-Begemann, M. Gerding, and J. Höffner. Temperature lidar measurements from 1 to 105 km altitude using resonance, Rayleigh and rotational Raman scattering. *Atmos. Chem. Phys.*, 4:793–800, 2004. doi:10.5194/acp-4-793-2004.

J. M. Forbes, X. Zhang, and D. R. Marsh. Solar cycle dependence of middle atmosphere temperatures. doi:10.1002/2014JD021484, 2014.

C. Fricke-Begemann and J. Höffner. Temperature tides and waves near the mesopause from lidar observation at two latitudes. *Geophys. Res. Lett.*, 110(D19), 2005. doi:10.1029/2005JD00770.

E. Friis-Christensen and K. Lassen. Length of the solar cycle: An indicator of solar activity closely associated with climate. *Science*, 254(5032):698–700, 1991.

- M. Gerding, J. Höffner, P. Hoffman, M. Kopp, and F.-J. Lübken. Noctilucent cloud variability and mean parameters from 15 years of lidar observations at a mid-latitude site (54°N, 12°E). *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118:317–328, 2013. doi:10.1029/2012JD018319.
- J. R. Holton. *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Academic Press, San Diego, USA, 1992.
- K. Labitzke. *Die Stratosphäre*. Springer, Berlin, 1. edition, 1998. ISBN 3-540-65000-8.
- F.-J. Lübken, G. Baumgarten, J. Fiedler, M. Gerding, J. Höffner, and U. Berger. Seasonal and latitudinal variation of noctilucent cloud altitudes. *Geophys. Res. Lett.*, 35 (L06801), März 2008. doi:10.1029/2007GL032281.
- M. Rauthe. *Lidarmessungen von Temperaturen und Schwerewellen zwischen 1 – 105 km über Kühlungsborn (54°N, 12°E)*. PhD thesis, University of Rostock, Germany, 2008.
- W. Roedel and T. Wagner. *Physik unserer Umwelt: Die Atmosphäre*. Springer, Berlin, 4. edition, 1991. ISBN 978-3-642-15728-8.
- F. Vahrenholt and S. Lüning. *Die kalte Sonne*. Hoffmann und Campe Verlag, Hamburg, 1. edition, 2012. ISBN 978-3-455-50250-3.
- U. von Zahn and J. Höffner. Mesopause temperature profiling by potassium lidar. *Geophys. Res. Lett.*, 23(2):141–144, 1996. doi:10.1029/95GL03688.
- A. T. Young. Rayleigh scattering. *Appl. Opt.*, 20(4):533–535, 1981.

Selbständigkeitserklärung

Ich versichere hiermit an Eides statt, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig angefertigt und ohne fremde Hilfe verfasst habe, keine außer den von mir angegebenen Hilfsmitteln und Quellen dazu verwendet habe und die den benutzten Werken inhaltlich und wörtlich entnommenen Stellen als solche kenntlich gemacht habe.

Rostock, den 15. September 2014