
*„Untersuchung der Änderung der dynamischen Struktur der
Atmosphäre mit Hilfe von Spallationsproduktmessungen und
Temperaturprofilen“*

Fachbereich Sicherheitstechnik der
Bergischen Universität Wuppertal

zur Erlangung des akademischen Grades eines Doktor-Ingenieurs

eingereichte Dissertation

von

Dipl.-Ing. Alexander Rupp

Wuppertal, 2003

D468

...Sturmböen gibt es besonders im Herbst, dann auch im Frühjahr und zwar meistens hervorgerufen von Aparktias, Thraskias, Argestes.

Der Grund: Zu einer Sturmbö kommt es gewöhnlich, wenn ein Wind weht und ein anderer ihm in die Quere kommt. Das tun die genannten Winde aber besonders häufig. Auch dies wurde schon früher begründet. Die Etesien springen um: Für die im Osten wohnenden wandeln sie sich von Aparktias zu Thraskias, Argestes und Zephyros beginnen also im Norden und enden weiter südlich, für die im Osten wohnenden springen sie um bis zum Apeliotes. Soviel über die Winde, ihren ersten Ursprung, ihr Wesen, ihre allgemeinen und ihre speziellen Eigenschaften...

Aristoteles Werke, Teil 1 Meteorologie

Danksagung

Mein Dank gilt Herrn Professor Dr. Hartwig für die Anregung des Themas und die stete Unterstützung bei der Durchführung der Arbeit. Für die Anfertigung des zweiten Gutachtens bin ich Herrn Professor Dr. Filges dankbar.

Im Weiteren möchte ich allen Kollegen im Fachgebiet für den regen Gedankenaustausch und die praktischen Ratschläge danken.

Besonderer Dank gilt in diesem Zusammenhang Frau Frauke Binder für die Unterstützung bei der Aufbereitung der Berylliumdaten.

Zu guter Letzt danke ich meinen Eltern, die mich während der ganzen Studienzeit gefördert und unterstützt haben und meiner Freundin Petra, die mir in der nicht immer ganz einfachen Zeit zur Seite stand.

St. Ingbert im Mai 2004

Alexander Rupp

KURZREFERAT

Durch den Eintrag antropogener infrarotaktiver Gase und der Ausdünnung der stratosphärischen Ozonschicht ändern sich die Schichtungsverhältnisse und die Dynamik der Atmosphäre. Die Zunahme schwerer Stürme oder Unwetter im Allgemeinen weisen bereits darauf hin.

In der vorliegenden Arbeit wurde die Dynamik der Atmosphäre hinsichtlich möglicher Änderungen anhand dreier unterschiedlicher Datenkollektive untersucht.

Als ein Indikator für strukturelle Änderungen in der Atmosphäre kann sich die Tropopause eignen, weil ihre Lage durch einen Temperaturgradientenwechsel definiert ist und sie die beiden atmosphärischen Teilbereiche Troposphäre und Stratosphäre voneinander trennt.

Als ein weiterer wichtiger Indikator dient die Tropopausentemperatur. Mögliche Änderungen in der Dynamik sollten mit Temperaturänderungen in der Atmosphäre einhergehen. Der positive Temperaturgradient der Stratosphäre ist das wesentlichste Stabilitätskriterium weil hierdurch thermische Turbulenzen vermieden werden.

Außerdem wurde im Rahmen dieser Arbeit die Bodenluftkonzentration des natürlichen Radionuklids ^7Be untersucht. Beryllium-7 entsteht in der hohen Atmosphäre durch Spallation. Weil der Austausch stratosphärischer Luft in die Troposphäre nicht kontinuierlich verläuft, sondern in zeitlich fest definierten Schüben und die Konzentration in der Stratosphäre um bis zu drei Größenordnungen über derjenigen der Troposphäre liegt, ist das Radionuklid ein geeigneter Tracer zur Untersuchung des atmosphärischen Austauschverhaltens.

Insgesamt wurde an sieben Stationen die Höhenlage der Tropopause untersucht, bis in eine maximale Höhe von 20 Kilometern an vier weiteren Stationen die Änderung der Atmosphärentemperatur und an vierzehn Stationen die Bodenluftkonzentration von Be^7 unter Berücksichtigung des Einflusses des Sonnenfleckenzyklus.

Zur Untersuchung der Berylliumkonzentration in Wuppertal wurde durch das Fachgebiet eigens eine Sammelstation für atmosphärische Aerosole eingerichtet und die Proben über einen Zeitraum von zwei Jahren gammaspektrometrisch ausgewertet.

Alle untersuchten Daten weisen auf eine eindeutige Änderung des atmosphärischen Austauschverhaltens hin.

ABSTRACT

The relation of the stratification and the dynamics are changing because of influence of anthropogenic infrared active gases and the dilution of the stratospheric ozone layer. Generally this is indicated by the increase of severe storms and other harmful weather anomalies.

In this present work, the dynamic of the atmosphere in relation to possible changes was examined on the basis of three different samples of data.

The tropopause is suitable as an indicator of the structural changes in the atmosphere, because its position is defined through a change in the temperature gradient. Also the tropopause divides the two atmospheric parts, the troposphere and the stratosphere, from each other.

The temperature of the tropopause is used as another crucial indicator. Possible changes in the dynamics should be accompanied by changes of the atmospheric temperature. The positive temperature gradient of the stratosphere is a crucial criterion for the stability, because thereby thermal turbulences are avoided.

In this work the surface concentration of the natural radionuclide Be^7 was examined. Beryllium-7 originates in the high atmosphere by spallation. This radionuclide is a suitable tracer for the examination of atmospheric exchange, because the exchange of stratospheric air in the troposphere is not continuous but is determined by rigid determined intervals and concentration in the atmosphere, which are up to three magnitudes higher than these of the troposphere.

The height of the tropopause was measured at seven sampling points, up to a height of maximal 20 kilometres. At four sampling points the change of the atmospheric temperature was recorded and on fourteen sampling points the surface concentration of Be^7 was measured with respect to the influence of the sunspot activity.

A sample station for atmospheric aerosols was established in Wuppertal in order to observe the Beryllium concentration for a duration of two years. The samples were measured by using gamma spectrography.

All data indicating an indisputable change at the atmospheric exchange.

RESUME

L'introduction et la dispersion dans la couche d'ozone stratosphérique de gaz absorbant le rayonnement infra-rouge modifie la dynamique de l'atmosphère et des rapports entre les couches d'air. L'augmentation de la fréquence et de la gravité des turbulences atmosphériques est un signe de ce phénomène.

Dans le cadre de ce travail a été étudiée la dynamique de l'atmosphère et de possibles modifications de celle-ci à l'aide de trois différentes banques de données.

La tropopause peut être utilisée comme indicateur des modifications de structure de l'atmosphère, parce que sa situation est définie par une variation du gradient de température et parce qu'elle sépare les deux domaines atmosphériques: la troposphère et la stratosphère.

Un autre indicateur important est la température de la tropopause. De possibles modifications de la dynamique doivent provoquer des modifications de température de l'atmosphère. Le gradient de température positif de la stratosphère est un important critère de stabilité car il permet d'éviter les turbulences thermiques.

De plus a été étudié dans le cadre de ce travail la concentration de l'air au niveau du sol en radionucléide ^7Be naturel. Beryllium-7 est formé dans la haute atmosphère à travers la „spallation“. Comme l'échange d'air stratosphérique avec la troposphère ne se fait pas continuellement mais à des périodes fixes et que la concentration dans la stratosphère est jusqu'à trois ordres de grandeur supérieure à celle dans la troposphère, le radionucléide est un traceur approprié pour l'étude des échanges de flux atmosphériques.

La hauteur de la tropopause a été étudiée en sept stations différentes, la variation de la température atmosphérique en quatre stations supplémentaires jusqu'à une altitude de 20 kilomètre. La concentration dans l'air au niveau du sol en ^7Be a été étudiée en quatorze stations en tenant compte de l'influence du cycle solaire.

Pour l'étude de la concentration en Beryllium à Wuppertal, le département d'étude a installé une station de prélèvement pour aérosol atmosphérique et les prélèvements ont été analysés sur une durée de deux ans par spectroscopie gamma. Tous les résultats d'analyse mettent en évidence une modification des phénomènes d'échange de flux dans l'atmosphère.

INHALTSVERZEICHNIS

KURZREFERAT	I
ABSTRACT	II
RÉSUMÉ	III
ABBILDUNGSVERZEICHNIS	VII
TABELLENVERZEICHNIS	VIII
1 EINLEITUNG	1
1.1 Problemstellung.....	1
2 DIE VERTIKALE STRUKTUR DER ATMOSPHERE	5
2.1 Die Troposphäre.....	6
2.2 Die Stratosphäre	7
2.3 Die Mesosphäre.....	8
2.4 Die Definition der Tropopause.....	8
2.5 Die Lage der Tropopause in Abhängigkeit der geographischen Breite....	9
3 GLOBALE ZIRKULATION	10
3.1 Austausch von Luftmassen zwischen Stratosphäre und Troposphäre	13
3.1.1 Übersicht über die Literatur	13
3.1.2 Aktueller Stand des Wissens.....	16
4 DIE PRODUKTION VON RADIONUKLIDEN IN DER ERDATMOSPHERE	18
4.1 Der Unterschied zwischen der Kernspaltung und Spallationsreaktionen..	21
.....	21
4.1.1 Induzierte Kernspaltung.....	22
4.1.2 Spallation	22
4.2 Die Zusammensetzung der kosmischen Höhenstrahlung	23
5 DIE RADIOAKTIVITÄT DES BE-7 IN DER ATMOSPHERE	24
5.1 Be-7 als natürlicher Tracer.....	24
5.2 Der Radioaktive Zerfall von Be-7	26
5.3 Die Produktionsrate von Be-7	27

6	DER SONNENFLECKENZYKLUS	30
6.1	Die Auswirkung des Sonnenfleckenzyklus auf die atmosphärische Zirkulation.....	31
6.2	Die Auswirkung des Sonnenfleckenzyklus auf die Strahlungsbilanz der Atmosphäre	32
6.3	Die Auswirkung des Sonnenfleckenzyklus auf das Wetter	33
7	DIE DATENGRUNDLAGE	34
7.1	Die Berylliumdaten	35
7.1.1	Die französischen Daten	35
7.1.2	Die deutschen Daten	37
7.1.2.1	<i>PTB</i>	37
7.1.2.2	<i>DWD</i>	37
7.1.3	Eigene Messungen durch das Fachgebiet	38
7.1.3.1	<i>Chemischer Trennungsgang</i>	38
7.1.3.2	<i>Voruntersuchungen</i>	40
7.1.3.3	<i>Weiterbearbeitung der Messwerte</i>	44
7.1.3.4	<i>Gamma-Messplatz</i>	46
7.1.4	Die norwegischen Daten	48
7.1.5	Die finnischen Daten.....	49
7.1.6	Weitere Berylliumdaten	49
7.2	Tropopausendaten	51
7.2.1	Radiosondenaufstiege	51
7.2.1.1	<i>Grundsätzlicher Aufbau und Messwerterfassung</i>	51
7.2.2	Radiosondendaten	53
7.3	Überblick über die Zeitreihen aller Datensätze.....	55
8	WEITERBEARBEITUNG DER ROHDATEN.....	56
8.1	Beryllium.....	56
8.2	Atmosphären.....	57
8.2.1	Tropopausenhöhe.....	59
8.2.1.1	<i>Ausgangslage</i>	59
8.2.1.2	<i>Datenvorbereitung</i>	59
8.2.1.3	<i>Weiterverarbeitung in dem Statistik Programm Statist</i>	61
8.2.1.4	<i>Allgemeine statistische Angaben</i>	61
8.2.1.5	<i>Exportieren für Microsoft Excel (TM)</i>	63
8.2.2	Atmosphärentemperatur.....	64
8.2.2.1	<i>Ausgangslage</i>	64
8.2.2.2	<i>Datenvorbereitung</i>	64
8.2.2.3	<i>Weiterbearbeitung mit Statist</i>	65
8.3	Homogenisierung der Zeitreihen.....	68
9	GEOGRAPHISCHE LAGE DER MESSSTATIONEN	70
10	AUSWERTUNG DER ATMOSPHÄRENDATEN	72

10.1 Die Tropopause als Indikator für strukturelle Änderungen der Atmosphäre	72
10.2 Vorgehen	73
10.3 Ergebnisse	76
10.3.1 Untersuchung der Tropopausenhöhe.....	76
10.3.2 Untersuchung der Varianz der Tropopausenhöhe.....	82
10.3.3 Der Jahresgang der Tropopause	83
10.4 Ergebnisse anderer Autoren	87
10.5 Diskussion	90
11 AUSWERTUNG DER BE-7-DATEN.....	92
11.1 Definition der Quellkonfiguration.....	92
11.1.1 Änderung der Produktionsrate	93
11.1.2 Veränderung der Abscheideprozesse wie feuchte und trockene Deposition	93
11.1.3 Variation mit der Höhe und geographischen Lage.....	93
11.2 Ergebnisse	95
11.2.1 Untersuchung der 5-Jahresmittelwerte.....	95
11.2.2 Der Einfluss der Geographischen Lage auf die Berylliumkonzentration ...	97
11.2.3 Der Einfluss der Höhenlage auf die Berylliumkonzentration	100
11.2.4 Trendanalysen der Berylliumkonzentration	102
11.2.5 Untersuchung der Varianz.....	104
11.2.6 Auswertung von Maximal- und Minimalwerten.....	106
11.2.6.1 <i>Verhältniswerte der maximalen zu den minimalen Monatswerten eines</i>	
<i>Jahres.....</i>	<i>106</i>
11.2.6.2 <i>Abweichung der Jahrestrema vom jeweiligen Jahresmittelwert.....</i>	<i>108</i>
11.2.7 Korrelation zwischen der Änderung der Tropopausenhöhe und der	
Berylliumkonzentration.....	110
11.3 Ergebnisse anderer Autoren	112
11.4 Diskussion	116
12 AUSWERTUNG DER TEMPERATURDATEN	117
12.1 Ergebnisse	118
12.1.1 Untersuchung der Jahresdiagramme der Komplettaufstiege.....	118
12.1.2 Temperaturentwicklung in der Atmosphäre.....	119
12.1.2.1 <i>In der Gesamtatmosphäre</i>	<i>119</i>
12.1.2.2 <i>In der Troposphäre und Stratosphäre</i>	<i>120</i>
12.1.2.3 <i>In Schichten unterschiedlicher Höhen.....</i>	<i>122</i>
12.1.3 Untersuchung struktureller Änderungen in der Stratosphäre.....	123
12.2 Ergebnisse anderer Autoren	127
12.3 Diskussion	129
13 ZUSAMMENFASSENDE ERGEBNISSE, AUSBLICK	130
14 LITERATURVERZEICHNIS	133

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

<i>Abbildung 1 Kohlendioxidemission und Temperaturveränderung</i>	<i>1</i>
<i>Abbildung 2 Trend großer Naturkatastrophen</i>	<i>3</i>
<i>Abbildung 3 Dekadenvergleich Schäden und Schadensschwere</i>	<i>3</i>
<i>Abbildung 4 Übersicht über die Schichteneinteilung der Atmosphäre</i>	<i>5</i>
<i>Abbildung 5 Lage der Tropopause für das Sommer- und Winterhalbjahr</i>	<i>9</i>
<i>Abbildung 6 Schema der großräumigen, globalen Zirkulationsmuster</i>	<i>11</i>
<i>Abbildung 7 Schematische Zusammenfassung der Transportprozesse</i>	<i>12</i>
<i>Abbildung 8 Teilprozesse der Brewer-Dobson-Meridionalzirkulation</i>	<i>17</i>
<i>Abbildung 9 Schema einer Kaskade</i>	<i>19</i>
<i>Abbildung 10 Magnetischer Breiteneffekt</i>	<i>20</i>
<i>Abbildung 11 Darstellung des Spalt- und Spallationsprozesses</i>	<i>22</i>
<i>Abbildung 12 Mittleres Be-7-Aktivitätskonzentrationsprofil der Atmosphäre</i>	<i>26</i>
<i>Abbildung 13 Produktionsraten als Funktion der geographischen Breite</i>	<i>28</i>
<i>Abbildung 14 Sonnenfleckenzyklus</i>	<i>31</i>
<i>Abbildung 15 Überblick über den Trennungsgang</i>	<i>39</i>
<i>Abbildung 16 Einfluss der Füllhöhe auf die gemessene Aktivität</i>	<i>41</i>
<i>Abbildung 17 Wiederfindungsrate nach dem chemischen Trennungsgang</i>	<i>42</i>
<i>Abbildung 18 Untersuchungsergebnisse zur Detektorausbeute</i>	<i>43</i>
<i>Abbildung 19 Prinzipskizze des Szintillationsdetektors</i>	<i>47</i>
<i>Abbildung 20 Darstellung der eigenen Messreihen</i>	<i>48</i>
<i>Abbildung 21 Bereinigung der Daten vom Einfluss der Sonnenaktivität</i>	<i>57</i>
<i>Abbildung 22 Datenvorbereitung Tropopausenhöhe</i>	<i>60</i>
<i>Abbildung 23 Fließschema Weiterbearbeitung in Statist</i>	<i>63</i>
<i>Abbildung 24 Datenvorbereitung der Atmosphärentemperaturen</i>	<i>65</i>
<i>Abbildung 25 Weiterverarbeitung mit Statist</i>	<i>66</i>
<i>Abbildung 26 Darstellung der Zusammenhängenden Zeitreihen</i>	<i>69</i>
<i>Abbildung 27 Darstellung der geographischen Lage der Messstationen</i>	<i>70</i>
<i>Abbildung 28 Geographische Lage der Messstationen 30 – 70 Grad</i>	<i>71</i>
<i>Abbildung 29 Jahresmittelwert der Tropopausenhöhe</i>	<i>76</i>
<i>Abbildung 30 Mittelwert der Höhe der 1. und 2. Tropopause</i>	<i>77</i>
<i>Abbildung 31 Maximal- und Minimalwerte in der ersten und zweiten Tropopause</i>	<i>79</i>
<i>Abbildung 32 Tropopausenhöhe und mittlere Sonnenfleckenanzahl</i>	<i>81</i>
<i>Abbildung 33 Steigung der Trendgeraden der Monate der Tropopausen</i>	<i>82</i>
<i>Abbildung 34 Steigung des Varianzkoeffizienten der 1. Tropopause</i>	<i>82</i>
<i>Abbildung 35 Steigung des Varianzkoeffizienten der 2. Tropopause</i>	<i>83</i>
<i>Abbildung 36 Trendgeraden der Jahresgänge der Tropopausenhöhe der 1. TP</i>	<i>84</i>
<i>Abbildung 37 Steigung der Trendgeraden der Jahresgänge der Tropopause der 2. TP</i>	<i>85</i>
<i>Abbildung 38 Steigung über einen gleitenden 5-Jahreszeitraum der 1. TP</i>	<i>86</i>
<i>Abbildung 39 Steigung über einen gleitenden 5-Jahreszeitraum der 2. TP</i>	<i>87</i>
<i>Abbildung 40 5-Jahresmittelwert der korrigierten Be-7 Konzentration</i>	<i>96</i>
<i>Abbildung 41 Be-7 Aktivität in Abhängigkeit der geographischen Lage</i>	<i>97</i>
<i>Abbildung 42 Abweichung vom Polarjet</i>	<i>99</i>
<i>Abbildung 43 Abweichung vom Subtropenjet</i>	<i>99</i>
<i>Abbildung 44 Aktivität und Höhenlage der Stationen auf der Südhalbkugel</i>	<i>101</i>
<i>Abbildung 45 Steigung der Trendgeraden der max/min – Verhältnisse 1969 – 1999</i>	<i>107</i>
<i>Abbildung 46 Steigung der Trendgeraden der max/min – Verhältnisse 1969 – 1990</i>	<i>107</i>
<i>Abbildung 47 Abweichung der Jahresextrema vom Jahresmittelwert 1969-1999</i>	<i>108</i>
<i>Abbildung 48 Relative Abweichung vom Mittelwert</i>	<i>109</i>

<i>Abbildung 49 Jahresmittelwerte für Komplettaufstiege in Brest.</i>	<i>118</i>
<i>Abbildung 50 Temperaturentwicklung in der Atmosphäre</i>	<i>120</i>
<i>Abbildung 51 Steigung der Trendgeraden der Temperatur</i>	<i>121</i>
<i>Abbildung 52 Änderung der Temperatur in unterschiedlichen Höhen</i>	<i>122</i>
<i>Abbildung 53 Trendgeraden der 5-Jahresmittelwerte in 11000 – 20000 Meter</i>	<i>124</i>
<i>Abbildung 54 Entwicklung der Anzahl der Temperaturgradienten</i>	<i>125</i>
<i>Abbildung 55 Varianz der Temperaturen zwischen 10000 m und 15000 m Höhe</i>	<i>126</i>
<i>Abbildung 56 Varianz der Temperaturen zwischen 16000 m und 20000 m Höhe</i>	<i>126</i>

Tabellenverzeichnis

<i>Tabelle 1</i>	<i>Kosmogene Radionuklide in der Atmosphäre</i>	<i>27</i>
<i>Tabelle 2</i>	<i>Zusammenstellung der französischen Be-7-Zeitreihen</i>	<i>36</i>
<i>Tabelle 3</i>	<i>Angaben zur Umlösung</i>	<i>40</i>
<i>Tabelle 4</i>	<i>Bestimmtheitsmaß und Korrelationskoeffizient der Trendgeraden</i>	<i>41</i>
<i>Tabelle 5</i>	<i>Zusammenstellung der deutschen Be-7-Zeitreihen</i>	<i>47</i>
<i>Tabelle 6</i>	<i>Zusammenstellung der norwegischen Be-7-Zeitreihen</i>	<i>48</i>
<i>Tabelle 7</i>	<i>Zusammenstellung der finnischen Be-7-Zeitreihen</i>	<i>49</i>
<i>Tabelle 8</i>	<i>Zusammenstellung der Be-7-Zeitreihen der amerik. Energiebehörde</i>	<i>50</i>
<i>Tabelle 9</i>	<i>Angabe zur Höhenlage der Tropopause</i>	<i>53</i>
<i>Tabelle 10</i>	<i>Höhenbezogene Temperaturangaben in der Troposphäre</i>	<i>54</i>
<i>Tabelle 11</i>	<i>Übersicht über die verwendete Software und deren Vorteile</i>	<i>58</i>
<i>Tabelle 12</i>	<i>Gegenüberstellung der Null- und Zwölf- Uhrwerte</i>	<i>67</i>
<i>Tabelle 13</i>	<i>Korrelation der 1. Tropopause an verschiedenen Stationen</i>	<i>74</i>
<i>Tabelle 14</i>	<i>Korrelation der 2. Tropopause an verschiedenen Stationen</i>	<i>74</i>
<i>Tabelle 15</i>	<i>Steigung der Trendgeraden verschiedener Parameter der 1. TP</i>	<i>75</i>
<i>Tabelle 16</i>	<i>Steigung der Trendgeraden verschiedener Parameter der 2. TP</i>	<i>75</i>
<i>Tabelle 17</i>	<i>Änderung der Tropopausenhöhe</i>	<i>78</i>
<i>Tabelle 18</i>	<i>5- Jahresmittelwerte der Aktivität</i>	<i>96</i>
<i>Tabelle 19</i>	<i>Prozentuale Änderung der Temperatur</i>	<i>97</i>
<i>Tabelle 20</i>	<i>Steigung der Trendgeraden verschiedener Parameter</i>	<i>102</i>
<i>Tabelle 21</i>	<i>Varianzkoeffizient der Jahresmittelwerte der Be-7-Konzentration</i>	<i>105</i>
<i>Tabelle 22</i>	<i>Korrelationskoeffizienten der TP-Höhe und Be-Konzentration</i>	<i>111</i>

1 EINLEITUNG

1.1 Problemstellung

Der Eintrag diverser antropogener Emissionen in die Atmosphäre, speziell CO₂, CH₄, N₂O und anderer infrarotaktiver Gase (AIG), hat innerhalb der letzten Dekaden stark zugenommen. Die zusätzlichen in z. T. großen Mengen in die Atmosphäre eingebrachten AIG absorbieren die von der Erdoberfläche abgestrahlte langwellige IR-Strahlung in Abhängigkeit ihrer Konzentration, was zu einer Temperaturzunahme im unteren Bereich der Atmosphäre führt.

Im folgenden Balkendiagramm ist der jährliche CO₂-Ausstoß durch Verbrennung fossiler Energieträger der weltweit größten Kohlendioxidproduzenten für das Jahr 2000 dargestellt. Das Diagramm oben rechts zeigt den direkten Zusammenhang zwischen der Kohlendioxidkonzentration und dem Temperaturanstieg durch die Abweichung der Jahrestemperatur vom Mittelwert.

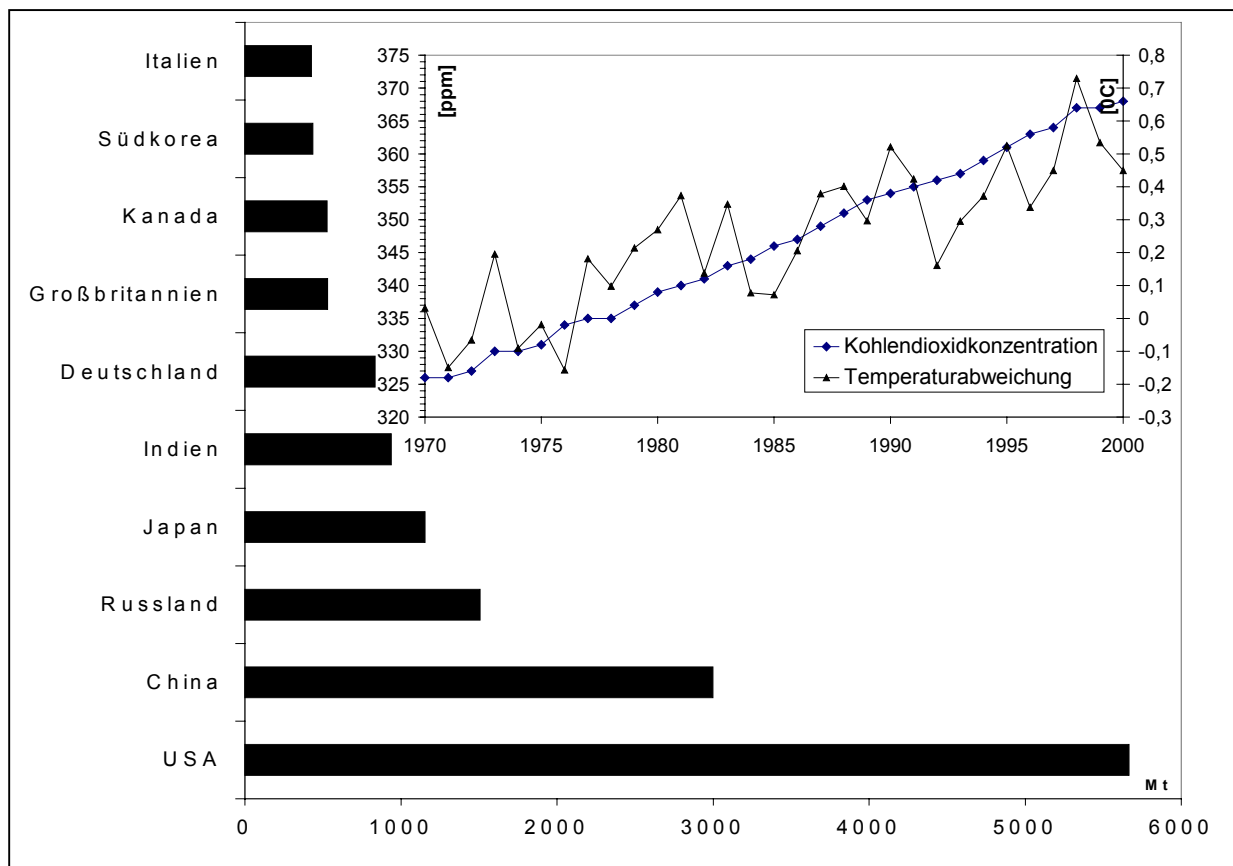


Abbildung 1 Kohlendioxidemission und Temperaturveränderung Quelle: WIR, CDIAC

Es gilt festzustellen, dass fast zwei Drittel der weltweiten Kohlendioxidemissionen von zehn Staaten verursacht werden. Dabei produzieren die USA annähernd ein Viertel alleine. Auf die Einwohner umgelegt, verursacht ein Amerikaner rund doppelt so viel Kohlendioxid wie ein

Deutscher und rund 20 mal so viel wie ein Inder. Seit Mitte der 60er Jahre haben sich die weltweiten energiebedingten Kohlendioxidemissionen mehr als verdoppelt und seit Beginn des letzten Jahrhunderts sogar mehr als verzehnfacht.

Im Februar 1995 wurde erstmals gemeldet, dass die globale Erwärmung um $0,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ seit Beginn der Industrialisierung mit einer 95-prozentigen Wahrscheinlichkeit anthropogenen Ursprungs ist. Aber bis heute verstehen wir nicht die außerordentlich komplexen Rückkopplungssysteme die notwendig sind, um die Konsequenzen der globalen Erwärmung hinreichend zu modellieren und vorauszusagen. So ist bis heute die Wechselwirkung zwischen Wolken und dem Strahlungshaushalt am Boden nicht ausreichend erforscht.

Die Stabilität der unteren Atmosphärenschichten werden maßgeblich durch die Temperatur bestimmt. So nimmt in der bis ca. 15 Kilometer reichenden Troposphäre die Temperatur mit zunehmender Höhe, also mit zunehmendem Abstand von der Erdoberfläche als Wärmequelle, permanent ab, was zu einer thermodynamisch instabilen Schichtung führt. In der, durch eine Grenzschicht von der Troposphäre getrennten, darüber liegenden Stratosphäre wird der Temperaturverlauf durch die Ozonschicht als Wärmequelle bestimmt. Somit nimmt die Temperatur ab der Grenzschicht, der Tropopause, mit steigender Höhe wieder zu. Durch den steigenden Eintrag von AIG, in Kombination mit einem Abbau des stratosphärischen Ozons, ist anzunehmen, dass sich die beschriebenen Schichtungsverhältnisse ändern.

Ein Anhaltspunkt dafür, wie massiv der Mensch das atmosphärische System im Hinblick auf eine Änderung der Schichtungsverhältnisse bereits beeinflusst hat, kann das folgende Diagramm geben. In diesem Diagramm sind die volkswirtschaftlichen Schäden in Mrd. US\$ seit 1960 durch große Naturkatastrophen in Werten von 2001 wiedergegeben. Sie beinhalten die Schäden durch Sturm, Überschwemmung, Erdbeben und Vulkanausbruch. Die Ereignisse Erdbeben und Vulkanausbruch, die nicht auf einen Klimawandel zurückzuführen sind, sind über den Beobachtungszeitraum relativ konstant geblieben, dennoch steigen die volkswirtschaftlichen Schäden an, was ganz klar auf die Zunahme von Stürmen und Überschwemmungen zurückzuführen ist.

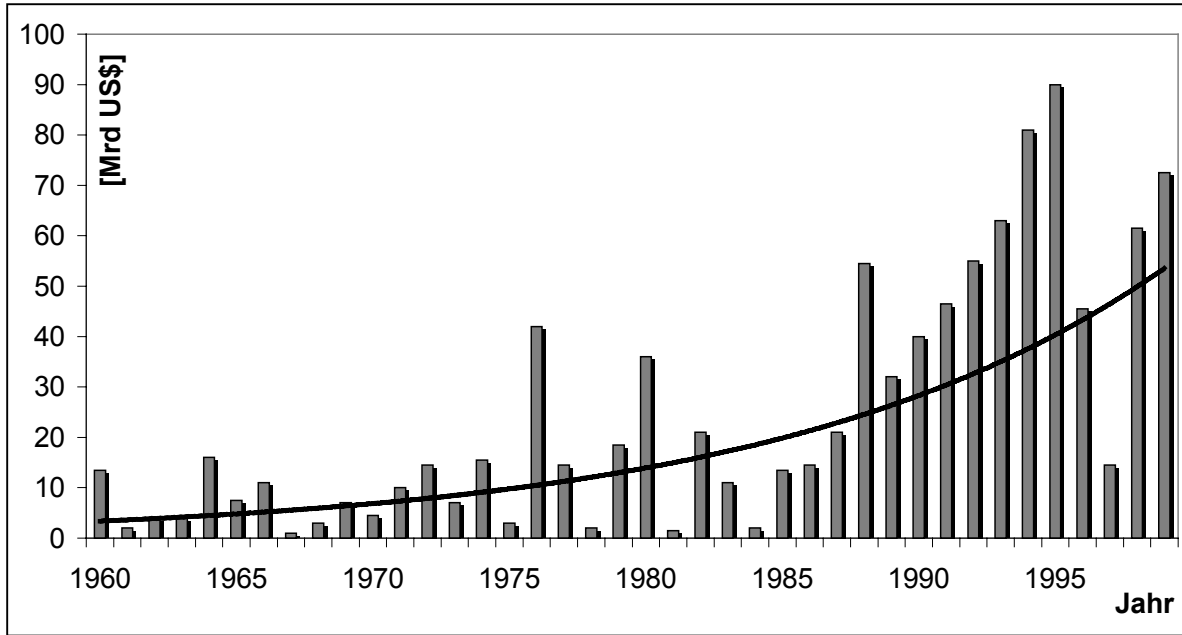


Abbildung 2 Trend großer Naturkatastrophen Quelle: Münchener Rück

Im folgenden Diagramm wird ein Dekadenvergleich der Schadensschwere, als Quotient aus Schaden pro Ereignis und den volkswirtschaftlichen Schäden gezeigt. Die Anzahl schwerer Naturkatastrophen hat sich innerhalb der ersten Dekade von anfänglich 20 Ereignissen zu fast 80 Ereignissen in der letzten Dekade vervierfacht. Die volkswirtschaftlichen Schäden haben sich im gleichen Zeitraum etwa vierzehnfacht.

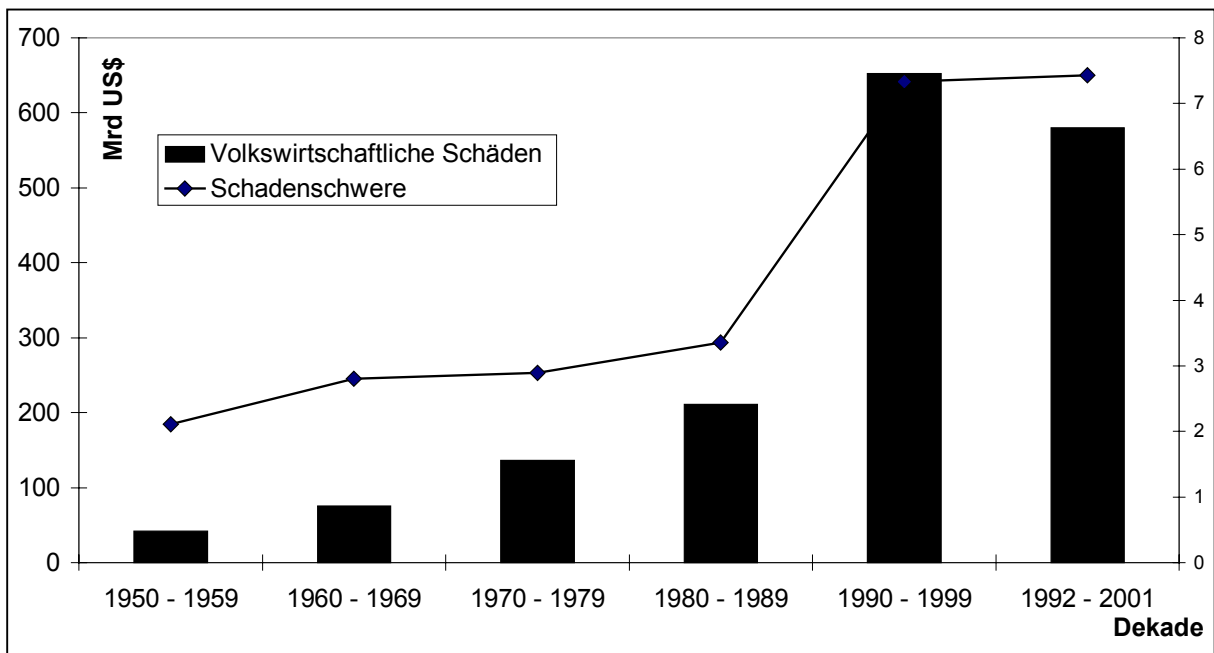


Abbildung 3 Dekadenvergleich Schäden und Schadensschwere Quelle: Münchener Rück

Ein tatsächlicher Nachweis dieser Effekte ist sehr schwierig, denn er verlangt die Definition eines geeigneten Parameters oder Tracers, der über ausreichend lange Beobachtungszeiträume erhoben wird. Nach World Meteorologie Organisation (WMO) sollten die Zeitreihen dabei eine Mindestlänge von 30 Jahren haben.

Seit mehreren Jahrzehnten werden in der Bodenluft Konzentrationen von Spallations- und Spaltprodukten an verschiedenen Stationen weltweit gemessen. Als radioaktiver Tracer wurde für diese Arbeit Be-7, ein natürliches Spallationsprodukt, dessen Aktivitätskonzentration in der Stratosphäre um mindestens eine Größenordnung über der Troposphäre liegt, herangezogen.

Wenn Quellen und Senken konstant bleiben, können durch eine Konzentrationsänderung in der Bodenluft Rückschlüsse auf eine Änderung atmosphärenphysikalischer Prozesse getroffen werden. Untersuchungen mit radioaktiven Tracern weisen bereits darauf hin, dass sich die Stabilität der Atmosphäre im Verlauf der letzten Jahrzehnte geändert hat *Hartwig (1996, 1998)*.

Ein weiterer Hinweis über eine mögliche Änderung der Stabilitätsverhältnisse lässt sich aus der Atmosphärentemperatur direkt oder anhand durch Temperatur beeinflusste Parameter nachweisen, weil wie bereits erläutert der Temperaturgradient ein maßgebliches Stabilitätskriterium ist.

Aus diesem Grund wurden Zeitreihen mit Temperaturverläufen über die Höhe und die Lage der Tropopause, durch welche die Änderung der Temperaturverläufe beider Schichtungen nachweisbar ist, untersucht. In dieser Arbeit wird die WMO-Definition der Tropopause herangezogen, die wesentlich auf dem Temperaturgradienten beruht.

2 DIE VERTIKALE STRUKTUR DER ATMOSPHÄRE

Die Atmosphäre besitzt keine einheitliche, homogene Struktur, sie ist vielmehr, nach verschiedenen Kenngrößen, in unterschiedliche Schichten unterteilbar.

Abbildung 4 gibt eine Übersicht über die Schichteneinteilung der Atmosphäre nach den möglichen Kenngrößen.

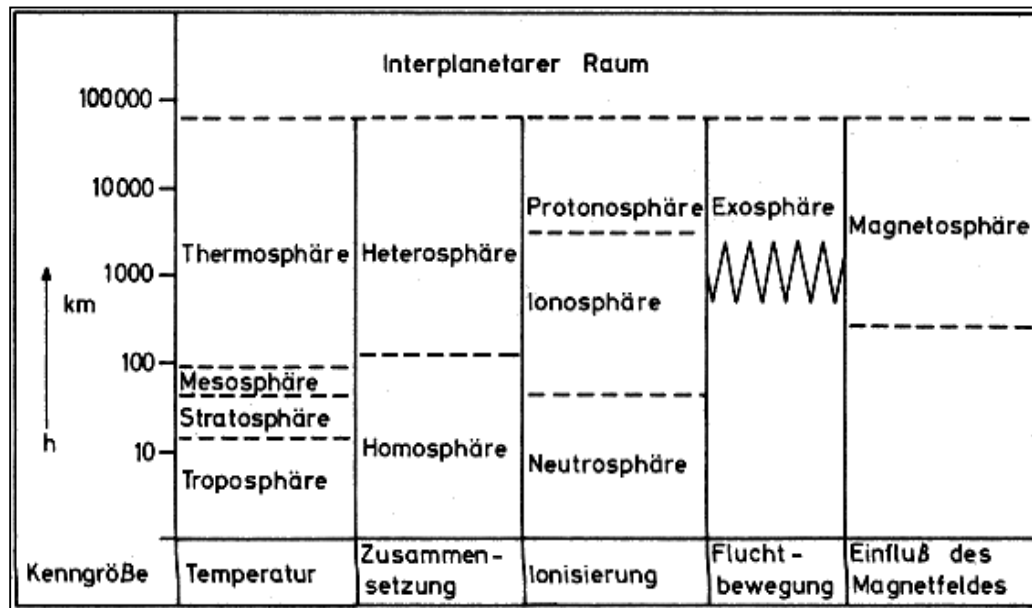


Abbildung 4 Übersicht über die Schichteneinteilung der Atmosphäre nach den möglichen Kenngrößen nach W. Dieminger in Keppler E (1988)

Eine Möglichkeit den Aufbau der Atmosphäre zu beschreiben, liegt in der Zusammensetzung der Luft in den einzelnen Schichten. Zieht man dieses Kriterium zur Beurteilung heran, so können zwei Teilbereiche identifiziert werden:

Die Homosphäre reicht bis in etwa 100 Kilometer Höhe. In diesem Bereich sind die atmosphärischen Gase stark durchmischt und bis auf die Abnahme des H₂O und der Bildung von Ozon und anderen Spurengasen bleibt das Mischungsverhältnis praktisch gleich, was sich auch in der Konstanz der relativen Molekülmasse der Luft äußert.

In der darüber liegenden Schicht setzen unter dem Einfluss der ultravioletten Strahlung Dissoziationsprozesse ein. Als Folge des Zusammenwirkens von Gravitation und Diffusion ergibt sich die Möglichkeit einer Schichtung der Gase mit höherem Molekulargewicht unter die mit geringerem, was eine Entmischung zur Folge hat. Dieser Sachverhalt definiert die Heterosphäre.

Der jeweilige Ionisierungsgrad ist eine weitere Kenngröße mit der sich der Schichtungs Aufbau der Atmosphäre beschreiben lässt. Die Ionisierung erfolgt neben verschiedenen Wellenlängen im kurzwelligen UV- und Röntgenstrahlungsbereich auch durch Korpuskularstrahlen. Die Vorgänge erfolgen in den verschiedenen Gasen der Atmosphäre, unter Umständen an Spurengasen die sich erst durch photochemische Prozesse bilden. Die tieferen Schichten, in denen keine Beeinflussung durch die Strahlung stattfindet, werden als Neutrosphäre bezeichnet. Ist in der Tiefe der Atmosphäre der Anteil der erzeugten Ionen an der gesamten Gasdichte zunächst nur sehr gering (in 100 Kilometer Höhe etwa 10^{-8}), so beträgt das Verhältnis in 1000 Kilometern bereits 10:1, bis schließlich in noch größeren Höhen der Anteil der geladenen Teilchen überwiegt *Möller (1973)*.

Die häufigste Beschreibung der Vertikalstruktur erfolgt durch den Verlauf des Temperaturprofils mit der Höhe. Durch dieses Kriterium lassen sich vier Schichten unterscheiden: die

- Troposphäre (bis in 9-18 km Höhe),
- Stratosphäre (bis etwa 50 km Höhe),
- Mesosphäre (bis etwa 80 km Höhe) und die
- Thermosphäre (oberhalb 80 km).

Dabei ist zu berücksichtigen, dass sich bereits 9/10 der gesamten Atmosphärenmasse in der Troposphäre und 99 Prozent in den unteren 30 Kilometern konzentrieren.

2.1 Die Troposphäre

Sie ist die unterste Schicht der Atmosphäre, in der das Wettergeschehen abläuft und gekennzeichnet durch eine annähernd lineare Temperaturabnahme mit der Höhe von 4 – 8 Grad im Mittel. Die Temperaturschichtung ist häufig labil, was Konvektionsprozesse und somit eine relativ schnelle vertikale Durchmischung begünstigt. Die troposphärische Luft enthält einen hohen Anteil an Wasserdampf, der bei Unterschreitung des Taupunktes auskondensiert und Niederschläge verursacht *Roedel (1994)*.

Die untere Schicht der Troposphäre wird als atmosphärische Grenzschicht bezeichnet, welche sich ihrerseits wiederum in die folgenden drei Bereiche unterteilen lässt:

- laminare Grenzschicht (bis etwa 1 mm)
-

- Prandtl-Schicht (20 bis 60 m) und die sich der Prandtl-Schicht anschließenden
- Ekman-Schicht.

Die Struktur der atmosphärischen Grenzschicht wird wesentlich durch die Wechselwirkung zwischen der Erdoberfläche und der Atmosphäre bestimmt und ihre Höhe variiert in Mitteleuropa in Abhängigkeit von Ort, Jahres- und Tageszeit zwischen einigen hundert Metern bis maximal etwa 4 Kilometer.

In der laminaren Unterschicht erfolgen alle vertikalen Transportprozesse von Impuls, Wärme und Feuchte ausschließlich durch Molekularbewegung, während in der darüberliegenden Prandtl-Schicht die Austauschvorgänge turbulenten Charakter haben und nahezu konstant mit der Höhe sind. In der sich anschließenden Ekman-Schicht, die den Hauptteil der atmosphärischen Grenzschicht ausmacht, wird der vertikale turbulente Austausch höhenabhängig *Deutscher Wetterdienst (1987)*.

2.2 Die Stratosphäre

Die Luftschicht oberhalb der Troposphäre ist durch einen positiven Temperaturgradienten geprägt. Aus diesem Grund herrscht eine relativ stabile Schichtung, in der Konvektionsvorgänge weitgehend unterdrückt sind und vertikale Austauschprozesse entsprechend sehr viel langsamer ablaufen *Roedel (1994)*.

Die Stratosphäre kann in drei Teilbereiche unterteilt werden:

- einer isothermen Schicht zwischen 11 und 20 Kilometer,
- einer Schicht mit einer Temperaturzunahme von $1\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ bis in etwa 32 Kilometer und
- $2,8\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ bis in ca. 48 Kilometer Höhe.

Die Temperaturzunahme bis im Mittel auf $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ wird durch den Erwärmungseffekt der Ozonschicht hervorgerufen und ist an der Stratopause in ca. 50 Kilometer beendet. Die Obergrenze der Stratosphäre bildet eine erneute Umkehr des Temperaturgradienten.

2.3 Die Mesosphäre

In der, der Stratosphäre folgenden Schicht nimmt die Temperatur wieder mit der Höhe, bis in etwa 80 Kilometer bis auf ca. $-86\text{ }^{\circ}\text{C}$ ab. Das vertikale Temperaturgefälle beträgt in diesem Höhenbereich im Sommer 5 Grad/km, in Winter nur etwa 0,2 Grad/km.

Oberhalb der Mesosphäre nimmt die Temperatur wieder mit der Höhe zu. Dieser Bereich der Atmosphäre wird als Thermosphäre bezeichnet. Der Begriff Temperatur spiegelt wegen der sehr geringen Gasdichte nicht mehr die gemessene fühlbare Wärme wider, sondern die mittlere kinetische Energie der dort vorhandenen Gasteilchen.

Ab 500 Kilometer Höhe bleibt die Temperatur bis zu einem Abstand von mehreren Erdradien konstant bei etwa 1200 K. Die Temperatur differiert in dieser Höhe in Abhängigkeit der Sonnenaktivität und zeigt dementsprechend starke Schwankungen.

Die Bereiche zwischen den Schichten, in denen die Temperaturgradientenwechsel stattfinden, werden als Pausen bezeichnet. Entsprechend spricht man von der Tropo-, Strato- und Mesopause.

Weil die Untersuchung der Höhenlage der Tropopause als Indikator für die dynamischen Prozesse in der Atmosphäre einen wesentlichen Teil dieser Arbeit ausmacht, soll diese Schicht im Folgenden nochmals näher erläutert werden.

2.4 Die Definition der Tropopause

Für diese Arbeit wird die Definition der World Meteorological Organisation (WMO) der Tropopause herangezogen, welche die Existenz mehrerer Tropopausen pro Radiosondierung zulässt.

Die erste Tropopause ist definiert als die niedrigste Höhe, in der der vertikale Temperaturgradient auf $2^{\circ}\text{C}/\text{km}$ oder weniger absinkt. Dies hat zur Folge, dass der durchschnittliche vertikale Temperaturgradient zwischen dieser Ebene und alle höheren Ebenen innerhalb von zwei Kilometern 2°C nicht überschreitet. Wenn der vertikale Temperaturgradient oberhalb der ersten Tropopause $3^{\circ}\text{C}/\text{km}$ überschreitet, kann eine weitere Tropopause gefunden werden *Charrière (1999)*.

2.5 Die Lage der Tropopause in Abhängigkeit der geographischen Breite

Wegen der stärkeren Erwärmung des Bodens durch die direktere Sonneneinstrahlung und einem größeren Vorrat an latenter Wärme in Form von Wasserdampf können in niederen Breiten bodennahe Luftpakete höher gegen stratosphärische Temperaturinversionen vordringen als Pakete höherer Breiten. Folglich befindet sich die Tropopause, die Obergrenze der Troposphäre, über dem Äquator in einer größeren Höhe (etwa 16 – 18 Kilometer) als über den gemäßigten Breiten, wo ihre Obergrenze zwischen 8 und 12 Kilometer Höhe liegt *Möller (1973), Graedel, Crutzen, (1994)*.

Der Übergang zwischen den Polen erfolgt nicht kontinuierlich, sondern in sogenannten Tropopausenbrüchen. Ein Tropopausenbruch liegt in den subtropischen Breiten bei etwa 30 Grad, ein weiterer in höheren geographischen Breiten zwischen 50 und 60 Grad.

In Abbildung 5 ist die Lage der Tropopause für das Sommer- und Winterhalbjahr dargestellt.

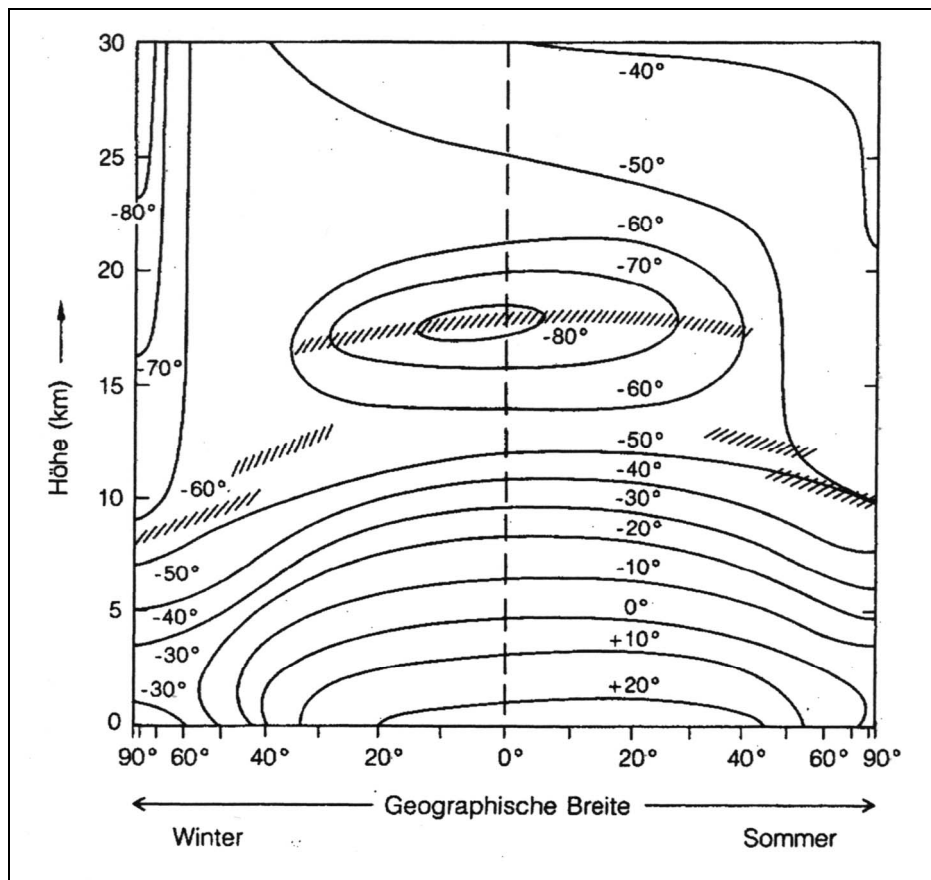


Abbildung 5 Lage der Tropopause (schraffiert gezeichnet) für das Sommer- und Winterhalbjahr *Roedel (1994)*

3 GLOBALE ZIRKULATION

Durch das Aufsteigen feuchter, erhitzter Luft aufgrund des senkrechten Sonnenstandes und der daraus resultierenden stärksten solaren Einstrahlung kommt es am Äquator zu einem starken, senkrecht nach oben gerichteten Luftstrom. Ein Großteil der Luft driftet unterhalb der Tropopause zu höheren Breiten, wo sie bei etwa 30 Grad wieder absinkt. Der Auftrieb kann durch die beim Aufstieg entstehende Kondensationswärme so groß sein, dass ein Teil der troposphärischen Luft die Tropopause durchströmt und in die Stratosphäre gelangt. Der nach oben gerichtete Luftstrom ruft bodennahe Ausgleichsströmungen hervor *Roedel (1994), Graedel, Crutzen (1994)*.

Diese sogenannten Passatwinde beginnen etwa bei 30 Grad südlicher und nördlicher Breite und fließen in der Äquatorialzone im Bereich der innertropischen Konvergenz zusammen. Die zwei Luftwalzen beiderseits des Äquators trennen die Luftmassen beider Hemisphären voneinander.

Die sich polwärts an die Passatzzone anschließenden Rossbreiten sind durch häufige Windstille gekennzeichnet, der Bodenluftdruck ist hoch und die Vertikalkomponente der Strömung ist abwärts gerichtet *Roedel (1994)*.

Im Bereich von etwa 30 bis 70 Grad schließt sich die Zone der Polaren Westwinddrift an. Prinzipiell lässt sich die Westwinddrift als thermischen Wind verstehen, der durch das Temperaturgefälle zwischen den Tropen oder den Subtropen und den polaren Breiten angetrieben wird. Die Polarfront ist ein unregelmäßiges, stark strukturiertes Gebilde, das oft weit bis in niedrige Breiten reicht und die subtropischen (warmen) und polaren (kalten) Luftmassen voneinander abgrenzt. Ein Pendant der in der Zone der Passatwinde auftretenden Hadley-Zirkulation gibt es im Bereich der Westwinddrift nicht. Die häufig diskutierte Ferrel-Zelle ist als solche nicht existent, sondern ist lediglich als Versuch zu verstehen, die vielen Einzelprozesse zu einem hypothetischen Zirkulationsmuster zusammenzufassen *Roedel (1994)*.

Die Bereiche um die Pole sind durch stabile Hochdruckgebiete geprägt, was in den Breitenbereichen ab 70 Grad durch die wegen Abkühlung absteigenden Luftmassen hervorgerufen wird. Das Strömungsmuster wird durch zirkumpolare Ostwinde geprägt. Abbildung 6 gibt einen Überblick über das globale Zirkulationsmuster.

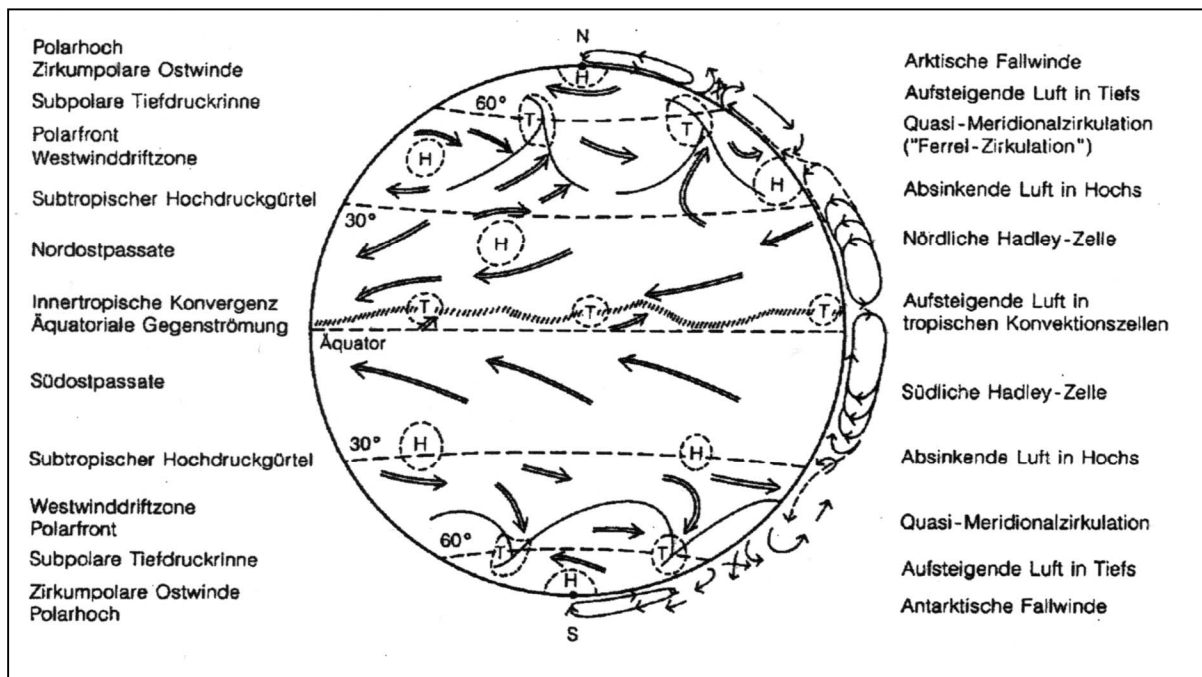


Abbildung 6 Schema der großräumigen, globalen Zirkulationsmuster Roedel (1994)

Beim Vergleich der Literaturangaben ist augenfällig, dass letztendlich noch keine absolute Klarheit über die komplexen Zirkulationsmuster herrscht. So gehen zwar alle Autoren von einer Existenz mehrerer tropischer Hadley-Zellen aus, Uneinigkeit scheint aber darüber zu bestehen, ob in mittleren und höheren Breiten ebenfalls von Zellen ausgegangen werden kann.

Lal (1966) geht von der Existenz großskaliger, meridionaler Wirbel aus. Diese liegen beidseits des Äquators und reichen bis zum etwa 30. Breitengrad und werden Hadley-Zellen genannt.

Nydal (1983) findet durch C14-Messungen bestätigt, dass sich auf jeder Hemisphäre zwei tropische Hadleyzellen befinden, eine zwischen 0 und 30 Grad, eine weitere im Bereich der mittleren und hohen Breiten.

Nach *Dai (1986)* stellt sich die atmosphärische Zirkulation jeder Halbkugel in drei Zellen dar: eine, die vom Äquator bis in die mittleren Breiten reicht, einer Zweiten, im Bereich von den mittleren bis zu den hohen Breiten und einer Dritten, die sich von den hohen Breiten bis zum Pol erstreckt.

Plump et al. (1987) erwähnt zwei tropische Zellen auf jeder Hemisphäre, eine in niedrigen und eine weitere in den mittleren Breiten.

Nach *Warneck (1988)* spiegelt die Situation auf der Nordhalbkugel in etwa die Verhältnisse auf der Südhalbkugel:

Er geht von zwei tropischen Hadley-Zellen im Frühjahr und Herbst sowie einer einzigen großen im Sommer und Winter aus. Abbildung 7 zeigt die mittlere meridionale Zirkulation im Frühjahr und Sommer, zusammengesetzt aus Darstellungen von *Louis (1975)* und *Newell (1972)*. Ihr kann entnommen werden, dass die Flüsse im Inneren der Zellen größer sind als an deren Rändern und dass stratosphärische Luftmassen im Bereich des 30. Breitengrades in die Wintertroposphäre eindringen.

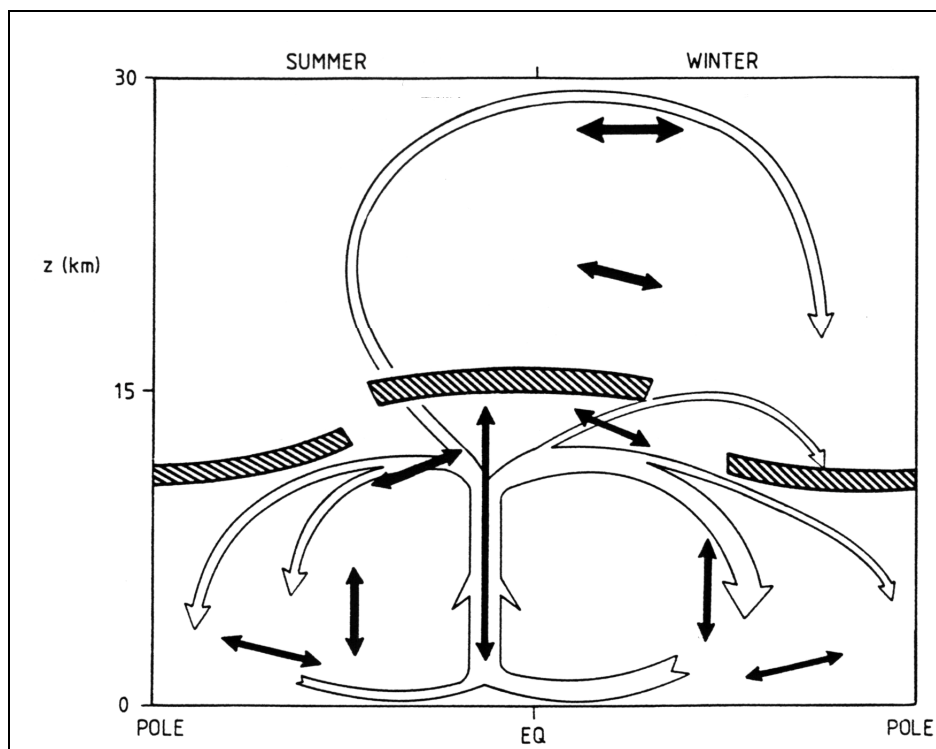


Abbildung 7 Schematische Zusammenfassung der advektiven und diffusen Transportprozesse nach *Plump (1987)*

3.1 Austausch von Luftmassen zwischen Stratosphäre und Troposphäre

Die unterschiedlichen Versuche, die Austauschprozesse hinreichend zu beschreiben aber auch die breite Streuung der veröffentlichten Ergebnisse weisen darauf hin, dass der Transport durch die Tropopause bis heute nicht hinreichend geklärt ist. Aus diesem Grund wird im Folgenden zunächst ein Überblick über die Forschungsentwicklung gegeben, während im zweiten Teil der aktuelle Wissensstand dargestellt wird.

3.1.1 Übersicht über die Literatur

Das früheste Modell des Austauschs war das von *Brewer (1949)* und *Dobson (1956)* welches aus einer einzelnen mittleren, meridionalen Zirkulationszelle mit steigender Bewegung über der tropischen Tropopause und sinkender Bewegung über der außertropischen und polaren Tropopause bestand.

Es gab in den 60 er Jahren viele Kontroversen, um die Gültigkeit einer solchen einzelnen Zelle als Ursprung der meridionalen Zirkulation und der relativen Bedeutung der mittleren Zelle und zonalen Wirbel *Mahiman et al. (1984)*. Die Kontroverse wurde 1978 von *Dunkerton* behoben, als er die Brauer-Dobsonzelle als Lagrange- Hauptzirkulation deutete *Andrews und McIntyre (1976)*.

Ein meteorologisches Phänomen, das lange mit dem Austausch in den mittleren Breiten in Zusammenhang gebracht worden ist, ist die Tropopausenfalte, die häufig in Verbindung mit intensiver Frontenbildung auftritt *Reed (1955); Danielsen (1968)*.

Das horizontale und vertikale Ausmaß einer außertropischen Tropopausenfalte liegt gewöhnlich bei 100 beziehungsweise einem Kilometer.

Zahlreiche Studien (z. B. *Shapiro, 1970; Uccellini und al, 1985*) zusammen mit den numerischen und theoretischen Ergebnissen (z.B., *Shapiro, 1975; Heckley und Hoskins, 1982; Newton und Trevisan, 1984*) geben einen Hinweis, dass der Faltungsprozess die Konsequenz einer Absenkung ist, die an der warmen Seite der Front entsteht. Das Eindringen stratosphärischer Luft kann bis in die mittlere und untere Troposphäre reichen. Die Tropopausenfalte wird auch mit dem Austausch während anderer meteorologischer Ereignisse in Verbindung gebracht. Subtropische Jet-Ströme und cut-off low (Höhenkaltlufttropfen) sind hierfür zwei Beispiele.

Breiland (1964, 1965) zeigte, dass in den subtropischen Breiten neben dem primären Maximum der Ozon-Konzentration in der mittleren Stratosphäre häufig ein zweites Maximum zwischen dem Überlappen der tropischen und der außertropischen Tropopause beobachtet wird.

Es wurden von *Dobson (1973)* aber auch Fälle dargestellt, in denen die ozonarme troposphärische Luft, in der Nähe der subtropischen Tropopausenfalte in die Stratosphäre eindrang.

Bei einer Analyse atmosphärischer Spurenstoffe in einer Höhenkaltlufttropfenzirkulation fanden *Bamber et al. (1984)* Beweise für Luft mit stratosphärischen Eigenschaften in der oberen Troposphäre. Aufgrund der Strömungsbahnen der Luftpakete folgerten sie, dass das Auftreten stratosphärischer Luft in der Troposphäre durch eine Tropopausenfalte entstand. Die Quercirkulation um einen Jet-Strom spielt ebenfalls eine wichtige Rolle beim Austausch sowie der Austausch absinkender stratosphärischer und aufsteigender troposphärischer Luft *Reiter et al., (1969)*, *Mahlman (1973)* entlang isotroper Flächen *Danielsen (1959)*.

Johnson (1979) baute auf dem letzten Konzept auf und veranschaulichte, dass die isentropische Massenzirkulation, welche in der zur baroklinen Wellenstruktur der mittleren Breitengrade inhärent vorhanden ist, in der Tat zu einem Austausch von Stratosphäre und Troposphäre führt.

Ein weiterer physikalischer Prozess, der zu einem Austausch führen kann, ist die saisonale Fluktuation des Tropopausendruckes. *Staley (1960, 1962)* unterstrich, dass die Aufwärtsbewegung der Tropopause im Frühjahr stratosphärische Luft in die Troposphäre verschiebt, die so aktiver Durchmischung ausgesetzt ist. Das Gegenteil tritt im Herbst auf.

Anhand flugzeuggestützter Messdaten berechnete *Shapiro (1980)* die zeitlichen Änderungen der Konzentrationen der Ozon- und Kondensationskerne und fand heraus, dass sie vergleichbar zu den schnellen Konzentrationsänderungen innerhalb der Falte waren. In der Vergangenheit gab es einige Versuche, unter Beteiligung verschiedener Näherungen, quantitative Abschätzungen des Austausches zu berechnen. Einige wurden als Fallstudien hergeleitet; andere verwendeten allgemeine Zirkulationsmodelle (z.B. *Gidel und Shapiro, 1980*).

Eine Vereinfachung, die häufig in diesen Studien angenommen wurde, war die Annahme der Tropopause mit einem konstanten Druck oder einer konstanten Höhe (z.B., *Mahiman et al., 1980*; *Nastrom, 1977*; *Muramatsu et al., 1985*); eine Ausnahme bildeten die Arbeiten von *Gidel und Shapiro (1980)*.

Als Ursache des Transports über die Tropopause hinweg kommen nach *Reiter (1975)* vier verschiedene Austauschprozesse in Frage. Die Erläuterungen der Austauschprozesse stammen von *Warneck (1988)*.

- Saisonale Verlagerung der mittleren Tropopausenhöhe

Durch die Ausgleichsbewegungen der Tropopause, die im Winter polwärts tiefer und äquatorwärts höher als im Sommer liegt, wird beim Heben der Tropopause Luft in die Stratosphäre inkorporiert. Umgekehrt fließt beim Absenken stratosphärische Luft in die Tropopause. *Reiter* schätzt, dass auf diese Weise in der nördlichen Hemisphäre 10 Prozent der Luftmasse der unteren Stratosphäre verlagert werden.

- Saisonale Änderung großskaliger meridionaler Zirkulation

Die troposphärische Luft erreicht die Stratosphäre vorwiegend mit dem äquatorialen, aufsteigenden Ast der Hadley-Zelle. Von dort aus bewegt sie sich in Richtung Winterpol. Sie verlässt dann teilweise die Stratosphäre durch die Tropopausensprünge, die in Verbindung mit den subtropischen Strahlströmen auftreten. Die Masse des Luftmassentransfers wird auf 32 Prozent der stratosphärischen Luftmassen geschätzt.

- Saisonale Änderung turbulenter Austauschprozesse durch Tropopausensprünge hindurch

Strahlströme sind häufig im Bereich zwischen 30 und 35 Grad zu finden. Schätzungen zu Folge beträgt der gesamte Luftmassentransfer durch Strahlströme alleine auf der Nordhalbkugel etwa 10 Prozent der gesamten stratosphärischen Luftmasse jährlich. Auch *Hartwig (1971)* betont die Bedeutung turbulenter Austauschprozesse durch die Tropopausensprünge als Ursache des Luftmassenaustauschs zwischen Stratosphäre und Troposphäre. Seiner Ansicht nach ist der Transfer eine Folge der jährlichen meridionalen Wanderung der Tropopausenkonfiguration, während der der höhergelegene Tropopausenbereich periodisch auf der einen Seite stratosphärische Luft aufnimmt und gleichzeitig auf der anderen Seite abgibt.

- Saisonale Änderung kleinskaliger, turbulenter über die gesamte Tropopause verlaufender Austauschvorgänge

Sofern ein vertikaler Gradient des Massenmischungsverhältnisses besteht, kann dieser Prozess eine Rolle für den Austausch von Spurenstoffen spielen. Über jahreszeitliche Schwankungen ist jedoch nichts bekannt.

3.1.2 Aktueller Stand des Wissens

Nach der *WMO (1985)* wird der mittlere meridionale Transport von Luftmassen in der Stratosphäre durch die Brewer-Dobson-Meridionalzirkulation beschrieben. Das Model besteht im Wesentlichen aus zwei Teilen:

- einem aufsteigenden Ast in den niederen Breiten, gespeist durch hochreichende tropische Konvektionen

und einem

- absteigenden Ast in mittleren und hohen Breiten.

Der absteigende Ast wird durch Abkühlung der warmen, aus den niederen Breiten in der Stratosphäre herangeführten Luft gespeist. *Haynes et al. (1991)* und *Holton et al (1995)* sehen in dem Abkühlungsprozess den Antrieb für die Zirkulation. Die nachfolgende Abbildung gibt einen Überblick über die Teilprozesse der Brewer-Dobson-Meridionalzirkulation.

Die X-Achse beschreibt die meridionale Position und die Y-Achse gibt die Höhenlage wieder. Die dicke Linie stellt die Tropopause dar, die vom äquatorialen Bereich hin zu den Polen abfällt. Dabei durchschneidet sie isotropische Flächen, die in der Skizze durch die dünnen, durchgezogenen Linien dargestellt sind und die, wie bereits oben erwähnt, gute Voraussetzungen für einen Luftaustausch bieten. Der Teil der Stratosphäre, aus dem Isentropenflächen in der Troposphäre hineinreichen, wird als unterste Stratosphäre bezeichnet.

Die beiden auf- und absteigenden Äste als Teil der Meridionalzirkulation sind als breite Pfeile markiert. Im hellgrauen Bereich tragen Wellen zum Antrieb der Zirkulation bei. Die gewellten Pfeile, die durch die Tropopause hindurch reichen, sollen den mesoskaligen Austausch, wie beispielsweise durch Faltungen hindurch, verdeutlichen.

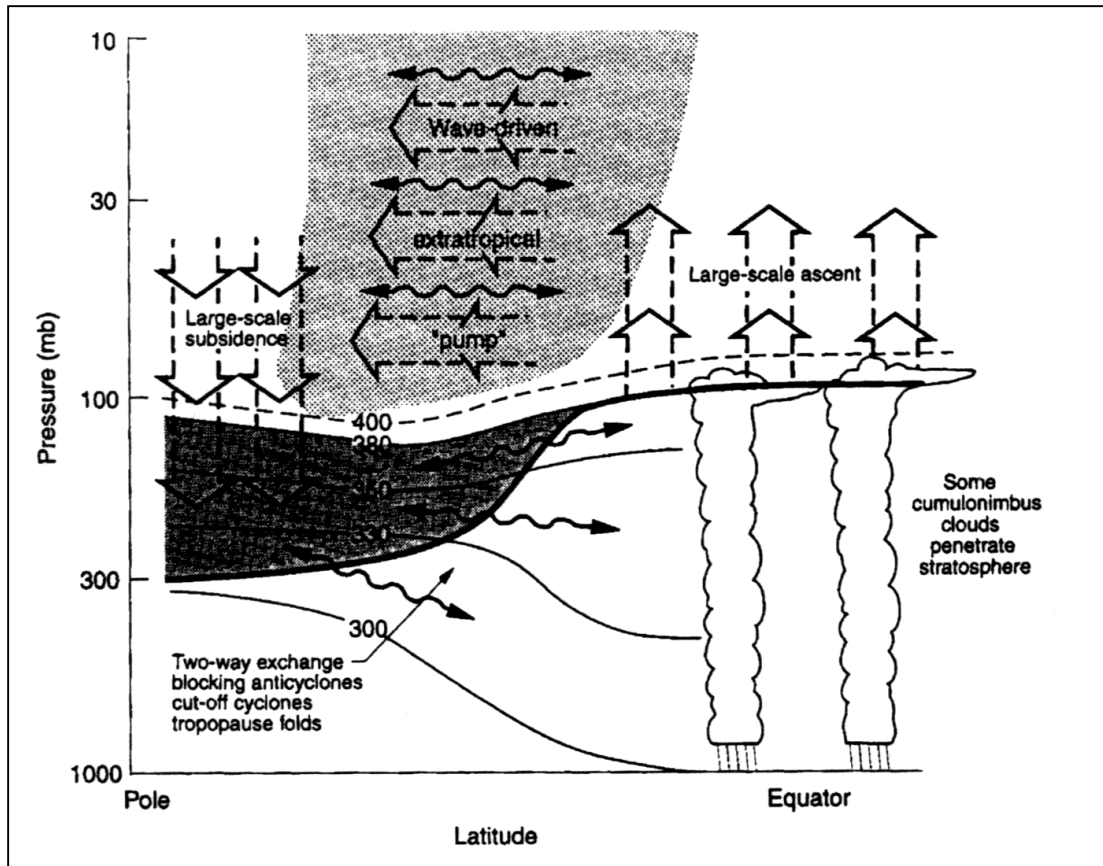


Abbildung 8 Überblick über die Teilprozesse der Brewer-Dobson-Meridionalzirkulation aus Holton et al. (1995)

Zahlreiche Untersuchungen verdeutlichen, dass Intrusionsereignisse relativ häufig vorkommen. In den meisten Fällen wird der Nachweis entweder über Spurengasanalysen geführt (Beekmann et al. 1997, Reiter et al 1971, Elbern et al 1997, Ancellet et al., 1991, 1994) oder über andere physikalische Größen. (Hendricks 1993, Elbern et al. 1998, Hoskins et al. 1978). Ebel und Kowol-Santen (2000) haben die Ergebnisse zahlreicher Studien zusammengetragen. Demnach ist bezüglich dem Auftreten von Faltungseignissen folgendes festzustellen:

- Die Breitenverteilung der Häufigkeit von Tropopausenfalten hat ihr Maximum zwischen 50 und 70 Grad nördlicher und südlicher Breite
- Die Südhemisphäre ist in Bezug auf Faltenbildung – und damit Tropopausendynamik - weitaus weniger aktiv als die Nordhemisphäre
- Erhöhte Intrusionsaktivität findet man in den nördlichen Breiten über Ostkanada, dem nordwestlichen Atlantik, dem Nordpazifik, über Nord- und Osteuropa und über Japan.

4 DIE PRODUKTION VON RADIONUKLIDEN IN DER ERDATMOSPHERE

Der Produktionsmechanismus für kosmogene Radionuklide in der Erdatmosphäre ist der folgende:

Beim Eindringen der primären kosmischen Strahlung, bestehend aus Protonen und Atomkernen in die Erdatmosphäre, kommt es zu einer Wechselwirkung mit den Atomen der Gashülle, im Verlaufe derer die primäre Strahlung ihre Zusammensetzung ändert und Sekundärstrahlung gebildet wird.

Die primären Kerne fragmentieren und gehen entweder in Büschel als hochenergetische Nukleonen oder in Zwischenschritten in leichte Kernbruchstücke über. Dabei löst der Strom primärer Protonen und die sekundären Nukleonen ihrerseits Wechselwirkungen mit den Kernen der Luft aus. Bei Wechselwirkungen mit einer Primärenergie größer 10^9 eV kommt es zu einer Auslösung lokaler durchdringender Schauer mit der Emission von Anstoßnukleonen und Mesonen, meist Pionen, aus dem Kern.

Die neugebildeten neutralen Pionen zerfallen über elektromagnetische Wechselwirkungen in Photonen, während die geladenen Pionen über schwache Wechselwirkungen durch Zerfallsprozesse zu Teilchen der Myon-Elektron-Photon-Komponente führen.

Verfügt das stoßende Nukleon nach dem ersten Stoß noch über ausreichend Energie, so kann es, ebenso wie die sekundären Nukleonen weitere Kernstöße ausführen. Vom Gipfel aus wiederholen sich solche Einzelprozesse und führen zur Ausbildung einer Nukleonenkaskade in der Atmosphäre.

Der um die Anstoßnukleonen verarmte Restkern eines Schauervorgangs ist meist hoch angeregt und kühlt sich durch verzögerte Emission von Verdampfungsnukleonen ab. Solche Verdampfungsprozesse werden auch durch Kernstöße energiearmer Nukleonen ausgelöst *Schopper (1967), Lal und Peters (1967)*.

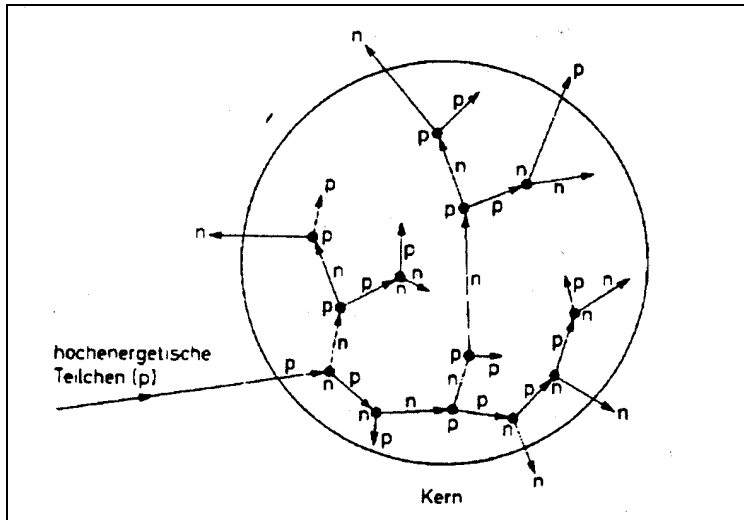


Abbildung 9 Schema einer durch hochenergetische Teilchen ausgelösten Kaskade aus Lieser K.H. (1980)

Im Nukleonenhaushalt in der Atmosphäre spiegelt sich die Intensität der einfallenden primären Strahlung wider. Im sogenannten „Breiteneffekt“ zeigt sich der Einfluss des erdmagnetischen Feldes auf Fluss und Spektrum der Primären, die den Atmosphäregipfel an einem bestimmten Ort erreichen *Schopper (1967)*.

Das Magnetfeld der Erde lenkt elektrische Ladungen zu den magnetischen Polen hin ab und zwar derart, dass eine Ablenkung um so größer wird, je näher ein geladenes Teilchen zum magnetischen Äquator hin auftritt. Teile hingegen, die senkrecht auf die erdmagnetischen Pole einfallen, bewegen sich längs der magnetischen Feldlinien und werden nicht abgelenkt *Schpolski (1978)*.

Abbildung 10 zeigt die Intensität der Höhenstrahlung in Abhängigkeit der geomagnetischen Breite. Die unterschiedlichen Kurven beziehen sich auf die vier Jahreszeiten. Es wird verdeutlicht, dass in Meereshöhe die Höhenstrahlungsintensität in 50 Grad nördlicher Breite etwa zehn Prozent größer ist als am Äquator.

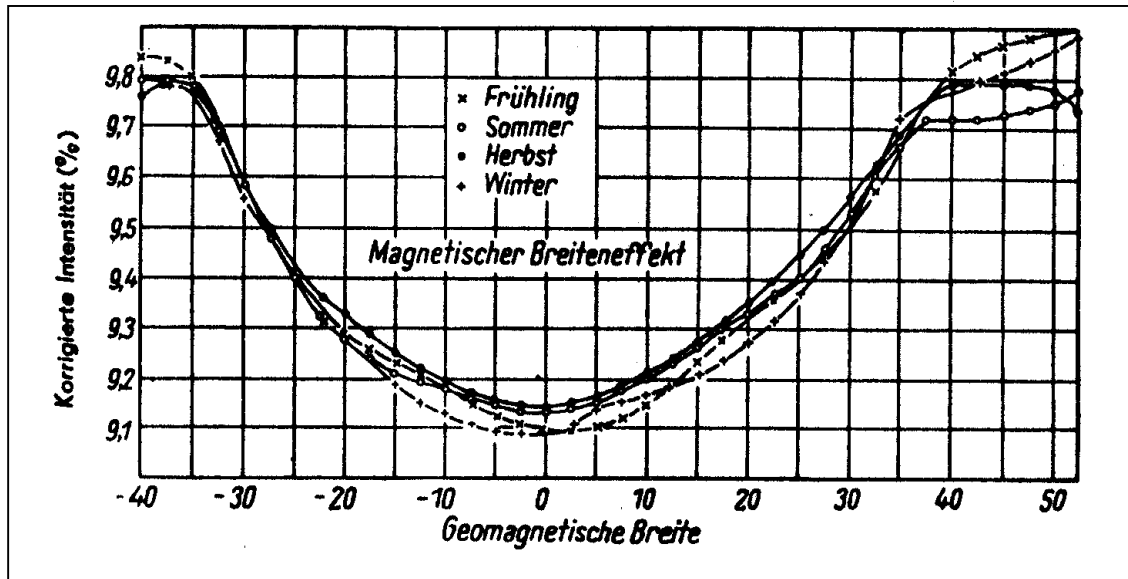


Abbildung 10 Magnetischer Breiteneffekt (Schpolski 1978)

Durch das interplanetare Magnetfeld wird der Fluss der Primärkomponente der kosmischen Höhenstrahlung und damit die Produktion kosmogener Radionuklide durch die Sonnenaktivität moduliert und durch das Erdmagnetfeld wird dann die Produktionsrate breitengradabhängig.

4.1 Der Unterschied zwischen der Kernspaltung und Spallationsreaktionen

Bei der Spallationsreaktion wird die kinetische Energie eines schnellen Primärteilchens auf ein Target übertragen. Durch den direkten Stoß werden ein bis zwei Nukleonen herausgeschlagen und durch die Kollision wird der Restkern stark angeregt und nuklear aufgeheizt.

Dieser Übergangszustand wird in der Literatur häufig als „Feuerball“ bezeichnet. Der überschüssigen Energie entledigt sich der Kern durch Abdampfen von weiteren, sogenannter Spallationsneutronen, die Restenergie gibt er durch radioaktiven Zerfall ab.

Unter Kernspaltung hingegen wird die Zerlegung eines schweren Atomkerns in zwei mittelschwere Kerne unter der Emission zwei oder drei Neutronen verstanden. Dazu ist die Zuführung einer gewissen Energiemenge, der sogenannten Aktivierungsenergie nötig, die für einzelne Kernarten unterschiedlich groß ist und durch Beschuss bereitgestellt wird. Durch die zugeführte Energie deformiert sich der Kern bis er schließlich durch Schwingung und Deformation unter Neutronenemission in zwei Bruchstücke zerplatzt.

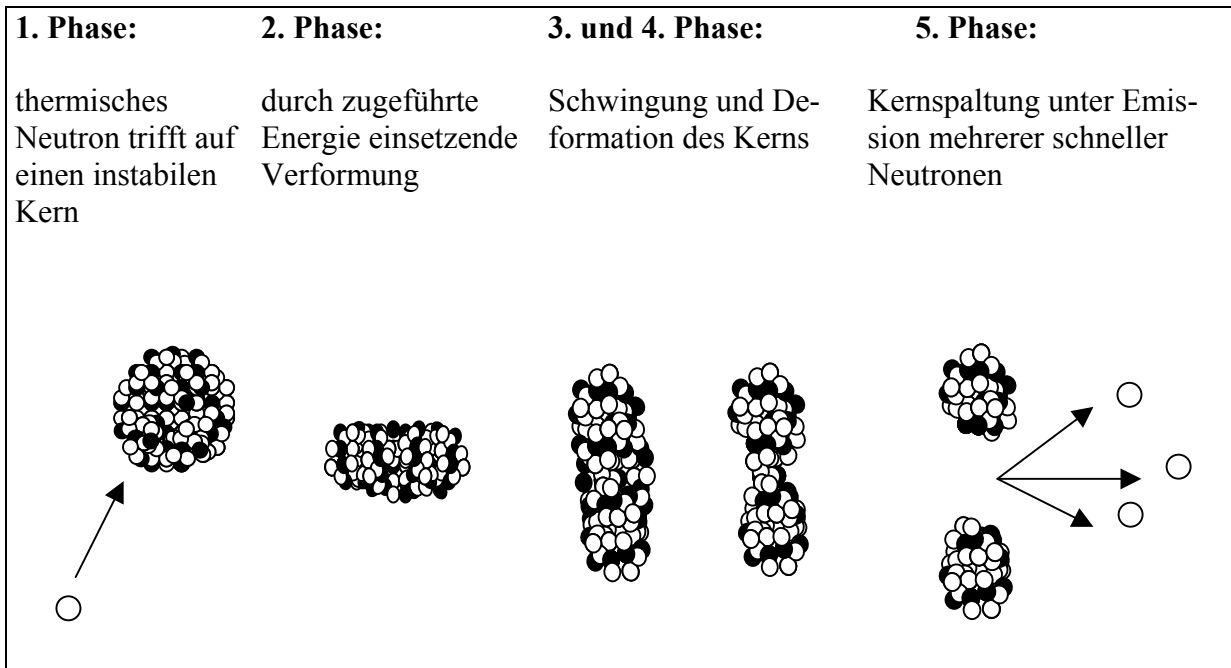
Die spontane Spaltung tritt meist bei Kernen hoher Massenzahl auf. Der Mutterkern spaltet sich dabei in zwei oder drei Fragmente.

Als Beispiel für ein Isotop welches zur Spontanspaltung neigt sei U-238 genannt.

Krieger (1998), Keller, C. (1983) Lieser, K.H. (1980)

Im nachfolgenden Schaubild sind die Prozesse der Spallation und der Kernspaltung nach dem Tröpfchenmodell veranschaulicht:

4.1.1 Induzierte Kernspaltung



4.1.2 Spallation

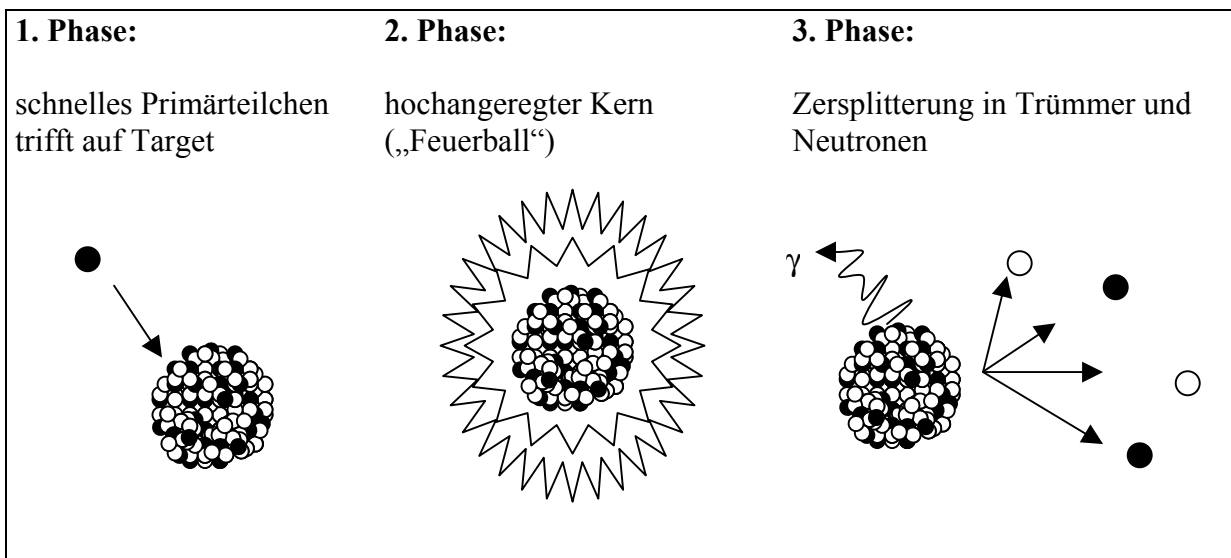


Abbildung 11 Darstellung des Spalt- und Spallationsprozesses

4.2 Die Zusammensetzung der kosmischen Höhenstrahlung

Die kosmische Strahlung setzt sich aus einer galaktischen Komponente und einer solaren Komponente zusammen. Die Teilchen der galaktischen Komponente haben ein kontinuierliches Energiespektrum bis zu maximal gemessenen Energien von 10^{20} eV. Die Quellen dieser Komponente sind wahrscheinlich Supernovaexplosionen.

Beim Eindringen in das Sonnensystem trifft die Strahlung auf das interplanetare Magnetfeld, dessen Stärke in direktem Zusammenhang mit der Sonnenaktivität steht. In Zeiten erhöhter Sonnenaktivität erfolgt durch das Magnetfeld eine stärkere Abschirmung der Teilchenstrahlung, wodurch in der Erdatmosphäre wiederum weniger kosmogene Radionuklide produziert werden können.

Die solare Komponente ist wesentlich niedrigenergetischer mit Maximalenergien von etwa 10^{10} eV. Die Quelle dieser Komponente ist die Chromosphäre der Sonne. In Zeiten aktiver Sonne kommt es in der Chromosphäre häufig zu Gasexplosionen, den sogenannten Flares. Die dabei zusätzlich auf sehr hohe Energien beschleunigten Teilchen bilden die solare Komponente der Höhenstrahlung.

Die, im Vergleich zur galaktischen Komponente niederenergetischen Teilchen werden durch das Erdmagnetfeld auf Bahnen gezwungen und dringen im Wesentlichen nur in den hohen Breiten in die Atmosphäre ein, so dass die Produktion kosmogener Radionuklide vorwiegend durch die solare Komponente in Breiten größer 60 Grad erfolgt *Unsöld, A., Baschek, B., (1991); Herrmann, J. (1993).*

5 DIE RADIOAKTIVITÄT DES BE-7 IN DER ATMOSPHERE

Be-7 zählt zu den kosmogenen Radionukliden. Es entsteht über den Prozess der Spallation. Die Targets für die hochenergetischen Protonen sind im Falle der Bildung von Be-7 Stickstoff und Sauerstoff. Nachdem das einfallende Proton einen Teil seiner Energie auf das Target übertragen hat, verbleibt der Kern, trotz Emission von Nukleonen in einem stark angeregten Zustand. In der Literatur wird dieser Zustand häufig als „Feuerball“ oder „Stern“ bezeichnet. Bei sehr hohen Energien kann es zu einer gleichmäßigen Verteilung der Anregungsenergie kommen, so dass der Kern eine Reihe von Produkten „abdampft“. Dabei entsteht neben Be-7 auch Be-10 oder H-3.

5.1 Be-7 als natürlicher Tracer

Im Augenblick ihrer Bildung können Radionuklide als atomar dispers angesehen werden. Die Braun'sche und thermische Diffusion begünstigen die Koagulation und die Bildung sogenannter Sekundärteilchen.

Nach *Junge (1963)* existieren Primärteilchen in der Stratosphäre auf Grund der größeren mittleren Weglänge und der geringen Partikelkonzentration einige Stunden, so dass davon ausgegangen werden kann, dass fast die gesamte atmosphärische Konzentration des Be-7 sowohl in der unteren Stratosphäre, wie auch in der Troposphäre an das natürliche Aerosol gebunden ist.

Walther (1973) führt aus, dass sich bei Koagulationsprozessen nach etwa einem Tag ein Modalradius der Aerosole von 0,1 bis 0,2 μm einstellt und sich danach ein quasi-stationärer Zustand einstellt in dem sich die Partikelgrößenverteilung kaum noch ändert.

Borrmann (1993) hat experimentell nachgewiesen, dass dieser Effekt nicht nur in der Troposphäre, sondern auch in der Stratosphäre stattfindet.

In der Atmosphäre vorhandene Aerosolpartikel werden durch Koagulation mit den Primärteilchen des Be-7 beladen. Durch weitere Koagulation verschiebt sich die Verteilung der kosmogenen Radioaktivität in den Größenspektrumsbereich um die 0,2 μm so, dass der weitere Weg des Be-7 identisch mit dem der atmosphärischen Aerosolpartikel ist.

Die nasse Deposition in der Troposphäre (ausregnen und auswaschen) ist nach *Jaenicke (1988), Dibb (1989) und Olson et al. (1985)* der wirkungsvollste Abscheideprozess für Be-7. Die Aufenthaltszeit der größeren Partikeln in diesem Bereich der niederschlagsbildenden Wolken wird auf 10 bis 15 Tage geschätzt.

In der Literatur existieren unterschiedliche Angaben zu Aufenthaltszeiten von Aerosolpartikeln in der Atmosphäre. So leitet *Stewart et al. (1956)* aus Messungen der Lufradioaktivität nach Kernwaffentest eine mittlere Aufenthaltszeit von einem Monat ab. Weitere Angaben zu den durch Radioaktivitätsmessungen bestimmten Aufenthaltszeiten schwanken zwischen einem und 40 Tagen. *Lal (1959), Goel et al (1959) und Shapiro (1976)*.

Nach *Junge (1963)* wächst die Verweildauer mit steigender Höhe in der Troposphäre von wenigen Tagen im unteren Bereich bis zu 40 Tagen in der oberen Troposphäre. Für die Stratosphäre gehen *Pruppacher und Klett (1978)* aufgrund der laminaren Strömungsverhältnisse von Aufenthaltszeiten im Bereich von Monaten bis Jahre aus.

Weil, wie in Abbildung 12 zu sehen ist, in den mittleren und hohen Breiten der Anteil an troposphärisch gebildetem Be-7 an der Gesamtheit abnimmt, führen in diesem Bereich stratosphärische Intrusionen zu deutlichen Veränderungen in der Aktivitätskonzentration (*Dutkiewicz und Husain (1985), Prospero et al. (1985)*).

Das nachfolgende Bild zeigt die gemittelte Be-7-Konzentration in der Einheit Zerfälle/min m³. Die Isolinien geben die berechneten Gleichgewichtskonzentrationen an und verdeutlichen den oben beschriebenen Sachverhalt. Zusätzlich lässt sich dem Diagramm entnehmen, dass die Aktivitätskonzentration in der Stratosphäre um mindestens eine Größenordnung über der der Troposphäre liegt.

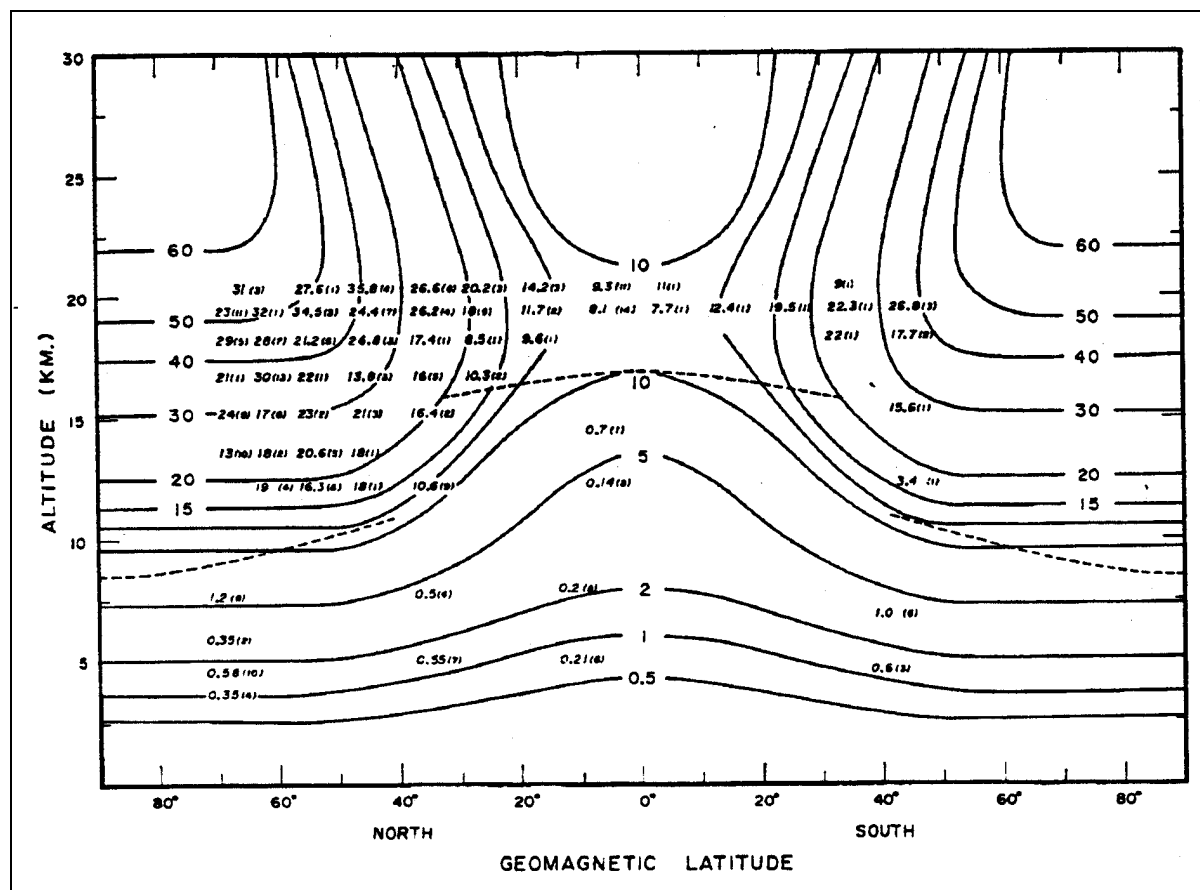


Abbildung 12 Mittleres Be-7-Aktivitätskonzentrationsprofil der Atmosphäre aus Bhandari et. al (1965)

Die Kenntnisse der Bildungs- und Abscheidemechanismen, der breitenabhängigen Produktionsraten und die relativ lange Halbwertzeit machen das natürliche, kosmogene Nuklid zu einem wertvollen Tracer bei der Erforschung atmosphärischer Austauschvorgänge.

5.2 Der Radioaktive Zerfall von Be-7

Be-7 wandelt sich durch Elektroneneinfang in Lithium-7 um. Die direkte Umwandlung in den Grundzustand findet mit einer Wahrscheinlichkeit von 89,6 % statt.

Mit einer Restwahrscheinlichkeit von 10,4 % verläuft die Umwandlung über einen kurzlebigen angeregten Zwischenzustand (Halbwertzeit einige Femtosekunden), der durch Emission von Gamma-Strahlung zum Grundzustand des Li-7 führt.

Die Energie des Gammazerfalls von 0,478 MeV wird zum Nachweis des Zerfalls mittels Gammadetektor genutzt Krieger (1998), Keller, C. (1983), Lieser, K.H. (1980), Kennedy G. (1981).

Die nachfolgende Tabelle fasst die wichtigsten physikalischen Daten des Be-7 und zum Vergleich die von drei weiteren, ausgewählten kosmogenen Radionukliden mit ähnlicher Halbwertszeit zusammen.

Tabelle 1 Kosmogene Radionuklide in der Atmosphäre aus Lal und Peters (1967)

Nuklid	Halbwertszeit (Tage)	Strahlung	Targets
Be-7	53	γ	N, O
P-33	25	β^-	Ar
P-32	14	β^-	Ar
Ar-37	35	Röntgen	Ar

5.3 Die Produktionsrate von Be-7

Die Produktionsrate von Be-7 lässt sich nach Lal und Peters (1967) mit folgender Quellfunktion beschreiben:

$$C(z, \lambda) = \sum_T \frac{N_A K_T}{A} \int_0^E \int_0^\varphi \int_0^\theta \sum_i (z, E, \lambda, \theta, \varphi) \sigma_{\Pi}(E) d \cos\theta d\varphi dE \quad (5.1)$$

mit

$C(z, \lambda)$	Produktionsrate/Gramm Luft in Abhängigkeit der Höhe z und der geographischen Breite λ
$J_i(e, E, \lambda, \theta, \varphi)$	Intensität der i -ten Komponente der kosmischen Strahlung
φ, θ	Kollisionswinkel
N_A	Avogadrozahl
A	Atomgewicht des Targets
K_T	Häufigkeit des Targets in der Atmosphäre
$\sigma_{\Pi}(E)$	Wirkungsquerschnitt des Targets für die Be-7 Produktion für Spallation

Dabei wurde eine zeitliche Abhängigkeit von J_i nicht berücksichtigt. Lal et al (1958) hat aus Daten über die Intensitätsverteilung der kosmischen Strahlung in der Atmosphäre die Pro-

duktionsraten für das Be-7 in Abhängigkeit von der Höhe für verschiedene geographische Breiten berechnet. Dabei fand er heraus, dass sich das Maximum der Produktionsrate in einer Höhe zwischen 12 und 17 Kilometer, somit also knapp oberhalb oder knapp unter der Tropopause liegt. Am Äquator und in den niederen Breiten bis etwa 30 Grad befindet sich das Maximum in einer Höhe zwischen 12 und 14 Kilometer, bei einer durchschnittlichen Tropopausenhöhe von etwa 17 Kilometern. In den höheren Breiten bei etwa 60 bis 90 Grad hingegen befindet sich die maximale Produktionsrate in Höhe der äquatorialen Tropopause, während die Tropopause im Durchschnitt zwischen 10 und 12 Kilometern Höhe liegt.

Die Tatsache, dass sich eine solche Schicht erhöhter Produktion ausbilden kann, wird im Wesentlichen dadurch hervorgerufen, dass sich einerseits

- die Dichte der Luft mit zunehmender Höhe verringert, sich gleichzeitig aber
- die Intensität der kosmischen Strahlung erhöht.

Dort, wo das Produkt aus beiden Größen maximal wird, liegt das Produktionsmaximum der vertikalen Verteilung.

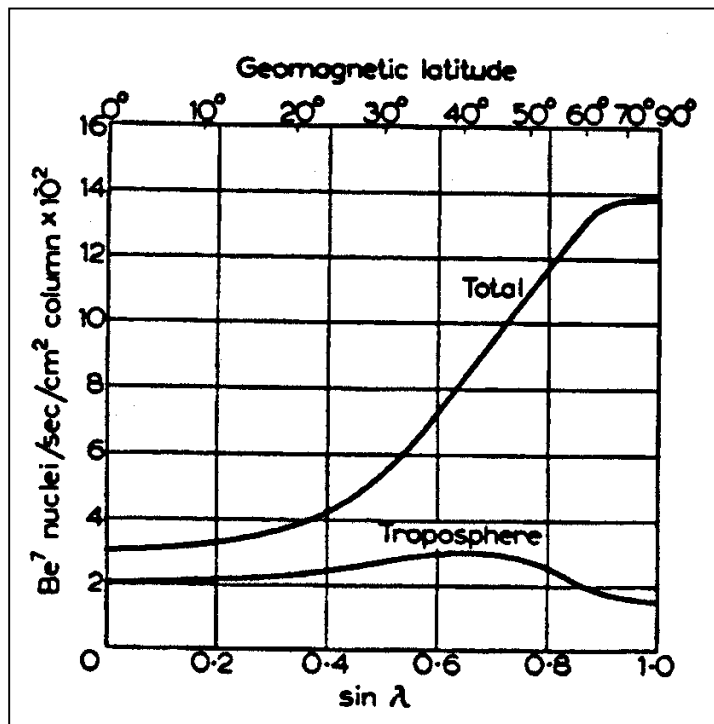


Abbildung 13 zeigt die Produktionsrate von Be-7 in der Troposphäre und in der Gesamtatmosphäre der nördlichen Hemisphäre in Abhängigkeit von der geographischen Breite. Die x-Achse beschreibt die geographische Lage, die y-Achse steht für die Anzahl der gebildeten Be-7 Atome pro Sekunde und cm^2 Erdoberfläche.

Abbildung 13 Produktionsraten als Funktion der geographischen Breite aus Lal et al. 1958

Der Graphik sind folgende Sachverhalte zu entnehmen:

- die Gesamtproduktionsrate steigt vom Äquator zu höheren Breiten stark an
- und
- die gesamte troposphärische Produktion ist über alle Breiten relativ konstant

Das Ansteigen der Gesamtproduktion hin zu den höheren Breiten ist ein Effekt des Erdmagnetfeldes, welches zu den Polen hin die kosmische Strahlung tiefer in die Atmosphäre eindringen und somit die Produktionsrate kosmogener Radionuklide ansteigen lässt.

Weil aber die troposphärische Produktion über alle Breitengrade relativ konstant ist, muss die Gesamtproduktion in der Stratosphäre mit zunehmender Breite ansteigen.

6 DER SONNENFLECKENZYKLUS

Wie in den vorangegangenen Kapiteln deutlich geworden ist, ist die Aktivität der Sonne ein dominanter Faktor bei der Produktion kosmogener Radionuklide. Diesem Sachverhalt muss bei der Analyse und Auswertung der Be-7 Daten Rechnung getragen werden.

Es ist aber auch bekannt, dass die atmosphärische Zirkulation in dem stark rückgekoppelten System und somit das Klima von der eingestrahnten Sonnenenergie abhängt, wodurch auch die Lage der Tropopause beeinflusst wird.

Deswegen soll im Folgenden kurz auf den Sonnenfleckenzyklus und seinen Einfluss auf das Klima eingegangen werden.

Die von der Sonne eingestrahelte Energie ist keinesfalls konstant, sondern variiert in einem Zyklus von 11 Jahren. Dabei verringert sich die ausgestrahlte Energie vom Sonnenfleckenmaximum bis zum Minimum durch die, in Zeiten aktiver Sonne stärker auftretenden hellen Fackeln in der Umgebung der Sonnenflecken. Diese erzeugen trotz der starken Magnetfelder der dunklen Sonnenflecken, die einen freien Energiefluss vom Inneren der Sonne nach außen verhindern, einen Nettoüberschuss an Energie *Foukal, P.V., Lean, J. (1990)*.

Als Anhaltspunkt für die Aktivität wird die Anzahl der Sonnenflecken herangezogen.

Der eigentliche Zyklus der Sonnenaktivität beträgt aber 22,1 Jahre und wird als *Hale-Zyklus* bezeichnet. Weil sich die Polarität des solaren Magnetfeldes während des 11-jährigen *Schwabe-Zyklus* umkehrt, müssen zwei 11-jährige Zyklen vergehen, bis die ursprüngliche Anordnung wieder erscheint.

Im nachfolgenden Diagramm ist auf der linken Achse die monatliche Anzahl der Sonnenflecken dargestellt und rechts wurde exemplarisch die Konzentration an Be-7 an einer Station über den gleichen Zeitraum abgetragen. Aus dem Diagramm geht deutlich der 11-jährige Zyklus der Sonne und die dadurch invers beeinflusste Konzentration an Be-7 hervor.

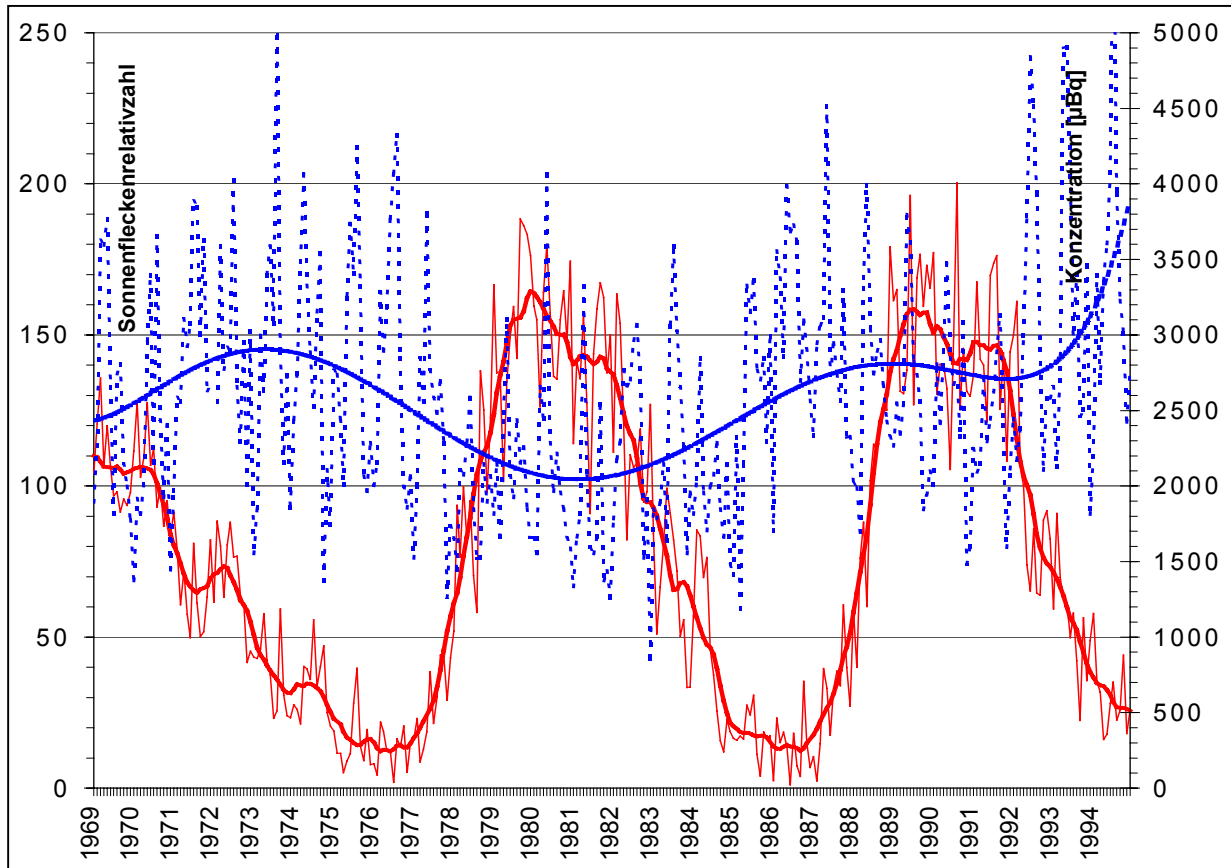


Abbildung 14 Sonnenfleckenzyklus

6.1 Die Auswirkung des Sonnenfleckenzyklus auf die atmosphärische Zirkulation

K. Labitzke und H. van Loon (1990) haben einen statistisch abgesicherten Zusammenhang zwischen den temperaturabhängigen Höhen des 30 hP-Niveaus in der Stratosphäre und den Extrema des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus entdeckt, der auch die Troposphäre erfasst und sich in ganz bestimmten geographischen Regionen am stärksten auswirkt.

Außerdem wurde ein Temperaturunterschied zwischen Minimum und Maximum des solaren Zyklus in der Stratosphäre von $1,8^{\circ}\text{C}$ und an der Erdoberfläche von noch $0,9^{\circ}\text{C}$ beobachtet *Labitzke, K. und van Loon, H. (1993)*.

Über den Subtropen liegt die Temperatur zur Zeit des Fleckenmaximums sogar 2°C höher als zur Zeit des Minimums *van Loon, H. und Labitzke, K. (1994)*.

Nord- und Südhalbkugel der Erde zeigen dabei spiegelbildlich die gleichen Wetteränderungen im Rhythmus der Sonnenflecken.

Aus der geographischen Verteilung der beobachteten Temperatureffekte kann geschlossen werden, dass bei der Ausbreitung der Wärme eine Modulation der Hadley-Zellen der vertikalen Zirkulation eine wichtige Rolle spielt *Roederer, J. G. (1995)*.

Weitere Experimente mit Modellen haben gezeigt, dass Winde in der unteren Stratosphäre die Zirkulation in der Troposphäre beeinflussen können *Nesme-Ribes, E., Baliunas, S. L. und Sokoloff, D. (1996)*.

6.2 Die Auswirkung des Sonnenfleckenzyklus auf die Strahlungsbilanz der Atmosphäre

Während der unterschiedlichen Aktivität der Sonne ändert sich auch ihr Strahlungsspektrum. Die Variationen sind dabei besonders stark im ultravioletten Bereich.

Dieser liegt zwischen 100 Å und 3800 Å. Wellenlängen kleiner 1500 Å werden als extremes Ultraviolett (EUV) bezeichnet. Die Veränderung der Strahlung zwischen den Extrema des 11-jährigen Zyklus beträgt beim extremen Ultraviolett (EUV) 35 % *Wolff, C. L. und Hoegy, W. R. (1990)*, bei 1500 Å 20 % *Foukal, P. V. (1990)* und im Bereich von 2050 Å 7 % *Hood, L. L. und Jirikowic, J. L. (1990), Schlesinger, B. M. et al. (1990)*.

Die EUV steigert zur Zeit des 11-jährigen Maximums die Temperatur in der Ionosphäre um 300 % gegenüber dem Minimum *Foukal, P. V. (1990)* und die ultraviolette Strahlung unter 2900 Å wird vollständig durch das Ozon in der Stratosphäre absorbiert. Der Anstieg der kinetischen Energie der Moleküle bewirkt eine Temperaturerhöhung, die ihrerseits eine positive Rückkopplung erfährt, weil die UV-Strahlung zugleich neues Ozon erzeugt. Satelliten haben ein Anwachsen des Ozongehalts um 2% vom Fleckenminimum zum Maximum gemessen *Tinsley, B. A. (1997)*.

J. D. Haigh (1996), hat die Auswirkungen auf die Strahlungsbilanz der Troposphäre ermittelt und nachgewiesen, dass sie insbesondere die Temperatur in den Subtropen und den Verlauf von Sturmbahnen im Nordatlantik beeinflussen.

6.3 Die Auswirkung des Sonnenfleckenzyklus auf das Wetter

Nach Barlow, A. K. und Latham, J. (1983), Dickinson, R. E. (1975), Franke, H. (1969) fördert die kosmische Strahlung durch die Ionisierung der Atmosphäre die Wolkenbildung. Außerdem besteht ein unmittelbarer Zusammenhang zwischen Wolkenausbreitung und kosmischer Strahlung Svensmark, H. und Friis-Christensen, E. (1997).

Tinsley, B. A. (1997) geht davon aus, dass elektrisch bewirkte Änderungen in der Mikrophysik der Wolken zur Erhöhung der Entstehungsrate von Gefrierkernen und vermehrter Wolkenbildung führen.

Dieser Sachverhalt wird noch gewichtiger, wenn man die Auswirkung der Wolkenbedeckung auf das Klima kennt:

Wolken haben nach den Messungen von V. Ramanathan, B. R. Barkstrom und E. F. Harrison (1989) einen Nettoabkühlungseffekt von -17 W/m^2 . Landsberg, H. E. (1974) hat berechnet, dass eine Zunahme der Wolkenbedeckung um nur 1 % den Treibhauseffekt aufheben würde.

7 DIE DATENGRUNDLAGE

Im Nachfolgenden soll kurz auf die Herkunft, die Aufbereitung und die Darstellung der berücksichtigten Daten eingegangen werden. Um mögliche Veränderungen in der Atmosphäre ausreichend gut beurteilen zu können, wurden im Verlauf dieser Arbeit Zeitreihen von drei unterschiedlichen, die Struktur und Stabilität der Atmosphäre beschreibenden Parametern ausgewertet.

Das erste Datenkollektiv stellt Aktivitätsangaben des natürlichen Radionuklides Be-7 dar. Wenn sich die Struktur der Atmosphäre geändert hat, so ist anzunehmen, dass sich dieser Sachverhalt in einer Änderung des atmosphärischen Austauschverhaltens niederschlägt.

Das zweite Datenkollektiv besteht aus Zeitreihen über die Höhenangabe der Tropopausenlage, die dritte aus Angaben über die Atmosphärentemperatur, alle 1000 Meter bis in die Maximalhöhe der Radiosondierung.

Diese Daten wurden gewählt, weil die Tropopause, wie bereits beschrieben, durch den Wechsel des Temperaturgradienten einen wohldefinierten Bereich in der Atmosphäre darstellt.

Ebenfalls werden in diesem Kapitel Informationen über die verwendete Messtechnik und die erhebende Institution, falls verfügbar, genannt.

7.1 Die Berylliumdaten

7.1.1 Die französischen Daten

Die französischen Berylliumdaten wurden durch das Institut de protection et de sûreté nucléaire (IPSN) zur Verfügung gestellt.

Das IPSN unterhält seit seiner Gründung im Jahre 1959 ein ganzes Netz von Probenentnahmestationen. Die Aktivitätsbestimmung erfolgt anhand der Aerosole oder in Niederschlägen.

Das Beobachtungsprogramm in Frankreich begann in den 60er Jahren mit der Entnahme von Aerosolproben an den Stationen Orsay, Tilly und Bordeaux.

Im Jahre 1984 wurde eine weitere Probenentnahmestation in Dijon und 1988 eine Station in Seyne-sur-mer begründet. 1990 kam eine letzte Station in Flers hinzu. Seit 1990 werden Aerosolprobenentnahmen an acht Standorten durchgeführt. Davon befinden sich sechs im Mutterland.

Probenahme, Messung

Alle Probenahmeeinrichtungen sind völlig identisch aufgebaut und bestehen grundsätzlich aus:

- einem Saugkopf für die Aufnahme eines rechteckigen Polypropylen - Filters mit den Maßen 48 x 27 cm,
- einer Turbine mit einer Leistung, von 800 bzw. 400 m³h⁻¹ und
- einer Messeinrichtung für den Volumenstrom

Die Filter wurden an der Station Bordeaux jeden 10ten, 20ten, und letzten Tag des Monats und in Flers, Tilly, Dijon, Orsay und Seyne-sur-mer jeden 5ten, 10ten, 15ten, 20ten, 25ten und letzten Tag des Monats gewechselt. Diese Fristen wurden streng eingehalten und nur bei Verstopfung der Filter wurde früher gewechselt. Die Messung der Filter erfolgte gammaspektrometrisch *Barker Evelyne, Bouisset Patrick (2001)*.

Die Daten wurden durch IPSN auf Datenträger 3 1/2 Diskette zur Verfügung gestellt. Im Einzelnen handelte es sich um die Monatsmittelwerte der Stationen Bordeaux, Flers, Dijon, Seyne-sur-mer und Tilly.

Dabei handelt es sich bei den Stationen, Flers, Dijon und La Seyne-sur-mer um durchgängige Zeitreihen, während von der Station Bordeaux, aufgrund eines technischen Ausfalls die Werte für die Zeiträume Januar 2000 und Juni bis Dezember 2000 fehlen.

Die nachfolgende Tabelle gibt einen Überblick über die Zeitreihen der französischen Berylliumdaten.

Tabelle 2 Zusammenstellung der französischen Be-7-Zeitreihen

Station	Zeitraum	Bemerkung	Anzahl Daten
Orsay	Jan 69 – Dez 00	Ohne Jan 00 – Jun 00	etwa 3000
Bordeaux	Jan 69 – Dez 99		
Tilly	Feb 69 – Dez 00	Ohne Mai 97 – Apr 98	
Flers	Mai 90 – Dez 00	--	
Dijon	Sept 84 – Dez 00	Ohne Apr 91	
Seyne s. mer	Apr 88 – Dez 00	--	

7.1.2 Die deutschen Daten

Die deutschen Daten wurden vom Deutschen Wetterdienst (DWD) und von der Physikalisch Technischen Bundesanstalt (PTB) zur Verfügung gestellt.

7.1.2.1 PTB

Im Rahmen ihrer Einbindung in das Messsystem IMIS (Integriertes Mess- und Informationssystem zur Überwachung der Umweltradioaktivität) betreibt die PTB eine der bundesweit 14 Spurenmessstationen zur Überwachung der Radioaktivität in der bodennahen Luft.

Probenahme, Messung

Mit Luftstaubsammlern, die Volumenströme zwischen 500 m³/h und 900 m³/h erreichen, wird der in der Luft enthaltene Staub gesammelt. Bei wöchentlicher Probenentnahme, Veraschung des Luftstaubes sowie anschließender Messung in einem Bohrloch-Reinstgermaniumspektrometer werden Nachweisgrenzen von weniger als $5 \cdot 10^{-8}$ Bq/m³ für die meisten Gammastrahler erreicht *PTB (2002)*.

Es liegen durchgehende Monatsreihen für Braunschweig von 1969 bis 1995 in Papierform vor.

7.1.2.2 DWD

Der Deutsche Wetterdienst (DWD) ist über das Wetterdienstgesetz, das Strahlenschutzvorsorgegesetz und die Strahlenschutzverordnung mit Aufgaben aus dem Bereich des Strahlenschutzes betraut. So wird seit 1955 die Radioaktivität in der Atmosphäre kontinuierlich durch Messungen überwacht. Zu den aktuellen Aufgaben des DWD im Rahmen des Integrierten Mess- und Informationssystems zur Überwachung der Umweltradioaktivität (IMIS) des Bundes gehören u. a. die Messungen der Luftradioaktivität an insgesamt 40 Wetterbeobachtungsstationen des DWD *DWD (2002)*.

Probenahme, Messung

Die Messstellen des DWD lassen sich in zwei Kategorien unterteilen.

Zum Nachweis von aerosolgebundenen Gammastrahlern stehen zwei unterschiedliche Messstellen zur Verfügung:

- die Standardmessstelle mit einem Gamma-Schrittfiltersystem zur kontinuierlichen Überwachung
- und die
- erweiterte Standardmessstelle (Spurenmessstelle) mit einem Gamma-Spektrometriemessplatz zur direkten Messung von Aerosolproben.

Die Probenahme erfolgt in einem wöchentlichen Intervall und die Nachweisgrenze der Gamaspektrometrie für aerosolgebundene Gammastrahler liegt bei $0,005 \text{ mBq/m}^3$ *Steinkopff, T. und Jacobsen, I. (1998)*. Die Daten liegen wöchentlich für die Stationen Essen und Hannover in Papierform vor.

7.1.3 Eigene Messungen durch das Fachgebiet

Durch das Fachgebiet von Professor Dr. S. Hartwig wurde an der BUGH eine eigene Probenahmestation eingerichtet. Diese bestand im Wesentlichen aus einer Pumpe, einem Saugkopf für die Aufnahme eines Glasfaserfilters und einer Messeinrichtung für den Volumenstrom. Die Luft wurde mit einer Förderleistung von $100 \text{ m}^3/\text{h}$ durch den Filter gesaugt, der Filterwechsel erfolgte einmal wöchentlich. Bei dieser Gelegenheit wurde auch die Förderleistung notiert. Die Messungen fanden im Zeitraum von Januar 1997 bis November 2001 statt.

7.1.3.1 Chemischer Trennungsgang

Weil ursprünglich die Abtrennung und der Aktivitätsnachweis weiterer Radioisotope geplant war, wurden die Filter zunächst wie folgt nasschemisch aufbereitet:

Die Filter wurden zerkleinert und dotiert. Von dem beim Auskochen mit Salpetersäure entstehenden Rückstand wurde das Siliziumdioxid abgetrennt und der Schwefel als Bariumsulfat ausgefällt. Im Anschluss daran wurde durch Zugabe von Ammoniummolybdat der Phosphor

ausgefällt, ein Umfällen des Molybdat führt zu $\text{Mg}(\text{NH}_4)_2\text{PO}_4$. Die Zugabe von Ammoniumphosphat im Eluat der Molybdatfällung führt zu BeNH_4PO_4 .

In Abbildung 15 wird ein Überblick über den chemischen Trennungsgang gegeben:

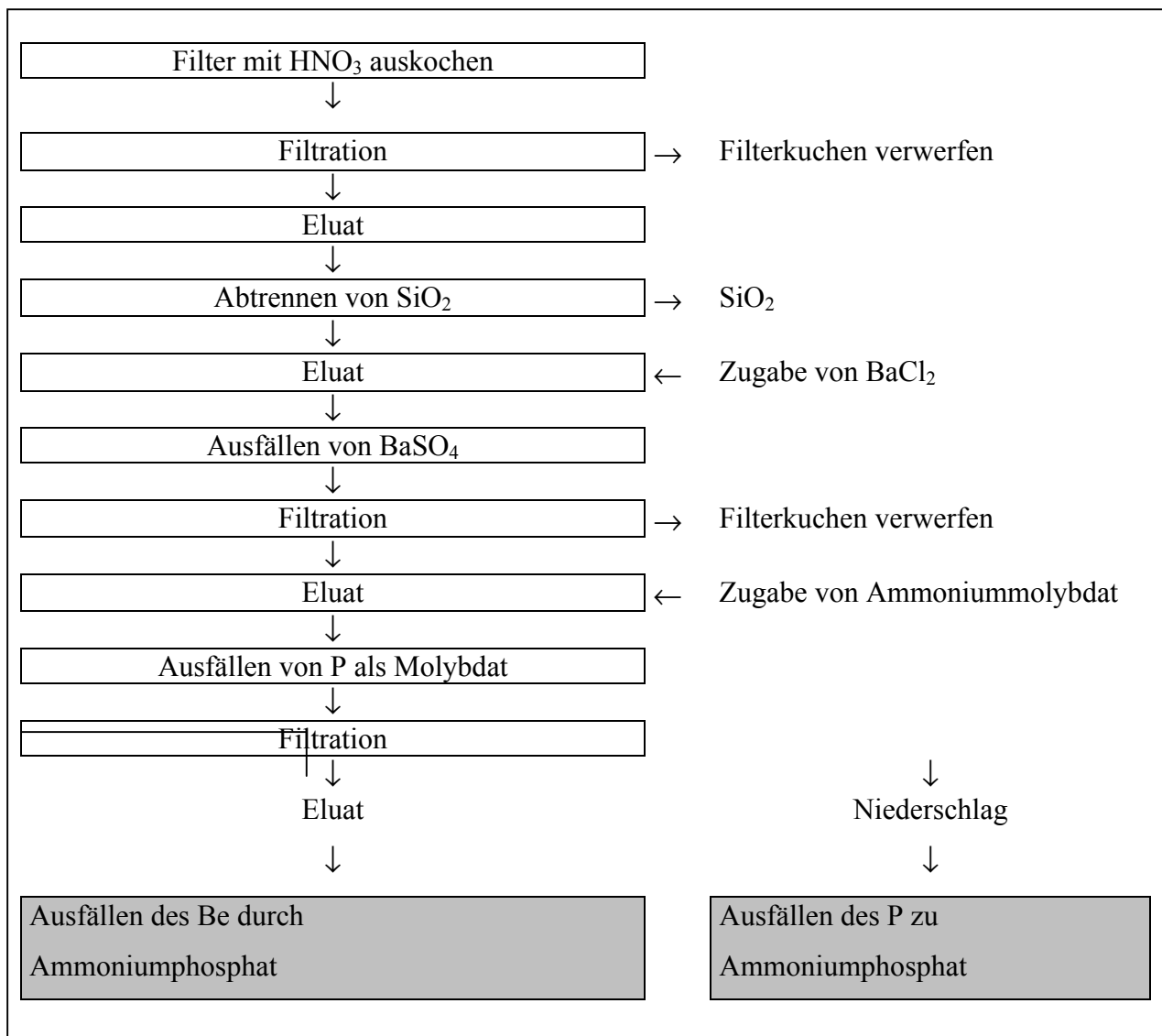


Abbildung 15 Überblick über den Trennungsgang

Die Proben wurden im Anschluss an einem Gamma-Messplatz untersucht. Dabei wurden jeweils unter der Woche die Proben und über das Wochenende der Nulleffekt gemessen. Die weitere Aufbereitung der Messwerte wurde wie folgt durchgeführt:

7.1.3.2 Voruntersuchungen

Erstellen der Eichlösung

Im Vorfeld der Messungen wurden Versuche mit einer Be-7- Eichlösung zur Bestimmung der Wiederfindungsrate des Isotops nach dem chemischen Trennungsgang, dem Einfluss der Füllhöhe in den Küvetten auf das Messergebnis und der Detektorausbeute durchgeführt. Folgende Angaben liegen für die, durch die PTB zur Verfügung gestellte Urlösung vor:

Tabelle 3 *Angaben zur Urlösung*

Spezifische Aktivität	$1,001 \pm 0,014$ MBq/g
Bezugszeit:	$\pm 01.12.1997, 00^{00}$ Uhr
Radionuklidaten:	$T_{1/2} = 53,29 \pm 0,07$ d
Emissionswahrscheinlichkeit:	$P = 10,32 \pm 0,04$ %

Der relative Fehler für die Urlösung beträgt somit 1,4 %. Durch Aufteilen und Verdünnung der Urlösung mit Wasser wurden mehrere Proben hergestellt, deren Aktivitäten sich wie folgt berechnen lassen:

$$Aktivität_{Verd} = \frac{(m_1 \cdot A_{Urlösung})}{m_2} \quad (7.1)$$

mit m_1 , Masse der Urlösung = 0,5134 g und
 m_2 , Masse der Urlösung zzgl. der Masse des zugesetzten
Wassers = 99,6529 g

Durch die Genauigkeit der Waage ergibt sich für die Masse m_1 und m_2 jeweils ein Fehler von 0,002 g. Der relative Gesamtfehler für die Verdünnung setzt sich zusammen aus dem Relativfehler der Urlösung und den relativen Fehlern durch das Abwiegen beim Ansatz der Verdünnungen und beträgt somit 1,8 %.

Untersuchung des Einflusses der Füllhöhe auf die gemessene Aktivität

Für die Untersuchung wurde ein Proberöhrchen mit einer Eichlösung bis zu einer möglichst niedrigen Füllhöhe befüllt. Im Anschluss wurde durch Zugabe einer inaktiven Standardlösung die Füllhöhe verändert, wodurch jedoch die Gesamtaktivität der Lösung gleich blieb. Von jeder Probe wurde die Füllhöhe fünf mal gemessen und der Mittelwert gebildet. Für die kleinste Füllhöhe wurde ein Wert von 100 % Ausbeute angenommen und dementsprechend für die übrigen Füllhöhen die jeweiligen Anteile der Ausbeute berechnet.

Im nachfolgenden Diagramm sind die Ergebnisse der Untersuchung dargestellt. In der unten aufgeführten Tabelle sind für die Trendgeraden das Bestimmtheitsmaß (r^2) und der Korrelationskoeffizient (r) dargestellt. Sie zeigen einen sehr guten, linearen Zusammenhang für den Einfluss der Füllhöhe auf die gemessene Aktivität.

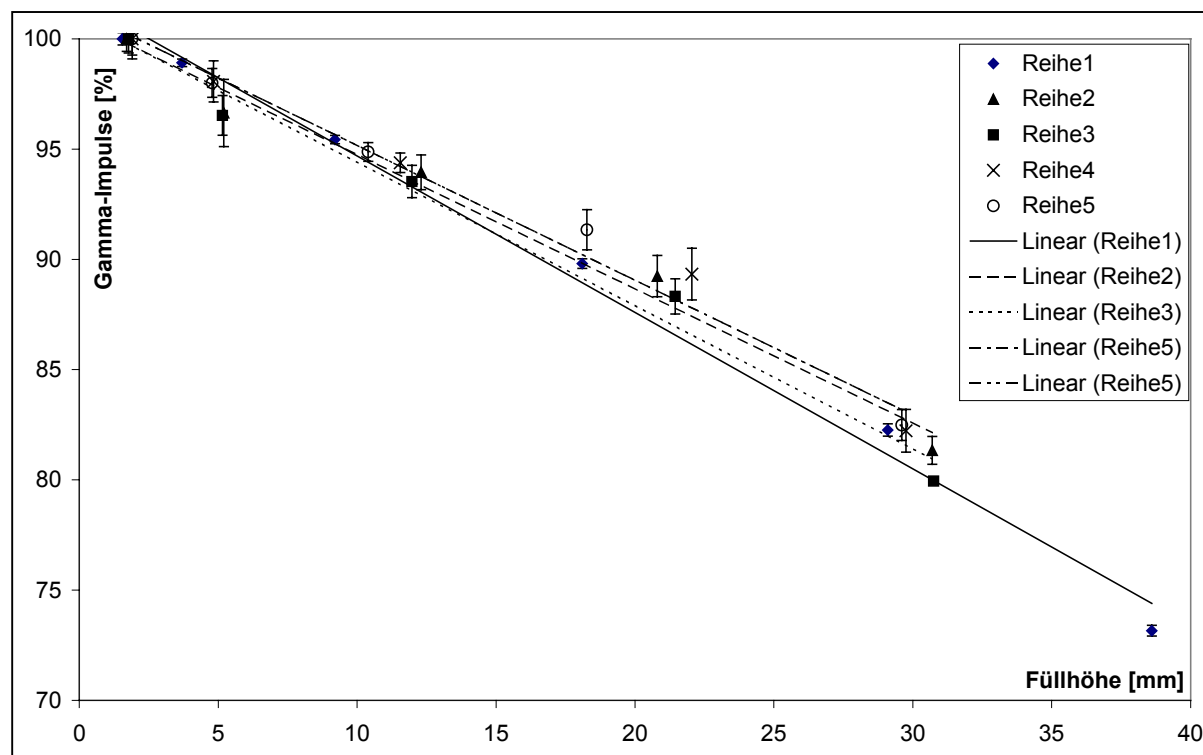


Abbildung 16 Einfluss der Füllhöhe auf die gemessene Aktivität

Tabelle 4 Bestimmtheitsmaß und Korrelationskoeffizient der Trendgeraden

Probe	r^2	R
1	0,9991	-0,9996
2	0,9842	-0,9921
3	0,9833	-0,9919
4	0,9847	-0,9923
5	0,9886	-0,9943

Bestimmung der Wiederfindungsrate des chemischen Trennungsgangs

Zur Bestimmung der Wiederfindungsrate wurden die Proben zur Untersuchung der Füllhöhe verwendet. Nach den abgeschlossenen Messungen für die Untersuchungen des Einflusses der Füllhöhe auf die gemessene Aktivität wurden die Eichlösungen auf Glasfaserfilter gegeben. Dieser wurde dem chemischen Trennungsgang zugeführt und der erhaltene Berylliumniederschlag vermessen. Hierbei wurden die Füllhöhe und die Zeitdifferenz zwischen den Messungen berücksichtigt. Auch hier erfolgten die Messungen je fünf mal. Im nachfolgenden Balkendiagramm sind die Ergebnisse der Messungen dargestellt.

Zusätzlich wurden vom Trennungsgang die verschiedenen anderen Niederschläge verwahrt und ebenfalls vermessen. Hierbei ergaben sich nur Werte die dem Nulleffekt entsprachen. Der Mittelwert der Wiederfindungsrate betrug 95,6 % und der mittlere, relative Fehler 3,6 %.

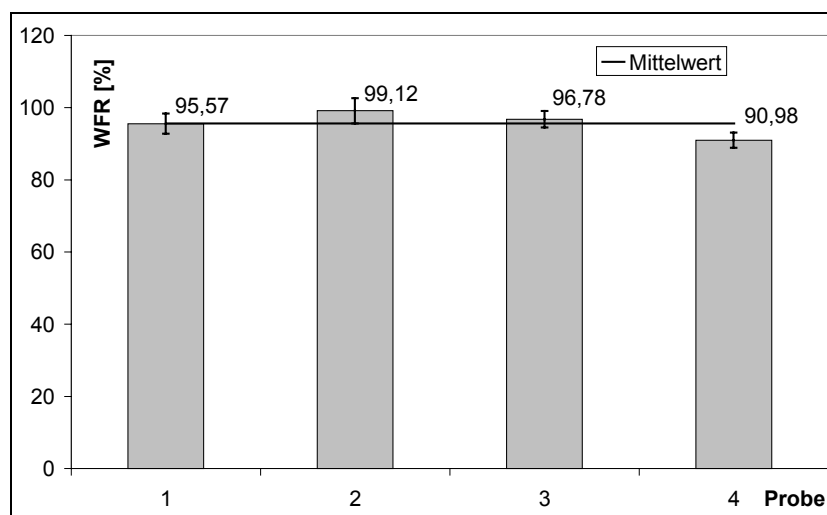


Abbildung 17 Wiederfindungsrate nach dem chemischen Trennungsgang

Untersuchung der Detektorausbeute

Mit insgesamt fünf Eichlösungen wurden Vergleichsmessungen durchgeführt, um eventuelle Abweichungen der Messergebnisse von der Aktivität der Proben näher quantifizieren zu können. Der Mittelwert der prozentualen Detektorausbeute betrug 25,16 %, der mittlere absolute Fehler 0,75 %. Im nachfolgenden Diagramm sind die Ergebnisse der Untersuchungen zur Detektorausbeute dargestellt.

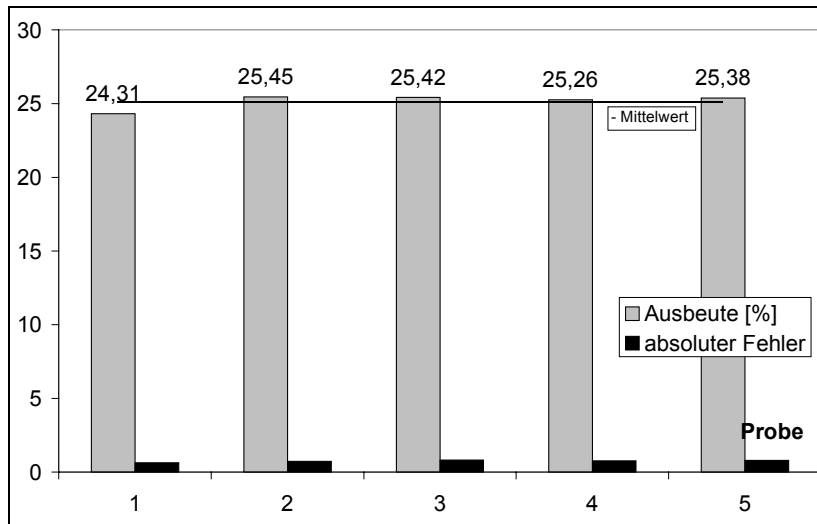


Abbildung 18 *Untersuchungsergebnisse zur Detektorausbeute*

7.1.3.3 Weiterbearbeitung der Messwerte

Die Aktivität der Proben wurde jeweils für einen Tag an einem Gamma-Messplatz gemessen. Der Messplatz liefert den Bruttomesswert in der Dimension Zerfälle/Minute von dem der jeweilige Nulleffekt subtrahiert wurde.

Weil vom Moment der Probenahme bis zur eigentlichen Messung mehrere Tage vergingen, wurde in einem zweiten Schritt der Nettomesswert über das Zerfallsgesetz zeitkorrigiert:

$$MW_{\text{Zeitkorr}} = MW_{\text{Netto}} \cdot e^{\ln 2 \cdot \frac{\Delta T}{T_{1/2}}} \quad (7.2)$$

mit ΔT , der Zeitdifferenz in Tagen ab der Messung bis zu dem Tag der Mitte der Sammelzeit und
 $T_{1/2}$, der nuklidspezifischen Halbwertszeit (für ${}^7\text{Be}$: 53,3 d)

Im Anschluss daran erfolgte eine Umrechnung der Aktivität in die Dimension mBq / m³ nach Formel 7.3:

$$\text{Aktivität} \left[\text{mBq} / \text{m}^3 \right] = MW_{\text{Netto}} \cdot 1000 \cdot e^{\frac{\ln 2 \cdot \Delta T}{T_{1/2}}} \cdot V \cdot 60 \quad (7.3)$$

mit MW_{Netto} in cpm,
 ΔT , der Zeitdifferenz in Tagen,
 $T_{1/2}$, der nuklidspezifischen Halbwertszeit und
 V , dem Sammelvolumen in m³

Aus den Ergebnissen der Untersuchungen zur Wiederfindungsrate, der Füllhöhe und der Detektorausbeute wurden Korrekturfaktoren abgeleitet, mit denen die nach Gleichung 7.3 berechneten Werte multipliziert wurden. Zusätzlich wurde ein Faktor eingeführt, der die Übergangswahrscheinlichkeit von ${}^7\text{Be}$ zu ${}^7\text{Li}$ berücksichtigt, weil nur der Übergang von Litium in den Grundzustand unter der Emission von Gammaquanten abläuft und somit nur dieser Zerfall detektiert wurde. Der Faktor zur Berücksichtigung der Füllhöhe wurde dabei wie folgt entwickelt:

Die mittlere Füllhöhe der Küvetten sollte zwischen 20 und 30 mm betragen. Die Mittelwerte der Beträge der Steigungen und die der y-Achsendurchgänge der fünf Trendgeraden wurden ermittelt und so eine mittlere Geradengleichung der Form

$$y = -0,63804x + 101,236 \quad (7.4)$$

gebildet. Für die Füllhöhen 20 und 30 mm wurde durch Einsetzen in die Anzahl der Impulse bestimmt und der Mittelwert gebildet.

Im Folgenden werden die Faktoren mit ihren Beträgen genannt.

Faktor zur Korrektur der:

1. Übergangswahrscheinlichkeit

$$F_{Em.} = \frac{100}{\text{Übergangswahrscheinlichkeit}} = \frac{100}{10,32} = 9,69 \quad (7.5)$$

2. Detektorausbeute

$$F_{Det} = \frac{100}{\text{Mittelwert, prozent. Ausbeute}} = \frac{100}{25,2} = 3,97 \quad (7.6)$$

3. Füllhöhe

$$F_{Füllh} = \frac{100}{85} = 1,18 \quad (7.7)$$

4. Wiederfindungsrate

$$F_{WFR} = \frac{100}{\text{Mittelwert, WFR}} = \frac{100}{95,6} = 1,05 \quad (7.8)$$

7.1.3.4 Gamma-Messplatz

Der Gammamessplatz setzt sich im Wesentlichen aus den beiden Baugruppen Detektor und der Zählleinheit zusammen. Bei dem verwendeten Detektor handelt es sich um einen Natriumjodid-Szintillationsdetektor der Firma *Berthold*. Die Sonde besitzt einen Analogsignalausgang und die Option mit zwei Energiefenstern zu messen. Die unabhängige Einstellmöglichkeit der beiden Energiefenster erlaubt verschiedene Arten von Messverfahren zur Aktivitäts- bzw. Dosisleistungsbestimmung.

Die Multi-Loggereinheit war nicht in Betrieb, stattdessen wurde eine Zählleinheit Kombinationsgerät aus Counter und Timer und Diskriminator der Firma *Ortec* vom Typ *CCNIM 994* verwendet. Das elektronische Zählwerk registriert die Spannungsimpulse des Sekundärelektronenvervielfachers.

Funktionsprinzip des Detektors

Szintillationsdetektoren gehören zu den Anregungsdetektoren. In Folge der Wechselwirkung ionisierender Strahlung mit Materie kann eine Anregung bestimmter Energiezustände in speziellen Kristallen stattfinden. Dabei können im strahlungsempfindlichen Bereich des Detektors Lichtblitze entstehen.

Die Anzahl der ausgelösten Photonen stellt ein Maß für den Energieinhalt der auftreffenden Strahlung dar. Die Photonen werden auf eine Photokathode geleitet und lösen dort Elektronen heraus, welche in einen Sekundärelektronenvervielfacher gelangen, in dem sie von einer Emissionselektrode (Dynode) zur nächsten geleitet und schließlich der Anode zugeführt werden.

Hinter der Anode wird die eintreffende Ladungsmenge durch ein RC-Glied in einen Spannungsimpuls verwandelt und von einem elektronischen Zählwerk weiterverarbeitet. Um die, durch den Nulleffekt und das thermische Rauschen bedingten Störimpulse zu eliminieren, kommt ein frei wählbarer Diskriminator zum Einsatz. Die nachfolgende Skizze stellt die prinzipielle Funktionsweise des Detektors dar *Krieger, Petzold (1998)*.

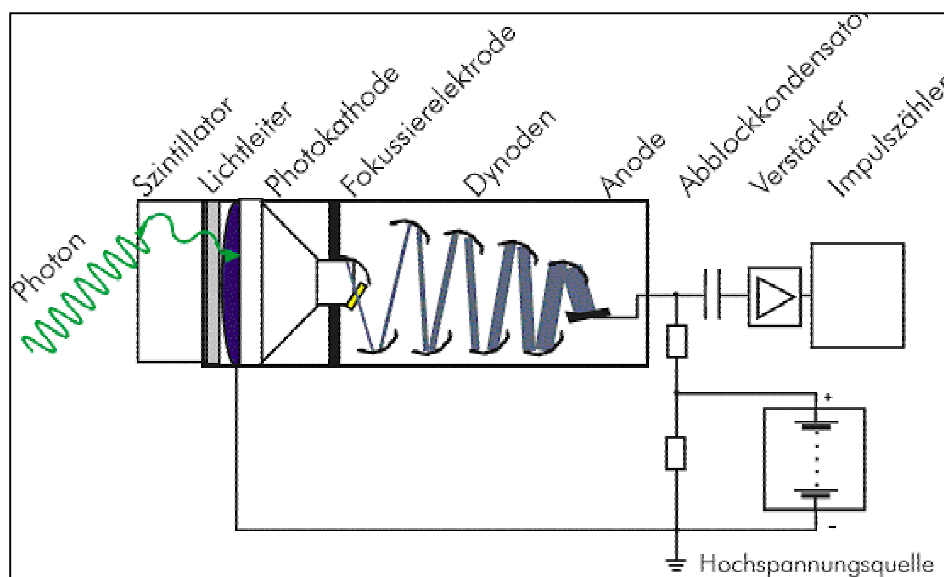


Abbildung 19 Prinzipskizze des Szintillationsdetektors

Tabelle 5 Zusammenstellung der deutschen Be-7-Zeitreihen

Station	Zeitraum	Institution	Bemerkung	Anzahl Daten
Braunschweig	Jan. 69 – Dez. 95	PTB	Monatswerte	etwa 1400
Essen	Jan. 86 – Dez. 96	DWD	Wochenwerte	
Hannover	Jan. 86 – Dez. 95	DWD		
Wuppertal	Jan. 97 – Nov. 01	BUGH		

Im nachfolgenden Diagramm sind die eigenen monatlichen Messwerte der Be-7 Konzentration in Wuppertal dargestellt. Zur Orientierung wurden die Messergebnisse der PTB für Braunschweig und die des DWD in Essen für den selben Zeitraum eingezeichnet.

Obwohl die eigenen Ergebnisse um etwa 50 % unterhalb der Messwerte für die beiden anderen Stationen liegen, liegt eine sehr gute Korrelation mit $r = 0,9$ für beide Stationen vor. Die Abweichung könnte auf den hohen Niederschlag und dem damit einhergehenden hohen Anteil an nasser Deposition zurückzuführen sein. Des Weiteren verfügt die PTB und der DWD über eine empfindlichere Messtechnik und die nasschemische Behandlung entfällt, weil die Proben keinen Trennungsgang durchlaufen.

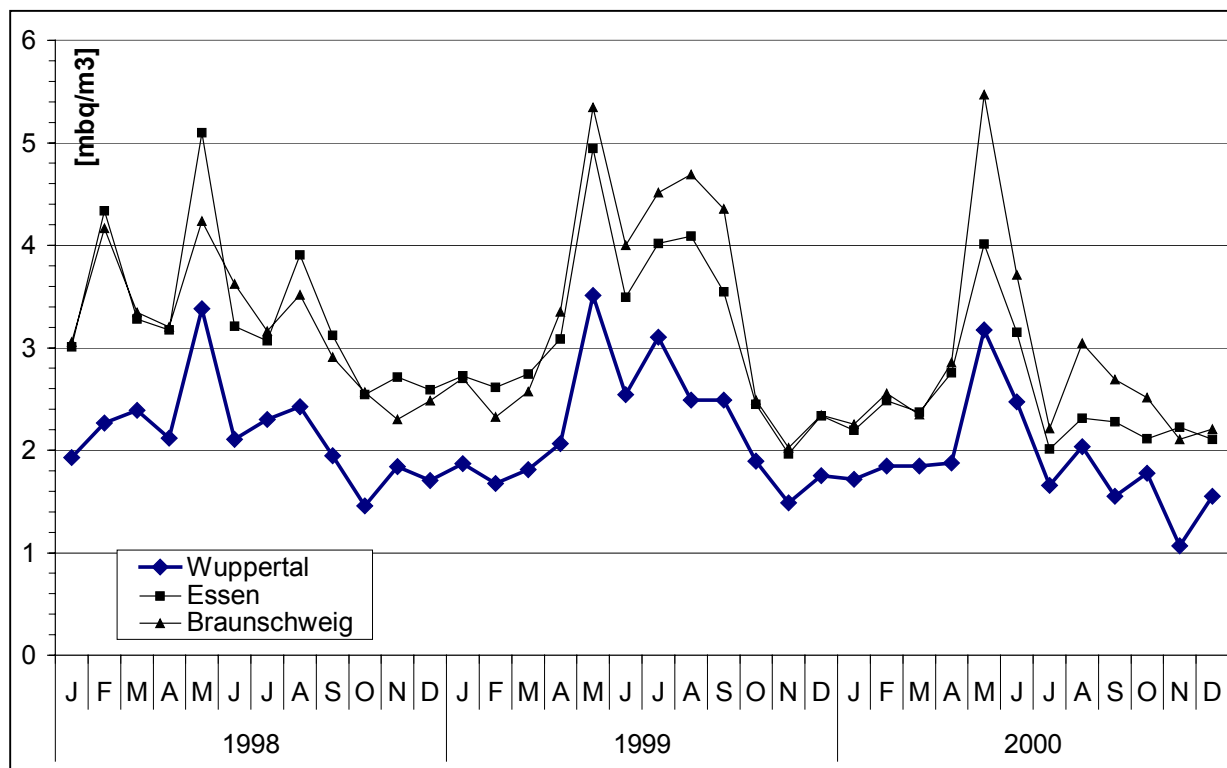


Abbildung 20 Darstellung der eigenen Messreihen

7.1.4 Die norwegischen Daten

Die norwegischen Daten wurden durch die PTB an der Station Skibotn erhoben. Die Daten lagen in Form der regelmäßig veröffentlichten PTB-Berichte *Kolb (1992)* als Monatswerte vor und wurden zur weiteren Bearbeitung und Auswertung in eine elektronische Datenbank eingepflegt.

Tabelle 6 Zusammenstellung der norwegischen Be-7-Zeitreihen

Station	Zeitraum	Bemerkung	Anzahl Daten
Skibotn	Jan. 74 – Dez. 90	ohne Jan. 74 – Jun. 74 ohne Dez. 80 ohne Dez. 85	etwa 200

7.1.5 Die finnischen Daten

Es liegen Messreihen der Städte Seutula, Helsinki und Nurmujavi vor. In Seutula wurde von 1971 bis 1976, in Nurmujavi von 1977 bis 1992 und in Helsinki von 1989 bis 1996 Messungen der Be-7 Konzentration durchgeführt und dokumentiert. Nach Auskunft des dortigen Institutsleiters weisen die Stationen so ähnliche klimatische Verhältnisse auf und liegen geographisch in unmittelbarer Nähe zueinander, dass sie so behandelt werden können, als stammten sie von einem Messpunkt *Puls, E. (1996)*.

Die Daten wurden durch die *Radiation and Nuclear Safety Authority* auf Datenträger, 3 1/2 Diskette zur Verfügung gestellt.

Probenahme, Messung

Die Probenahmestation sammelt mit einem Volumenstrom von 550 m³/h. Die Luft wird durch einen Glasfaserfilter (Typ Whatman GF/A) gesaugt, der regelmäßig jeden Montag und Donnerstag, bei Bedarf auch öfter, gewechselt wird. Die Filter werden dann gammaspektrometrisch analysiert *Leppänen (1999)*.

Tabelle 7 Zusammenstellung der finnischen Be-7-Zeitreihen

Station	Zeitraum
Finnland	Jan. 71 – Dez. 96
Seutula	Jan. 71- Dez. 76
Nurmujavi	Jan. 77- Dez. 92
Helsinki	Jan. 89- Dez. 96

7.1.6 Weitere Berylliumdaten

Zusätzlich wurden auf Datenträger Berylliumzeitreihen von verschiedenen Messstationen durch die amerikanische Energiebehörde zur Verfügung gestellt. Die Daten lagen in elektronischer Form auf Datenträger 3 1/2 Diskette vor. Wiederholte Versuche, durch die messende Institution Angaben über die Messtechnik o. ä. zu erhalten sind, trotz mehrerer Anschreiben, gescheitert.

Die nachfolgende Tabelle gibt einen Überblick über die, durch die amerikanische Behörde zur Verfügung gestellten Datenreihen.

Tabelle 8 Zusammenstellung der Be-7-Zeitreihen der amerikanischen Energiebehörde

Station	Zeitraum	Bemerkung	Anzahl Daten
Puerto Mont, Chile	Jan. 74 – Dez. 90	ohne Mai 80 ohne Jul. 80 – Okt. 80 ohne Okt. 85 ohne Mai, Nov., Dez. 86 ohne Mai 87	
New York City		ohne Mrz. 87 ohne Dez. 88 ohne Jan. 89 – Dez. 89 ohne Mrz. 90	
Isla Pascua, Easter Island		ohne Mai, Jun. 75 ohne Apr. 80 – Dez. 80 ohne Sept. 81	
Chacultaya, Bolivien		ohne Dez. 82 ohne Sept., Okt., Dez. 84 ohne Jan. 85 – Mrz. 85 ohne Jun. 85 – Jul. 85	
Antofagasta, Chile		ohne Jun. 75 – Dez. 75 ohne Jan. 76 – Mrz. 76 ohne Mrz, Apr. 80 ohne Aug., Sept. 81 ohne Jul. 84 ohne Feb. 87 ohne Jul. 88 ohne Feb. 90	
Südpol		ohne Feb. – Mai 77 ohne Feb. 78 ohne Mai, Nov. 79 ohne Dez. 80 ohne Feb. 82 – Mrz. 82 ohne Feb. 83 ohne Dez. 84 ohne Jan. 85 – Aug. 85 ohne Feb. 90 – Apr. 90 ohne Jun., Sept. 87	

7.2 Tropopausendaten

Um weitere Aussagen über eine mögliche Änderung der Schichtungsstabilität im Bereich der Troposphäre treffen zu können, müssen zusätzliche Kriterien zur Beurteilung des Stabilitätszustandes der Atmosphäre herangezogen werden. Hierzu eignen sich besonders Angaben über die jeweilige Temperatur in den unterschiedlichen Höhenbereichen, weil Schichtungsstabilität durch den Temperaturgradienten definiert ist.

Außerdem bietet es sich an, Trendanalysen über die Höhenlage eines definierten Bereichs in der Atmosphäre durchzuführen. Die Lage der Tropopause wird neben der Temperaturmessung bei jeder Radiosondierung erfasst und durch die Wetterdienste zur Verfügung gestellt.

Im Folgenden soll ein kurzer Überblick über die in diesem Bereich eingesetzte Messtechnik und über die ausgewerteten Datenkollektive gegeben werden.

7.2.1 Radiosondenaufstiege

Die Überwachung der Atmosphäre durch Radiosonden findet heute an etwa 800 aerologischen Messstationen jeweils zu den Zeitpunkten 00:00 und 12:00 Uhr weltweit statt. Eine Erklärung aller existierender und heute im Einsatz befindlicher Radiosondentypen und deren zum Teil sehr stark differierende Funktionsweise würde den Rahmen dieser Arbeit sprengen zumal Fehler durch wechselnde Instrumentation bereits durch die verantwortlichen Wetterdienste bei der Homogenisierung der Messwerte ermittelt und beseitigt werden. Dennoch soll der grundlegende Aufbau der Sonden und das Messprinzip der im Rahmen dieser Arbeit ausgewerteten Parameter näher erläutert werden.

7.2.1.1 Grundsätzlicher Aufbau und Messwerterfassung

Radiosonden bestehen im Wesentlichen aus den folgenden Bauelementen:

- Messorgane für Luftdruck, Temperatur und Feuchte,
 - Sender- und Empfängereinheit,
 - Stromversorgung in Form einer wasserdicht gekapselten Batterie,
 - Schutzgehäuse mit Fallschirm
-

Während Radiosondierungen werden lediglich die Werte für Druck, Temperatur und relativer Feuchte gemessen. Aus diesen Parametern werden dann die geopotentielle Höhe, die virtuelle Temperatur, der Sättigungsdampfdruck, der Dampfdruck, die Taupunkttemperatur und Windrichtung bzw. Windgeschwindigkeit berechnet.

Die Berechnung der geopotentiellen Höhe erfolgt aus den Werten für Druck und Temperatur nach der barometrischen Höhenformel (7.9) wie folgt:

$$Z_n = Z_0 + \frac{R_d}{g} \cdot \bar{T}_\vartheta \cdot \ln\left(\frac{p_i}{p_{i+1}}\right) \quad (7.9)$$

mit

Z_0 , der Ausgangshöhe der Radiosondierung,

R_d , der Gaskonstanten für trockene Luft,

g , der Erdbeschleunigung

$$\text{und } \bar{T}_\vartheta = \frac{1}{2}(T_{\vartheta,i+1} + T_{\vartheta,i}) \quad (7.10)$$

der mittleren virtuellen Temperatur zwischen p_i und p_{i+1} , dem Druck in den Niveaus i und $i+1$.

Die virtuelle Temperatur ist die Temperatur, die trockene Luft haben muss, um bei gleichem Druck die gleiche Dichte zu haben, wie feuchte Luft:

$$T_\vartheta = T(1 + 0,608q) \text{ mit } q, \text{ der spezifische Feuchte } q = \frac{0,622 \cdot e}{p - 0,378 \cdot e} \quad (7.11)$$

7.2.2 Radiosondendaten

Die Daten aus den Radiosondierungen wurden für Deutschland vom *Deutschen Wetterdienst* und für Frankreich von *Meteo France* zur Verfügung gestellt. Die Daten wurden auf Datenträger geliefert. Aus Kostengründen konnten Daten über die Atmosphärentemperatur nur für vier ausgewählte Stationen bestellt werden.

Die Daten enthielten Angaben in Meter über die Höhe der Tropopause von täglich zwei Radiosondenaufstiegen (00:00 und 12:00 Uhr UTC) über die unterschiedlichen Zeiträume und höhenbezogene Temperaturangaben, ebenfalls von täglich zwei Radiosondenaufstiegen (00:00 und 12:00 Uhr UTC), für alle 1000 Meter bis in eine Höhe von 32000 Meter oder bis in die jeweilige Endhöhe der Radiosondierung, für die oben genannten Stationen.

Nach Angabe von *Meteo France* handelt es sich um durchgehende Zeitreihen.

Meteo France teilt über die eingesetzten Messgeräte mit, dass im Zeitraum von 1983 bis 1990 und von 1990 bis 1999 zwei unterschiedliche Sonden im Einsatz waren. Mit Hilfe der von *Meteo France* mitgelieferten technischen Datenblätter der Radiosonden war kein signifikanter Unterschied zwischen beiden Geräten festzustellen.

Über die vor 1983 verwendeten Messgeräte konnten keine Auskünfte erteilt werden. In den Zeitreihen auftretende Inhomogenitäten durch eine Änderung der Instrumentation werden jedoch durch die Wetterdienste berücksichtigt und korrigiert *Buègue (1999)*.

Die nachfolgenden Tabellen geben einen Überblick über die Zeitreihen der Daten Radiosondierungen.

Tabelle 9 Angabe zur Höhenlage der Tropopause

Land	Station	Zeitraum	Bemerkung	Anzahl der Daten ¹
Deutschland	Essen	Jan. 74 – Dez. 97	zusammenhängende Zeitreihen	etwa $3 \cdot 10^5$
	München	Jan. 78 – Dez. 99		
Frankreich	Nancy	Jan. 70 – Dez. 99		
	Trappes			
	Ajaccio			
	St. - Exupéry			

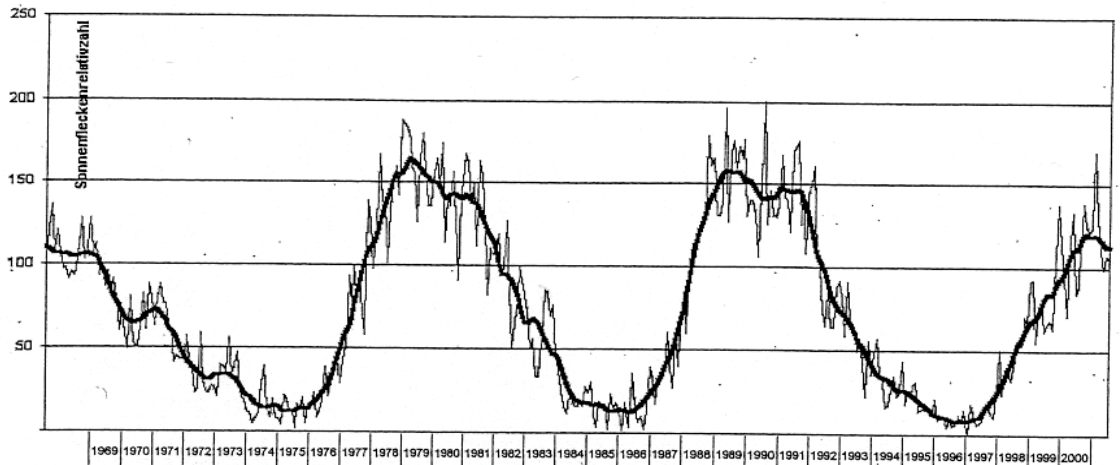
¹ bei durchschnittlich 3 Tropopausenfindungen pro Sondierung

Table 10 Höhenbezogene Temperaturangaben in der Troposphäre

Land	Station	Zeitraum	Bemerkung	Anzahl der Daten
Frankreich	Nancy	Jan. 70 –Dez. 99	zusammenhängende Zeitreihen	etwa $3,4 \cdot 10^6$
	Trappes			
	Ajaccio			
	St. - Exupéry			

Im Nachfolgenden Diagramm sind die Zeitreihen mit den Datenlücken für alle Stationen eingezeichnet.

7.3 Überblick über die Zeitreihen aller Datensätze



	Land	Station	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000				
Beryllium	Bolivien	Chacullaya																																				
	Chile	Antofagasta																																				
		Isla Pascua																																				
		Puerto Mont																																				
		Braunschweig																																				
	Deutschland	Essen																																				
		Hannover																																				
		Wuppertal																																				
		Bordeaux																																				
	Frankreich	Dijon																																				
		Fliers																																				
		Orsay																																				
		Seyne																																				
		Tilly																																				
		Finland ¹⁾																																				
Norwegen	Skiboth																																					
Südpol																																						
USA	New York City																																					
Tropopausehöhe	Frankreich	Ajaccio																																				
		Brest																																				
		Lyon																																				
		Nancy																																				
		Trappes																																				
		Deutschland	Essen																																			
	Hannover																																					
	München																																					
Atmosphäretemperatur	Frankreich	Ajaccio																																				
		Nancy																																				
		St. Exupéry																																				
		Trappes																																				

¹⁾ Griben an den Stationen Helsinki, Numujavi und Seutula

8 WEITERBEARBEITUNG DER ROHDATEN

8.1 Beryllium

Durch Umrechnung auf eine einheitliche Dimension ($\mu\text{Bq}/\text{m}^3$) und durch Monatsmittelwertbildung der Daten, die als Wochenmittelwerte zur Verfügung standen, wurde in einem ersten Schritt eine einheitliche Datengrundlage geschaffen.

In den Fällen, in denen eine Woche in einen neuen Monat hineingereicht hat, wurde eine mittlere Tagesaktivität berechnet und diese anteilig den Monaten zugeschlagen. Weil die Berylliumdaten sehr stark mit dem Sonnenfleckenzyklus korrelieren (verg. Kap. 6), wurden die Radioaktivitätsdaten nach folgendem Algorithmus auf den Mittelwert des Sonnenfleckenzyklus relativiert:

- Aus der Abweichung der monatlichen Werte der Sonnenfleckenrelativzahl (ΔSFZ) vom Mittelwert über den gesamten Betrachtungszeitraum ($\overline{\text{SFZ}}$) wurde ein positiver Korrekturfaktor (F) gebildet.

$$F = \left| \frac{\Delta\text{SFZ}}{\overline{\text{SFZ}}} \right| \quad (8.1)$$

- Durch Multiplikation dieses Faktors mit dem Wert der aus der Differenz der Monatsmittelwerte der Berylliumkonzentration (ΔBe^7) vom Mittelwert über den gesamten Betrachtungszeitraum ($\overline{\Delta\text{Be}^7}$) resultiert, erhält man den Anteil an Be^7 der aus der Aktivität der Sonne resultiert (Be^7_s).

$$\text{Be}^7_s = F \cdot \Delta\text{Be}^7 \quad (8.2)$$

- Zur Bereinigung wird dieser Anteil von den Rohdaten subtrahiert.

Die nachfolgende Graphik zeigt idealisiert im oberen Teil des Diagramms den 11-jährigen Zyklus der erhöhten Sonnenfleckenaktivität und im unteren Teil den dadurch beeinflussten, inversen Verlauf der Berylliumkonzentration. Im Diagramm wurden zur besseren Darstellung die Wendepunkte der Funktionen zeitgleich eingezeichnet, obwohl in Realität die Funktion der Berylliumkonzentration immer um etwa drei bis 5 Jahre der der Sonnenfleckenaktivität nachläuft.

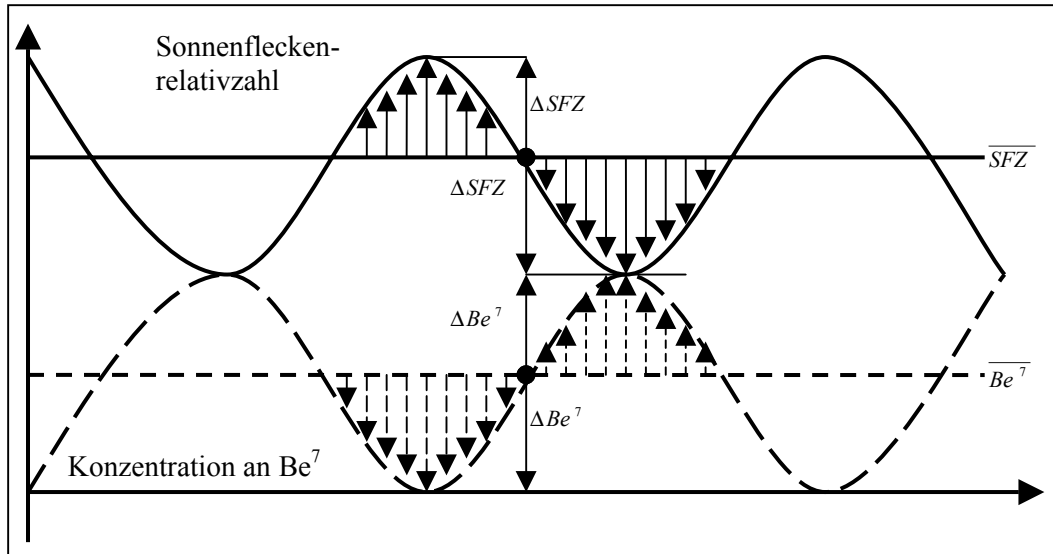


Abbildung 21 Bereinigung der Daten vom Einfluss der Sonnenaktivität

8.2 Atmosphärendaten

Weil die große Datenmenge nicht mit herkömmlichen Datenverarbeitungsprogrammen zu bearbeiten war, wurde eine Datenbank programmiert. Die Datenbank sollte nur dazu dienen, die Daten nach Vorgaben zu sortieren, ihre Vollständigkeit zu überprüfen und durch einfache Monats- und Jahresmittelwertbildung die Datenmenge zu komprimieren. Die weitere Verarbeitung sollte dann in einem Tabellenkalkulationsprogramm fortgeführt werden. Deswegen musste die Datenbank den folgenden Anforderungen genügen:

- Es musste eine Routine programmierbar sein, mit deren Hilfe eine Überprüfung der Vollständigkeit der Datensätze erfolgen konnte.
- Es musste eine Trennung der Daten der 0- und 12-Uhraufstiege möglich sein
- Weil nicht bekannt war, wie viele Tropopausen maximal auftreten konnten, musste eine Anwendung programmierbar sein, die in der Lage war, Mehrfachkennungen zu identifizieren, diese zu zählen und getrennt darzustellen.
- Das Programm musste über einfache, statistische Funktionen, wie beispielsweise Mittelwertbildung, Standardabweichung und Varianz verfügen, zusätzlich musste es möglich sein, maximale und minimale Werte einer Messreihe zu identifizieren.
- Es musste ein einfacher Datenexport in Tabellenkalkulationsprogramme möglich sein
- Die Datenbank sollte kostengünstig, anwenderfreundlich und laufstabil sein.

Die folgende Tabelle gibt einen Überblick über die verwendete Software und eine kurze Erläuterung zu den ausgewählten Programmen.

Tabelle 11 Übersicht über die verwendete Software und deren Vorteile

OS: SuSE Linux 7.2	Als Betriebssystem wurde die Linux - Distribution der Firma SuSE gewählt, da sie stabil und anwenderfreundlich läuft.
Datenbank: MySQL 3.23.37-8	MySQL ist als Datenbankanwendung für solche Anwendungen aufgrund der einfachen Bedienung, Flexibilität und auch Verfügbarkeit (Windows, Linux,...) bestens geeignet.
Webserver: Apache 1.3.19-127	Als einfachste Möglichkeit zum Ausführen der unter PHP erstellten Skripte gilt die Verwendung eines Webserver. Deshalb wurde hier diese Variante gewählt. Zudem lassen sich Ergebnisse sofort gut sichtbar machen.
PHP: mod_php4-4.0.6-192	PHP ist eine sehr mächtige Skriptsprache, die vor allem in Kombination mit MySQL und einem Apache Webserver sehr leistungsfähig ist und alle Möglichkeiten bietet, die für diese Art von Auswertung benötigt werden.
Bash: bash 2.0.5-21	Für eine schnelle Umformatierung und die Vorbereitung für Berechnungen in Statist wurden einfache Bash-Skripte erstellt.
Statistikprogramm: statist 1.0.1	Umfangreiches Statistikprogramm, das über die Kommandozeile oder Bash-Skripte gesteuert werden kann. Es stellt alle nötigen Funktionen wie Mittelwert, Standardabweichung, Korrelation usw. zur Verfügung. Durch die Ansteuerung von Statist über Bash Skripte konnten als Ergebnis direkt wieder CSV Dateien erstellt werden, die sofort in Excel oder Staroffice weiterverarbeitet werden konnten.
Grafikprogramm: gnuplot 3.7.1-14	Mit Hilfe dieses über die Kommandozeile steuerbaren Diagramm-Programms konnten schnell Grafiken für einen ersten Überblick und zur Überwachung der Ergebnisse erstellt werden. Für die endgültige grafische Auswertung wurde dann allerdings auf Excel zugegriffen, da hier schon einige Auswertungsmakros vorhanden waren.
Officeprogramm: Staroffice 5.2, OpenOffice 1.0.1	Bis zur Version 5.2 kostenfreie Alternative zu den Microsoft Office Produkten.

8.2.1 Tropopausenhöhe

8.2.1.1 Ausgangslage

Zur Auswertung liegen Angaben über die Tropopausenhöhe in verschiedenen Dateien im CSV Format vor. Die Daten reichen je nach Messstation bis ins Jahr 1970 zurück. Alle Dateien sind identisch aufgebaut und enthalten die folgenden Datenblöcke:

Stationsnummer	Datum	Uhrzeit	Höhe [m]
8-stelliger Zahlencode	JJJJMMTT (Jahr Monat Tag)	00 oder 12 (Stunde)	

Durch mehrfache Tropopausenfindungen kann es bis zu sechs Höhenangaben pro Messung kommen. Um die Datenmenge zu verkleinern, wurde in allen Dateien der erste Zifferncode herausgelöscht und die jeweilige Datei in den Stationsnamen umbenannt.

8.2.1.2 Datenvorbereitung

Einlesen in die Datenbank

Im ersten Schritt wurden die vorhandenen CSV Daten direkt über ein PHP Skript in die MySQL - Datenbank eingelesen und nach Stationen getrennt.

Sortieren

Über ein weiteres Skript wurden diese Daten nun nach Aufstiegen (0 Uhr oder 12 Uhr) und nach Tropopausennummer (1 bis 6) getrennt. Über Datenbankname (=Ort) und Tabellenname (=Aufstiegszeit und Tropopausennummer) sind die Daten weiterhin eindeutig zuzuordnen.

Ein erster Test ergab die Vollständigkeit der Daten.

Mittelwertberechnung

Im nächsten Schritt wurden aus diesen Tabellen die Mittelwerte über die Monate und über die Jahre berechnet. Zusätzlich wurden die Anzahl der Werte, die der Mittelwertberechnung zu Grunde liegen, erfasst. Mit diesen Daten wurde eine neue Tabelle angelegt.

Stichprobenrechnungen ergaben, dass das hier verwendete Skript korrekte Ergebnisse lieferte.

Exportieren der Daten in CSV-Dateien

Zur Weiterverarbeitung wurden die Daten aus der Datenbank heraus in CSV-Dateien abgelegt, die mit Office-Programmen lesbar sind aber auch mit Skripten weiterbearbeitet werden können.

Dafür wurde die MySQL-eigene dump-Funktion genutzt. Die Zuordnung der Dateien erfolgt über die Verzeichnisstruktur (Ort, Daten oder Mittelwerte nach Jahr und Monat) und Dateinamen (Tropopausennummer und Aufstieg). Das folgende Flussdiagramm gibt einen Überblick über die Datenvorbereitung der Rohdaten der Tropopausenhöhen.

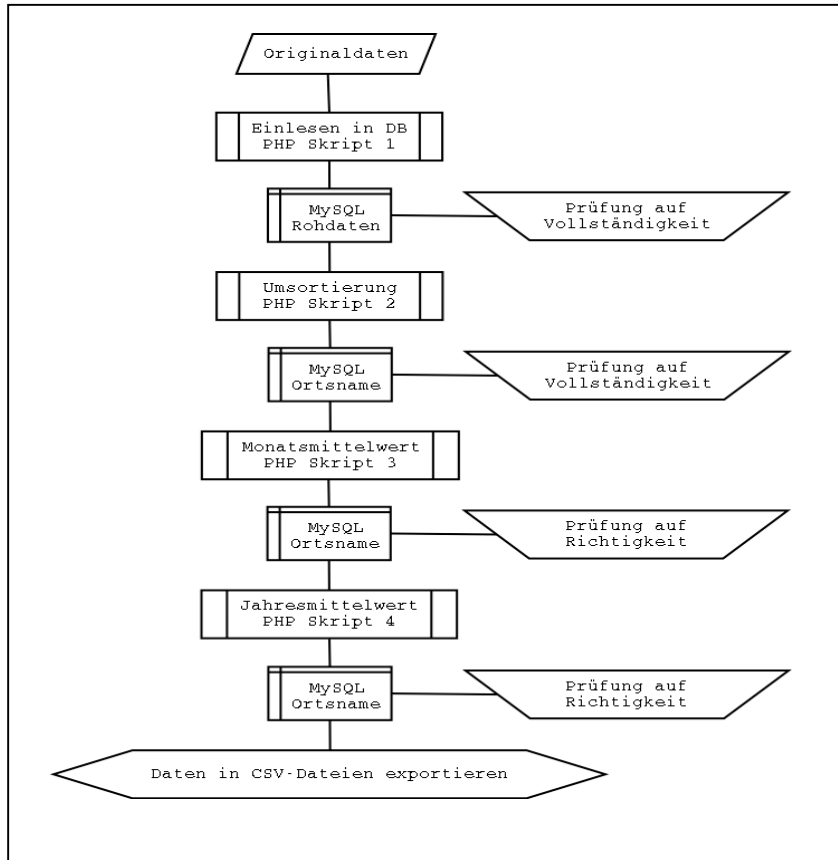


Abbildung 22 *Datenvorbereitung Tropopausenhöhe*

8.2.1.3 *Weiterverarbeitung in dem Statistik Programm Statist*

Aufgrund der Komplexität konnten die nachfolgenden Berechnungen nicht mehr unter PHP realisiert werden. Deshalb kam das Programm Statist zum Einsatz, das alle geforderten Funktionen zur Auswertung bietet.

Daten für Statist formatieren

Mit Hilfe eines Bash-Skriptes wurden die Daten für die Stapel-Verarbeitung in Statist vorbereitet. Das Skript orientiert sich dabei an den Verzeichnisnamen und Dateinamen. Die Ergebnisse wurden in einem parallel dazu aufgebauten Ergebnisbaum abgelegt so, dass die Zuordnung jederzeit eindeutig möglich ist.

Stapelverarbeitung mit Statist

Zum besseren Verständnis wurde die Stapelverarbeitung für Statist über ein Skript und eine Funktionsdatei durchgeführt.

Das Skript arbeitete alle erstellten Dateien durch und legte die Ergebnisse in einem dritten Dateibaum, dem Ergebnisbaum, ab. Die Struktur ist analog zu den beiden anderen Bäumen. Zu Kontrollzwecken wurden in die Ergebnisdateien ebenfalls die zur Berechnung verwendeten Werte abgelegt.

8.2.1.4 *Allgemeine statistische Angaben*

Zur Darstellung der Radiosondendaten wurden nur allgemeine statistische Angaben benötigt. Im Einzelnen wurden durch Statist die folgenden Parameter berechnet:

Anzahl der betrachteten Datensätze (n)

Über die Angabe der Anzahl der betrachteten Datensätze konnte ein schneller Test auf Vollständigkeit in Bezug auf die Originaldaten durchgeführt werden.

Mittelwert

Der Mittelwert gibt die Lage des mittleren Wertes einer Grundgesamtheit an. Das arithmetische Mittel ist die Summe aller Messwerte geteilt durch die Anzahl dieser Beobachtungen.

$$\bar{X} = \frac{1}{n} \sum X_i \quad (8.3)$$

Standardabweichung

Die Standardabweichung drückt den Standardfehler der Einzelmessungen aus und ist die Quadratwurzel der mittleren quadratischen Abweichung bezogen auf den Mittelwert. Sie wird in den Diagrammen durch Fehlerbalken dargestellt, welche das Vertrauensintervall kennzeichnen. Ein Vertrauensintervall von $\pm\sigma$ entspricht (für eine Normalverteilung) einer Wahrscheinlichkeit von 68 Prozent, dass das tatsächliche Verteilungsmittel in diesem Intervall liegt.

$$\sigma = \sqrt{\sigma^2} \quad (8.4)$$

Variationskoeffizient

Der Varianzkoeffizient ist ein weiteres Streuungsmaß und relativiert die Standardabweichung am Mittelwert:

$$v = \frac{\sigma}{\bar{X}} \cdot 100\% \quad (8.5)$$

Minimum

Sucht den kleinsten Wert eines jeden Datensatzes

Maximum

Sucht den größten Wert eines jeden Datensatzes

8.2.1.5 Exportieren für Microsoft Excel (TM)

Die Ergebnisse der Statist-Berechnungen wurden aus dem ursprünglichen CSV-Format in Staroffice geöffnet und zur Weiterbearbeitung in Microsoft Excel (TM) vorbereitet. Aufgrund der jetzt vorliegenden Daten konnte die grafische Auswertung durchgeführt werden.

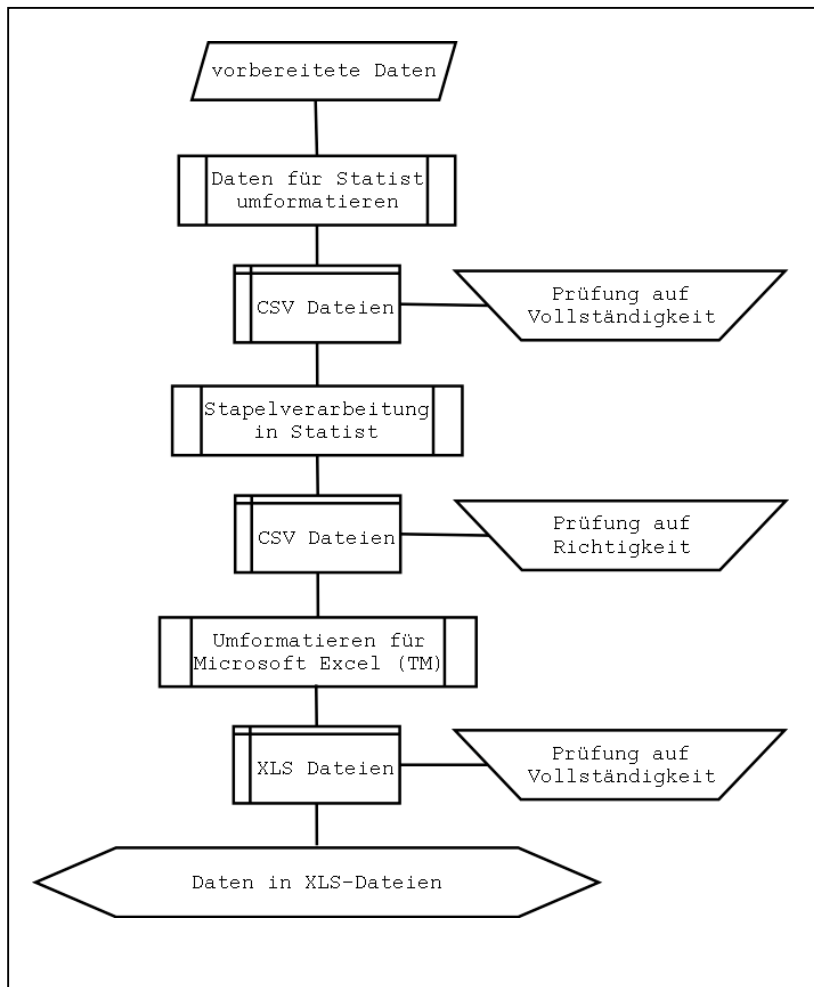


Abbildung 23 Fließschema Weiterbearbeitung in Statist

8.2.2 Atmosphärentemperatur

8.2.2.1 Ausgangslage

Zur Auswertung liegen Angaben über die Atmosphärentemperatur ab Bodenniveau bis in 30000 Meter Höhe oder Ende der Radiosondierung im CSV Format vor.

Die Daten beginnen im Jahr 1970 und reichen bis 1999. Sie waren nach Stationen in getrennten Dateien abgelegt, identisch aufgebaut und enthielten neben den höhenbezogenen Temperaturangaben die selben Datenblöcke, wie die bereits in 8.2.1.1 beschriebenen Daten der Tropausenhöhe.

8.2.2.2 Datenvorbereitung

Die Daten wurden in eine MySQL – Datenbank eingelesen und nach Stationen und Uhrzeit der Aufstiege sortiert. Im darauf folgenden Schritt wurden aus den Tabellen die Mittelwerte über die Monate und Jahre berechnet.

Diese Teilschritte entsprechen denen des Einlesens, des Sortierens und der Mittelwertsberechnung, die bereits unter 8.2.1.2 beschrieben wurden und sollen deswegen an dieser Stelle nicht mehr näher erläutert werden. Die in diesem Schritt gewonnenen Jahres- und Monatsmittelwerte wurden zur Überprüfung der aus Statist heraus generierten Ergebnisse verwendet. Das folgende Flussdiagramm gibt einen Überblick über die Datenvorbereitung der Rohdaten der Atmosphärentemperatur.

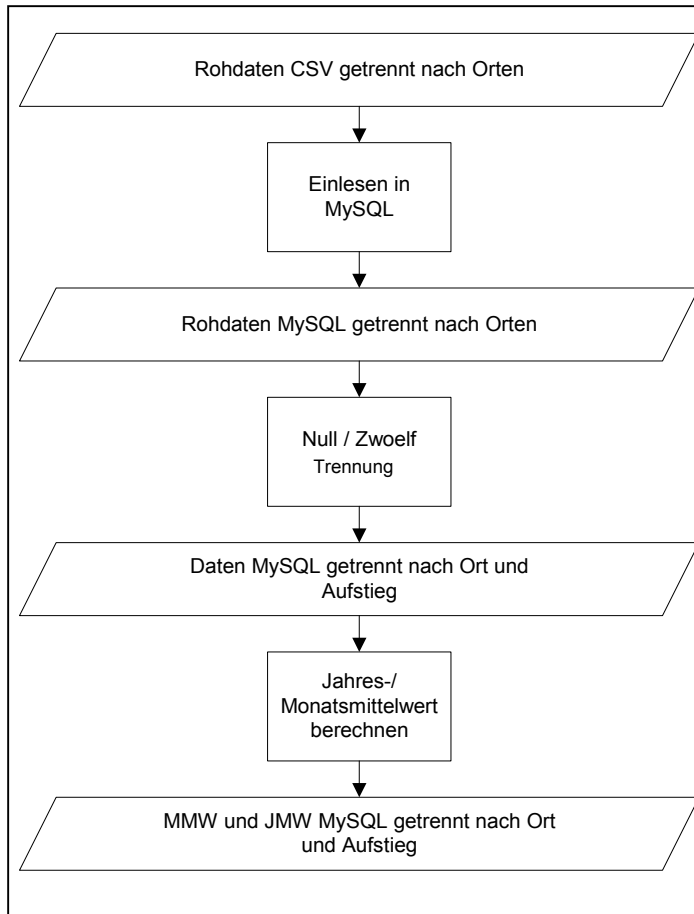


Abbildung 24 *Datenvorbereitung der Atmosphärentemperaturen*

8.2.2.3 *Weiterbearbeitung mit Statist*

Die in der Datenvorbereitung generierten Daten dienen als Grundlage für alle folgenden Berechnungen. Um die Daten in Statist weiterbearbeiten zu können, wurden diese analog zu 8.2.1.1 in CSV Dateien exportiert und alle die unter 8.2.1.4 beschriebenen Parameter berechnet. Die Ergebnisse wurden wiederum in MySQL eingelesen und um Datum und Höhe als eigene Spalte ergänzt. Die zur Auswertung herangezogenen Parameter Max, Min, Stabw, Varc und Mittelwert wurden der besseren Übersicht wegen in eigenen Tabellen (Jahr als Spalte, Höhe als Zeile) abgelegt.

Eine Überprüfung der Zwischenschritte auf Datenvollständigkeit wurde anhand der in der Vorbereitung ermittelten Jahresmittelwerte und Monatsmittelwerte durchgeführt.

Die weitere Verarbeitung und Darstellung erfolgte in dem Tabellenkalkulationsprogramm Excel.

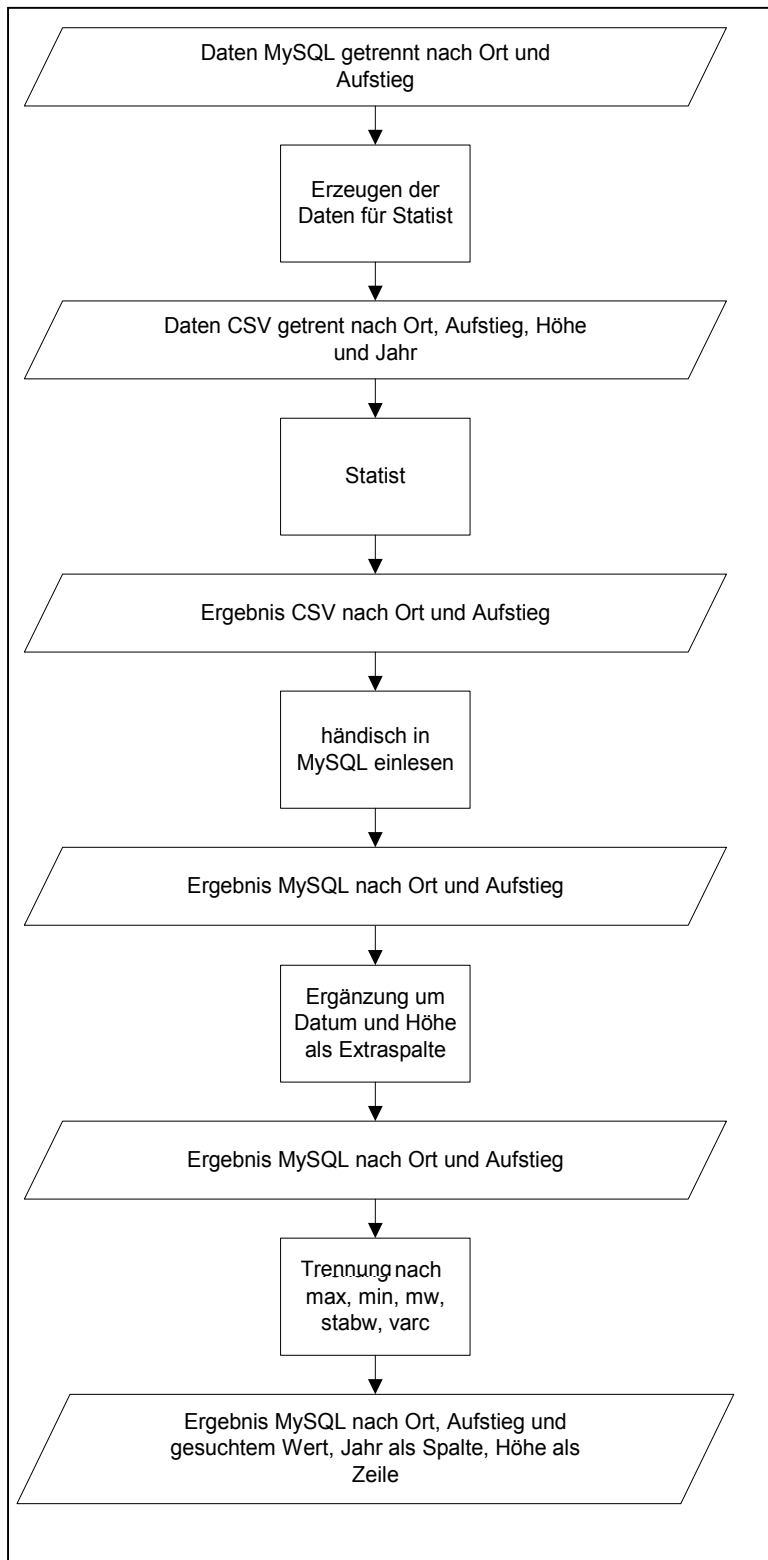


Abbildung 25 Weiterverarbeitung mit Statist

In der folgenden Tabelle wird eine Übersicht über die ausgewertete Datenmenge bei den Temperaturdaten gegeben.

Tabelle 12 *Gegenüberstellung der Null- und Zwölf- Uhrwerte*

Ort	gesamt:	null:	zwölf:
Ajaccio	367.257	148.725	216.329
Brest	401.834	198.061	201.791
Lyon	380.860	168.080	197.146
Nancy	285.618	61.004	223.097
Trappes	464.864	224.728	226.954

Die Abweichungen beim Aufsummieren lassen sich dadurch erklären, dass es auch Aufstiege außerhalb Null und Zwölf Uhr gab, wie z. B. bei Lyon Oktober 1979 um 6 Uhr (7.939 Werte), die jedoch in der Auswertung keine Berücksichtigung fanden.

8.3 Homogenisierung der Zeitreihen

Beim Erfassen von Messwerten über einen längeren Zeitraum kommt es sehr häufig zu zeitlichen Inhomogenitäten und Datenlücken, welche die Ergebnisse von Trendanalysen stärker beeinflussen als beispielsweise systematische Messfehler.

Gerade beim Auftreten von Datenlücken oder Ausreißern an den Rändern von Zeitreihen ist die Wahrscheinlichkeit sehr groß, dass der lineare Trend sehr viel stärker beeinflusst wird, als wenn diese in der Mitte eines Zeitintervalls auftreten.

Durch Änderungen der Beobachtung (Beobachtungszeit, -ort, und -art) der Instrumentation (Messtechnik, Kalibration) oder der Umgebung (z. B. Bebauung) kann es ebenfalls zum Auftreten von Inhomogenitäten kommen. Diese beeinflussen den linearen Trend stärker, wenn sie in der Mitte des Untersuchungsintervalls liegen, als solche welche zu Beginn oder am Ende auftreten.

In *Rapp (2000)* wird diese Problematik sehr differenziert behandelt und sehr anschaulich, graphisch dargestellt.

Aus diesen Gründen wurden:

- unvollständige Zeitreihen mit Datenlücken zu Beginn oder am Ende der Intervalle bei der Auswertung nicht berücksichtigt,
 - wenn bekannt, Änderungen der Beobachtung, wie beispielsweise Schließung oder Verlegung von Messstationen ebenfalls berücksichtigt,
 - bei Änderungen der Instrumentation, wie beispielsweise bei den französischen Radiosonden, die zu bewertenden Größen der eingesetzten Sonden miteinander verglichen. Beim Auftreten von Abweichungen wurden die Daten verworfen,
 - weil sich auch die Auswertekriterien für die Tropopausenfindungen innerhalb der Betrachtungszeiträume geändert haben, lediglich die Lage der ersten beiden Tropopausen bei der Auswertung berücksichtigt.
-

Im folgenden Schaubild sind die Datensätze, die nach der Homogenisierung als durchgehende, zusammenhängende Zeitreihen entstanden sind dargestellt:

	Zeitraum			
	1969-1999	1969-1990	1974-1987	1986-1996
Beryllium	← Bordeaux →			
	← Orsay →			
	← Tilly →			
			← Braunschweig →	
			Antofagasta	
			Chacaltaya	
			Isla de Pascua	
			New York	
			Puerto Mont	
			Skibotn	
			Südpol	
				Seutula
				Essen
			Dijon	
Tropopausehöhe	← Ajaccio →			
	← Brest →			
	← Lyon →			
	← Nancy →			
	← Trappes →			
			← Essen →	
			← München →	
	Temperatur	← Ajaccio →		
← Nancy →				
← Trappes →				
← St. Exupéry →				

Abbildung 26 Darstellung der Zusammenhängenden Zeitreihen

9 GEOGRAPHISCHE LAGE DER MESSSTATIONEN

Weil, wie bereits diskutiert worden ist, die Konzentration des Be-7 in der Luft stark mit der geographischen Lage und den entsprechenden dort vorherrschenden klimatischen Bedingungen variiert, der Austausch überwiegend durch die Tropopausenbrüche erfolgt, was die Bodenluftkonzentration über die Transportzeit ebenso wie die Bildungsrate breitengradabhängig macht, ist im folgenden Diagramm die geographische Lage der Be-7-Messstationen dargestellt. Die Höhenlage der Tropopause hängt von der Temperatur und der Luftfeuchte ab. Aus diesem Grund wurde im Schaubild ebenfalls die Lage der Stationen der Radiosondenaufstiege eingezeichnet.

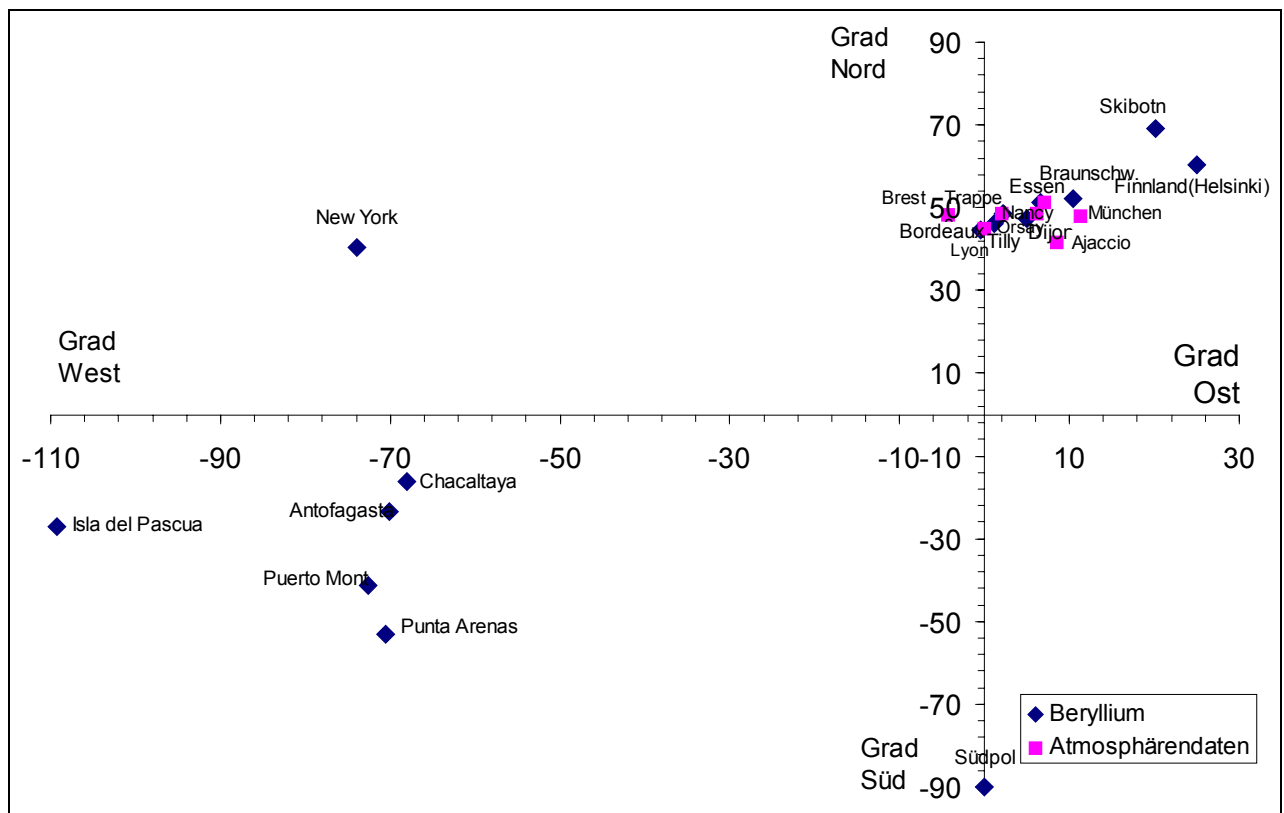


Abbildung 27 Darstellung der geographischen Lage der Messstationen

Nebenstehend wurde nochmals explizit, der besseren Übersicht wegen, der Bereich 30 – 70 Grad nördlicher Breite dargestellt.

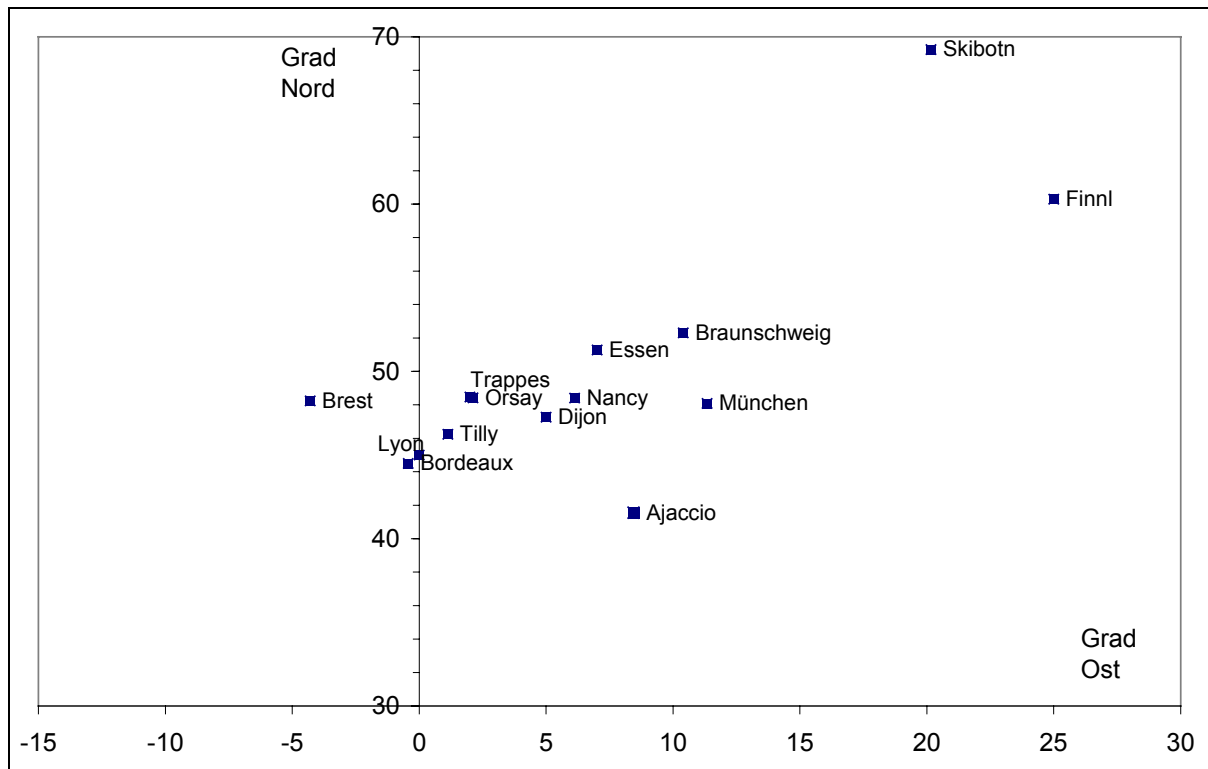


Abbildung 28 *Geographische Lage der Messstationen 30 – 70 Grad nördlicher Breite*

10 AUSWERTUNG DER ATMOSPHÄRENDATEN

10.1 Die Tropopause als Indikator für strukturelle Änderungen der Atmosphäre

Um eine reale Klimaveränderung nachweisen zu können ist es zunächst notwendig, eine konkrete klimatische Größe zu definieren und diese über einen hinreichend großen Zeitraum auszuwerten. Nach WMO beziehen sich diese Parameter auf Zeiträume von mindestens 30 Jahren, wobei es trotz langjährigen Aufzeichnens von meteorologischen Daten meist schwierig ist, lückenlose Zeitreihen zu erhalten.

Die zusätzlichen in z. T. großen Mengen in die Atmosphäre eingebrachten AIG absorbieren die von der Erdoberfläche abgestrahlte langwellige IR-Strahlung. Dies geschieht in Abhängigkeit zur AIG - Konzentration.

Die Stabilität der unteren Atmosphärenschichten wird maßgeblich durch die Temperatur bestimmt. So nimmt in der bis ca. 15 Kilometer reichenden Troposphäre die Temperatur mit zunehmender Höhe, also mit zunehmendem Abstand von der Erdoberfläche als Wärmequelle, permanent ab, was zu einer thermodynamisch instabilen Schichtung führt. In der, durch eine Grenzschicht von der Troposphäre getrennten, darüber liegenden Stratosphäre wird der Temperaturverlauf durch die Ozonschicht als Wärmequelle bestimmt. Somit nimmt die Temperatur ab der Grenzschicht, der Tropopause, mit steigender Höhe wieder zu. Es ist zu erwarten, dass der steigende Eintrag von AIG, in Kombination mit einem Abbau des stratosphärischen Ozons, die Strahlungsbilanz der Erde beeinflusst und sich dadurch die Temperatur ändert. Weil die Auswirkungen in der niedrigen Troposphäre vermutlich kleiner als in der mittleren Atmosphäre sind, kann deswegen angenommen werden, dass dort der beste Ort ist, um klimatische und daraus resultierende Stabilitätsveränderungen zu erkennen.

Zum Nachweis dieser Effekte kann sich die Untersuchung der Tropopause eignen, durch welche die Änderung der Temperaturverläufe beider Schichtungen nachweisbar ist. Diese ist unterschiedlich definiert, in dieser Arbeit wird die WMO-Definition der Tropopause herangezogen, die wesentlich auf dem Temperaturgradienten beruht (Kapitel 2.4).

Grundlage der Auswertung waren die in Kapitel 8.2.1 genannten Daten der Radiosondenaufstiege. Die Ergebnisse beruhen zum größten Teil auf Trendanalysen weil nach den Ergebnissen von *Steinbrecht, W. (1998)* die einfache lineare Regression ausreichend ist, um zu den Ergebnissen von wesentlich schwierigeren Modellen zu gelangen.

10.2 Vorgehen

Im Folgenden werden die Ergebnisse der Untersuchung der Tropopausenhöhe dargestellt.

Weil von den deutschen Stationen keine vollständigen Zeitreihen verfügbar waren, wurde aus allen verfügbaren Zeitreihen das vollständig vorhandene Intervall 1986-1996 herausgeschnitten und die Monatsmittelwerte der einzelnen Stationen auf stochastische Abgängigkeit untersucht.

Bei guter Korrelation der Stationen untereinander in dem o. g. Zeitintervall sollten die Ergebnisse der langen Zeitreihen auf die beiden deutschen Stationen München und Essen übertragbar sein. In den folgenden beiden Matrizen ist der Korrelationskoeffizient der unterschiedlichen Stationen miteinander dargestellt. Strebt der Wert gegen 1 (-1), bedeutet dies eine sehr gute (Anti)-Korrelation, strebt er gegen 0 so korrelieren die Daten nicht miteinander.

Die Daten der ersten Tropopause korrelieren recht gut miteinander, die Stationen die eine schlechte Korrelation aufweisen, wurden fett hervorgehoben. Die Werte der 2. Tropopause korrelieren nicht miteinander. In diesem Fall wird eine Extrapolation der Erkenntnisse aus den längeren Zeitreihen unmöglich sein.

Die Tabelle verdeutlicht den Einfluss der geographischen Lage auf den Verlauf der Tropopausenhöhe. Die Stationen Nancy, Trappes und München, deren Lage sich in der geographischen Breite kaum voneinander unterscheidet, korrelieren sehr gut miteinander (MW = 0,87). Brest ist auf Grund seiner westlichsten Lage am schlechtesten zu korrelieren, ebenso wie Ajaccio, die am südlichsten gelegene Station. Ajaccio korreliert mit der am zweit südlichsten gelegenen Station Lyon am Besten. Die Station Lyon ist am Besten mit den Stationen München und Nancy vergleichbar.

Tabelle 13 Korrelation der 1. Tropopause an verschiedenen Stationen

	Nancy	München	Lyon	Essen	Brest	Ajaccio
1. Tropopause						
Nancy	x	x	x	x	x	x
München	0,88	x	x	x	x	x
Lyon	0,86	0,85	x	x	x	x
Essen	0,92	0,85	0,79	x	x	x
Brest	0,70	0,58	0,63	0,65	x	x
Ajaccio	0,76	0,79	0,83	0,65	0,51	x
Trappes	0,91	0,81	0,83	0,86	0,70	0,71

Tabelle 14 Korrelation der 2. Tropopause an verschiedenen Stationen

	Nancy	München	Lyon	Essen	Brest	Ajaccio
2. Tropopause						
Nancy	x	x	x	x	x	x
München	-0,27	x	x	x	x	x
Lyon	0,21	-0,22	x	x	x	x
Essen	-0,02	0,08	-0,05	x	x	x
Brest	0,30	-0,17	0,22	0,10	x	x
Ajaccio	0,13	-0,01	0,29	-0,02	0,22	x
Trappes	0,32	-0,31	0,05	0,06	0,21	-0,12

Die nachfolgende Tabelle repräsentiert die Steigung der Trendgeraden über den Beobachtungszeitraum von 10 Jahren der untersuchten Stationen. Im Einzelnen wurde der Verlauf des Mittelwertes, der maximalen und minimalen Monatsmittelwerte innerhalb eines jeden Jahres, deren Verhältnis zueinander, der Variationskoeffizient des Jahresmittelwertes und die Distanz der ersten zur zweiten Tropopause untersucht. Eine Aussage über den Verlauf der maximalen zu den minimalen Monatsmitteln kann wegen der durchschnittlich sehr geringen Steigung der Trendgeraden (10-2) nicht getroffen werden. Die Tabelle zeigt auf den ersten Blick ein sehr inhomogenes Bild, was mit Sicherheit auf den sehr kurzen Beobachtungszeitraum zurückzu-

führen ist, dennoch ist festzustellen, dass in der Mehrzahl der Fälle die Stationen nur mit einem Punkt voneinander abweichen.

Tabelle 15 *Steigung der Trendgeraden verschiedener Parameter der 1. Tropopause*

	Essen	München	Brest	Lyon	Trappes	Nancy	Ajaccio
1. Tropopause							
Mittelwert	+	-	+	-	+	-	-
Max	+	+	-	-	-	-	+
Min	+	+	+	+	+	+	+
Max / Min	(- / +)	(+ / -)	(+ / -)	(+ / -)	(+ / -)	(+ / -)	(+ / -)
Varkoeff	-	-	-	-	-	-	-

Tabelle 16 *Steigung der Trendgeraden verschiedener Parameter der 2. Tropopause*

	Essen	München	Brest	Lyon	Trappes	Nancy	Ajaccio
2. Tropopause							
Mittelwert	+	+	-	-	+	-	-
Max	+	+	-	-	+	-	-
Min	+	+	+	-	-	-	-
Max / Min	(+ / -)	(+ / -)	(+ / -)	(+ / -)	(+ / -)	(+ / -)	(+ / -)
Varkoeff	-	+	-	-	+	-	+
HöhenDiff	+	+	-	-	+	+	-

10.3 Ergebnisse

10.3.1 Untersuchung der Tropopausenhöhe

Im Folgenden sollen nur die Ergebnisse der Auswertung der längsten Zeitreihen dargestellt und diskutiert werden, weil anzunehmen ist, dass die ohnehin nur schwer nachweisbaren Effekte bei den längsten Zeitreihen am deutlichsten hervortreten. Bei der Auswertung dieser Tropopausendaten braucht der Zyklus der erhöhten Sonnenaktivität nicht berücksichtigt zu werden, weil die Zeitreihen über exakt vier Zyklen liegen und er innerhalb dieses Zeitraumes als faktisch konstant betrachtet werden kann.

Das nachfolgende Diagramm zeigt den Mittelwert der Tropopausenhöhe über den gesamten Beobachtungszeitraum für die erste und zweite Tropopause mit den Standardabweichungen.

Die erste Tropopause liegt für diese Stationen in einer Höhe zwischen 11000 und 12000 Meter. Auch dieses Diagramm weist ein Nord – Süd – Gefälle, wie bereits in Kapitel 2.5 erläutert, aus.

Die zweite Tropopause liegt für alle Stationen mit Ausnahme für Trappes und Essen in einer Höhe von 15500 bis 16000 Meter. Der 29-Jahresmittelwert der Station Trappes liegt bei etwa 16900 Meter, der 24 - Jahresmittelwert von Essen bei etwa 13500 Meter.

Die Standardabweichungen der Mittelwerte der 2. Tropopause sind deutlich größer und stellen bereits ein erstes Anzeichen für die labilere Struktur der 2. Tropopause dar.

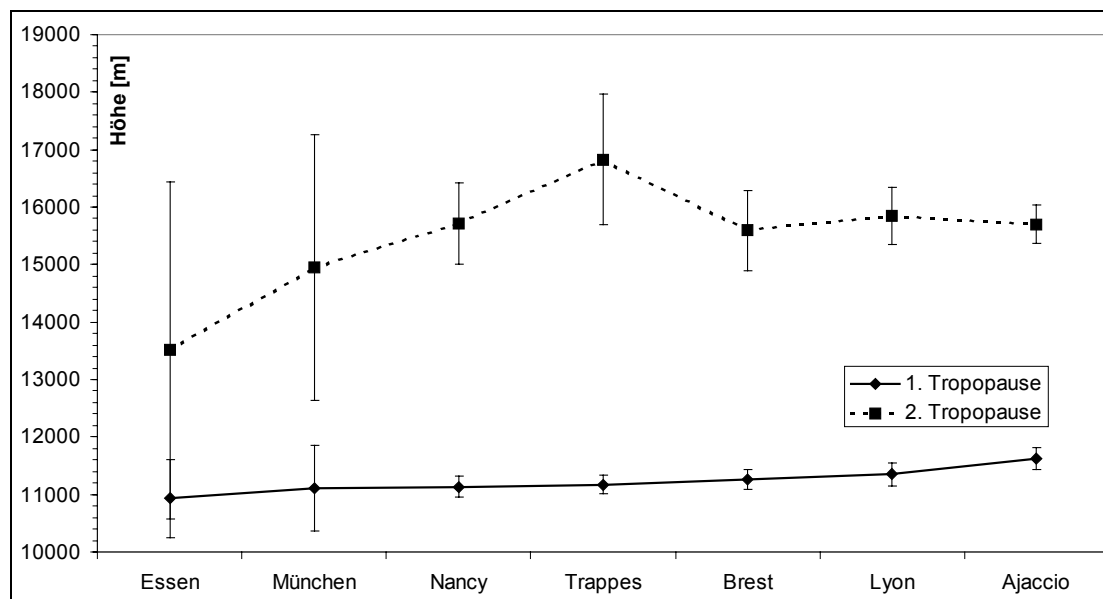


Abbildung 29 Jahresmittelwert der Tropopausenhöhe über den jeweils längsten Zeitraum

Das nachfolgende Diagramm zeigt die Jahresmittelwerte der Tropopausenhöhe der vier französischen Radiosondenstationen. Zusätzlich wurden die Trendgeraden berechnet und eingezeichnet. Die erste Tropopause steigt bei allen Stationen über den Beobachtungszeitraum an. Die zweite Tropopause fällt an den Stationen Brest und Trappes.

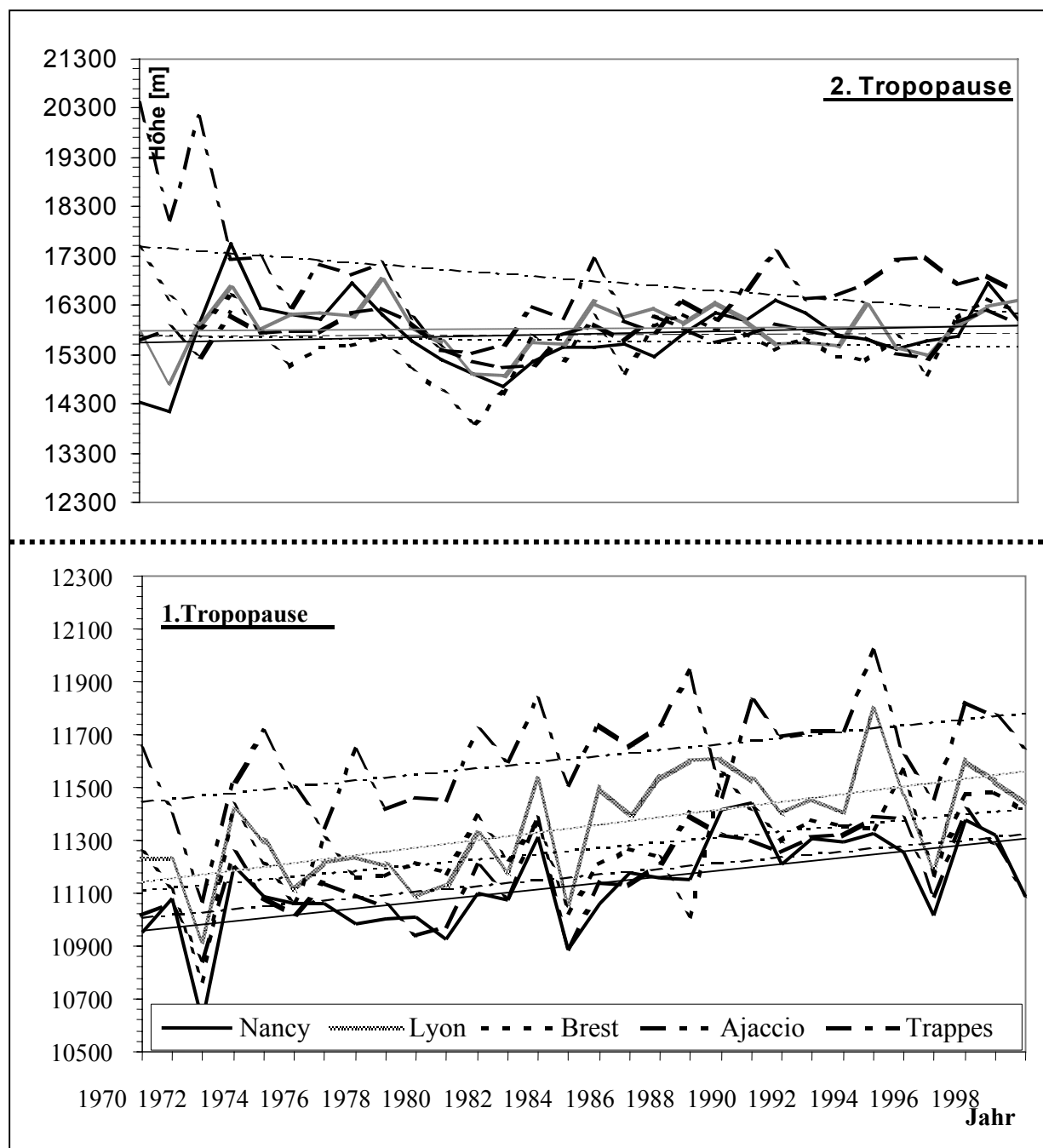


Abbildung 30 Mittelwert der Höhe der 1. und 2. Tropopause

Die folgende Tabelle fasst die Ergebnisse der Beurteilung der Höhe der ersten beiden Tropopausen zusammen. Als Berechnungsgrundlage diente die Geradengleichung. Die Angabe der prozentualen Höhenänderung bezieht sich auf den Jahresmittelwert des Beobachtungsbeginns.

Tabelle 17 *Änderung der Tropopausenhöhe*

	Station	Tropopausenhöhe		Änderung		
		1970	1999	Zunahme [+] Abnahme [-]	absolut [m]	relativ [%]
1. TP	Lyon	11143,5	11549,1	+	405,6	3,6
	Brest	11111,7	11411,3	+	299,6	2,7
	Trappes	11008,1	11318,9	+	310,8	2,8
	Nancy	10955,2	11297,4	+	342,2	3,1
	Ajaccio	11403,5	11893,5	+	490	4,3
2. TP	Lyon	15801,0	15885,0	+	84	0,5
	Brest	15694,9	15495,2	-	199,7	1,3
	Trappes	17508,2	16197,8	-	1310,4	7,5
	Nancy	15550,4	15869,6	+	319,2	2,1
	Ajaccio	15734,9	15592,1	-	142,8	0,9

Bereits diese Ergebnisse weisen auf eine Änderung der Struktur der Atmosphäre hin. Es scheint, als ob sich innerhalb der letzten 30 Jahre die Distanz zwischen der ersten und zweiten Tropopause verringert hätte, was aus einer stärkeren Zunahme der Höhe der ersten Tropopause im Vergleich zur Zweiten resultiert.

Wird als Beurteilungskriterium der 10-Jahresmittelwert jeweils zu Beginn und Ende der Zeitreihe herangezogen, so kommt man zu dem Schluss, dass an allen Stationen eine räumliche Annäherung der ersten beiden Tropopausen stattgefunden hat, im Schnitt um etwa 500 Meter. Dabei war die Änderung in Trappes am stärksten. Hier hat sich die Differenz um etwa einen Kilometer verringert. In Brest und Lyon lag eine ähnliche Verringerung um 450 Meter vor. Bei Ajaccio hat sich die Distanz um 350, bei Nancy um etwa 210 Meter angenähert.

Um diese Ergebnisse zu untermauern, wurden in den folgenden Diagrammen jeweils die Höhenangaben der maximalen und der minimalen Monatsmittelwerte innerhalb eines jeden Jahres für beide Tropopausen über die 29 Jahre dargestellt. Das Diagramm ist zweigeteilt, im unteren Bereich wurden die Daten für die erste, im oberen Bereich diejenigen der zweiten Tropopause eingezeichnet.

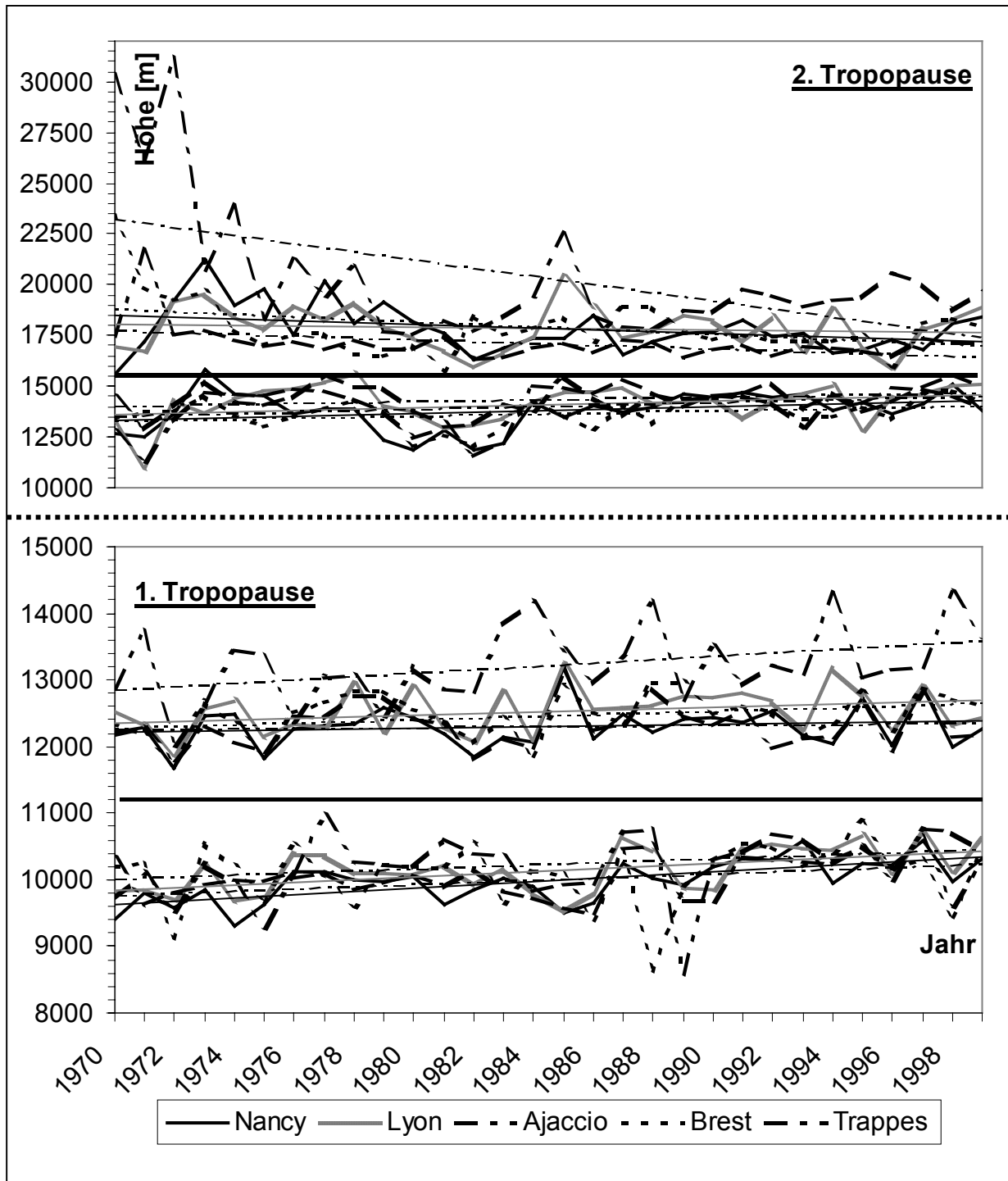


Abbildung 31 Maximal- und Minimalwerte in der ersten und zweiten Tropopause

Die Minimalwerte der ersten Tropopause reichen von 8500 Meter bis in eine Höhe von etwa 11000 Meter, die Maximalen liegen in einem Bereich von etwa 11500 bis 14500 Meter in welchen auch die Minimalwerte der zweiten Tropopause reichen. Die Maximalwerte der zweiten Tropopause schwanken größtenteils in einem Bereich von 15500 bis 25000 Meter lediglich die Maximalwerte der Station Trappes der 2. Tropopause reichen zu Beginn der

Zeitreihe bis in eine Höhe von über 30 Kilometer, nähern sich aber dann dem Bereich der übrigen Stationen an.

Für die zweite Tropopause stellen sich die Ergebnisse bis auf eine Ausnahme wie folgt dar: Negative Steigung der Maximalwerte und positive Steigung der Minimalwerte. An der Station Lyon liegt ein positiver Trend für Minimal- und Maximalwerte vor.

Die Trendgeraden aller maximalen und minimalen Monatsmittelwerte der ersten Tropopause sind an allen Stationen positiv und bestätigen so den positiven Trend der Jahresmittelwerte.

Die gegensätzlichen Steigungen der Extremwerte (ansteigender Trend der Minima und fallender Trend der Maxima) in Verbindung mit variierenden Trends der Mittelwerte der zweiten Tropopause könnten ein Zeichen dafür sein, dass die Struktur der zweiten Tropopause weniger stark definiert ist.

Im nachfolgenden Diagramm wurde der Einfluss des Sonnenfleckenzyklus auf die Höhe der ersten Tropopause dargestellt. Wie bereits in den vorangehenden Kapiteln erläutert, ist dieser Zyklus in seiner Intensität Schwankungen unterworfen. Innerhalb des Beobachtungszeitraumes wurden die Zeiträume ansteigender (1976-1980, 1986 - 1990) und absteigender (1970-1976, 1980-1986, 1990-1996) Intensität herausgegriffen und der Mittelwert über die Sonnenfleckenanzahl gebildet. Dieser ist im Diagramm durch die waagerechten Linien gekennzeichnet. Über die gleichen Zeiträume wurde die mittlere Tropopausenhöhe an den vier Stationen berechnet und eingezeichnet.

Obwohl die Anzahl der Sonnenflecken in den absteigenden und ansteigenden Intervallen faktisch konstant geblieben ist, steigt die Tropopausenhöhe über die gesamte Beobachtungszeit an allen Stationen stetig an!

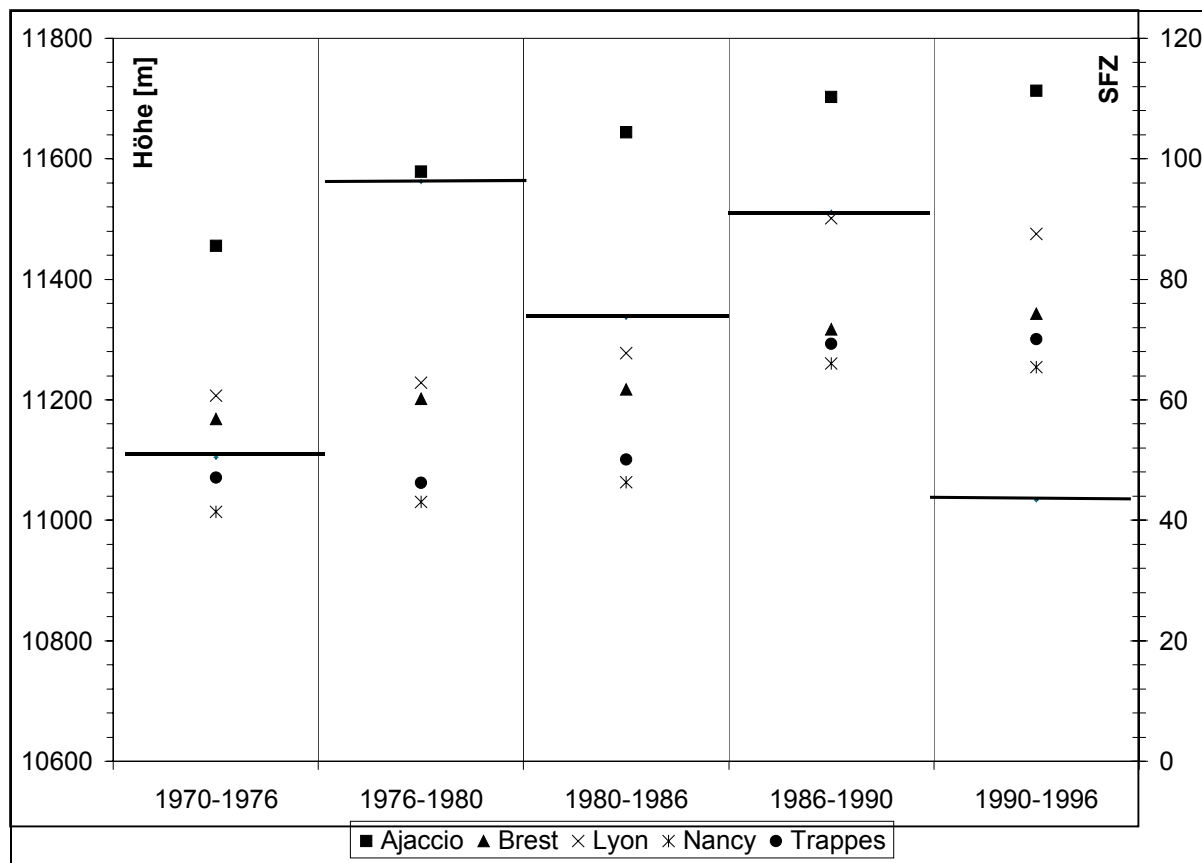


Abbildung 32 Tropopausenhöhe und mittlere Sonnenfleckenanzahl

Die folgenden Diagramme weisen die Steigungen der Trendgeraden der einzelnen Monate über den Beobachtungszeitraum aus und bestätigen die oben genannten Ergebnisse. Die Ergebnisse für die erste Tropopause der einzelnen Stationen korrelieren sehr gut miteinander. Im ersten Quartal sind die Steigungen am deutlichsten ausgeprägt, über die Sommermonate flacht der Anstieg der Trendgeraden ab bis hin zu negativen Trendgeraden im vierten Quartal. Sieht man die Tropopausenhöhe und deren Variation als einen Indikator für die Tropopausentemperatur kommt man zu dem folgenden Schluss:

Die Temperatur der Monate Januar bis September hat zugenommen, wobei die Zunahme der Temperatur im ersten Jahresquartal am deutlichsten ausgeprägt ist. Die Monate September bis Dezember hingegen scheinen sich abgekühlt zu haben.

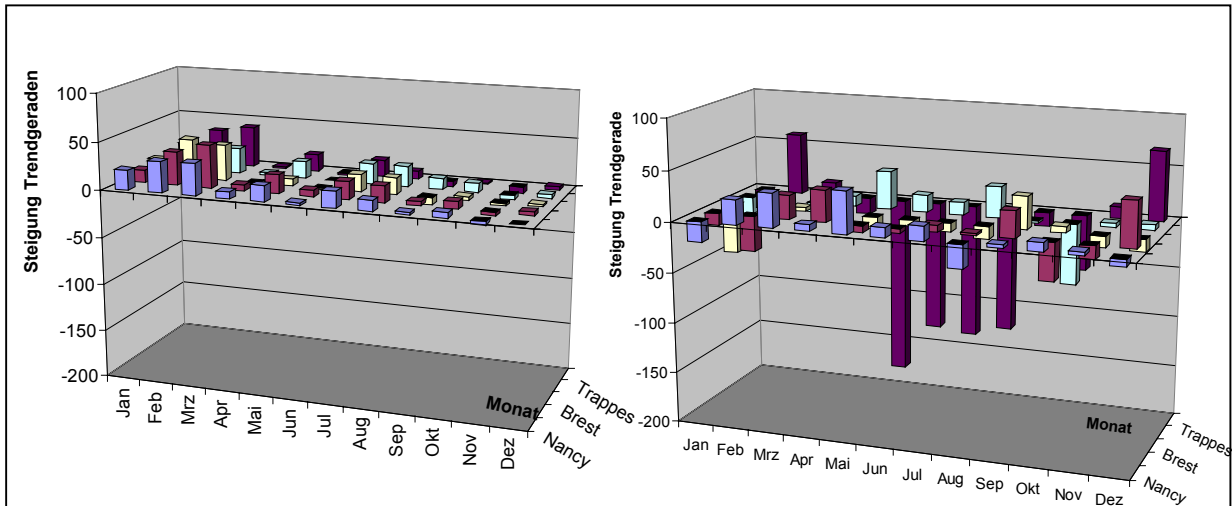


Abbildung 33 Steigung der Trendgeraden der Monate der ersten und zweiten Tropopause

Eine generelle Aussage für die zweite Tropopause lässt sich hingegen nicht treffen, die Steigungen sind weitaus inhomogener, die Struktur scheint sensibler und stärker auf die unterschiedlichen Einflüsse zu reagieren als die der ersten Tropopause.

10.3.2 Untersuchung der Varianz der Tropausenhöhe

Eine weitere Aussage über eine mögliche Änderung der Struktur kann mit Hilfe des Variationskoeffizienten getroffen werden. Er ist ein Streuungsmaß und relativiert die Standardabweichung am Mittelwert. Es ist anzunehmen, dass eine zunehmende Varianz der Höhe und mögliche Fluktuationen mit einem Anstieg des Varianzkoeffizienten über den Beobachtungszeitraum einhergehen. Das nachfolgende Diagramm stellt die Steigungen der Trendgeraden für die Beträge der Varianzkoeffizienten jeweils für die erste und zweite Tropopause über 29 Jahre dar.

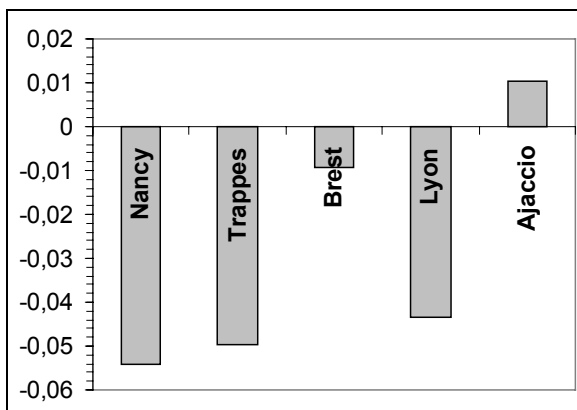


Abbildung 34 Steigung der Regressionsgeraden der Varianzkoeffizienten der 1. TP

In der ersten Tropopause nimmt mit Ausnahme an der Station Ajaccio die Varianz um den Mittelwert ab. Obwohl die Steigungen sehr gering sind, kann auf Grund der Homogenität des Diagramms geschlossen werden, dass Fluktuationen um einen Mittelwert abgenommen haben, was auf eine Zunahme der Stabilität der ersten 1. Troposphäre weist.

Das genaue Gegenteil drückt das folgende Diagramm aus. Es repräsentiert die Steigungen der Trendgeraden der Varianzen der zweiten Tropopause. Sie sind ausnahmslos positiv und besitzen relativ große Beträge.

Die Fluktuationen um den Mittelwert haben in der zweiten Tropopause zugenommen.

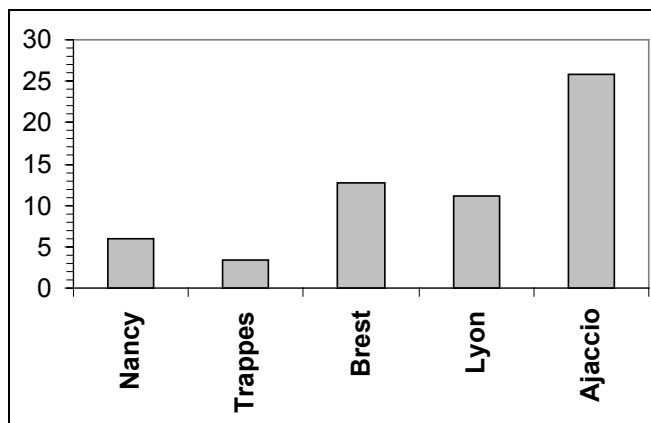


Abbildung 35 Steigung der Regressionsgeraden der Varianzkoeffizienten der 2. TP

10.3.3 Der Jahresgang der Tropopause

Die folgenden Diagramme zeigen die Steigungen der Trendgeraden der Ein – Jahres – Diagramme. Die Werte aller Stationen korrelieren sehr gut miteinander und bis auf wenige Ausnahmen sind die Steigungen der Trendgeraden der ersten Tropopause alle positiv und unterliegen einem deutlichen 5 – 6 jährigen Zyklus in dem der Anstieg der Tropopause über das Jahr stärker wird.

Der positive Trend ist eine logische Folge des Temperaturanstiegs in der Troposphäre über das Jahr auf den die Tropopause mit einem Ansteigen, wie bereits im Vorfeld diskutiert, reagiert. In das Minimum der Sonnenfleckenaktivität fallen die maximalen Steigungen der Jahresverläufe und umgekehrt.

Das Diagramm zeigt, dass unter dem Einfluss der Sonnenfleckenaktivität der deutliche Jahresgang der Tropopausenhöhe, gekennzeichnet durch einen starken Anstieg der Tropopause zurücktritt.

Das Diagramm verdeutlicht, dass die Struktur der Tropopause klar durch die Sonne beeinflusst wird.

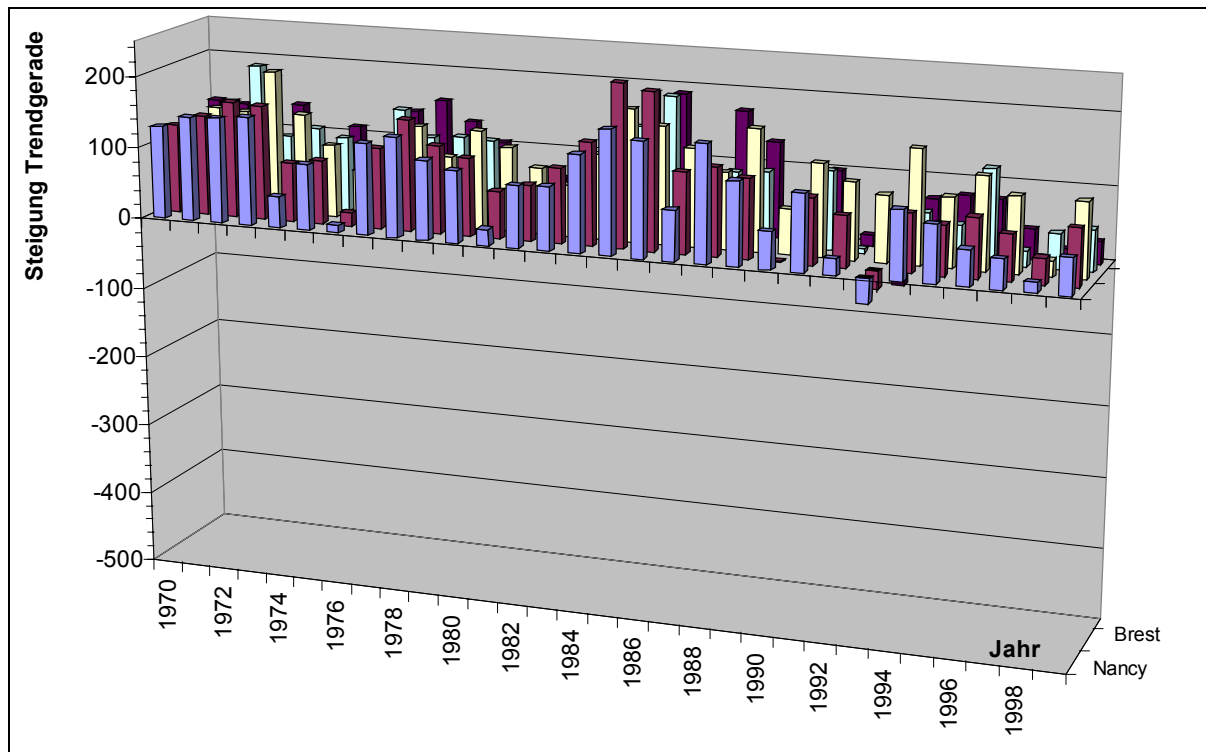


Abbildung 36 Steigung der Trendgeraden der Jahresgänge der Tropopausenhöhe der 1. TP

Das folgende Diagramm stellt den gleichen Sachverhalt für die zweite Tropopause dar.

Die Steigungen weisen ein weitaus inhomogeneres Bild auf. Dennoch ist ein ähnlicher Zyklus zu erkennen. Die Auswirkungen auf die zweite Tropopause scheinen drastischer, weil mit dem Zyklus ein Wechsel der Trendgeraden einhergeht.

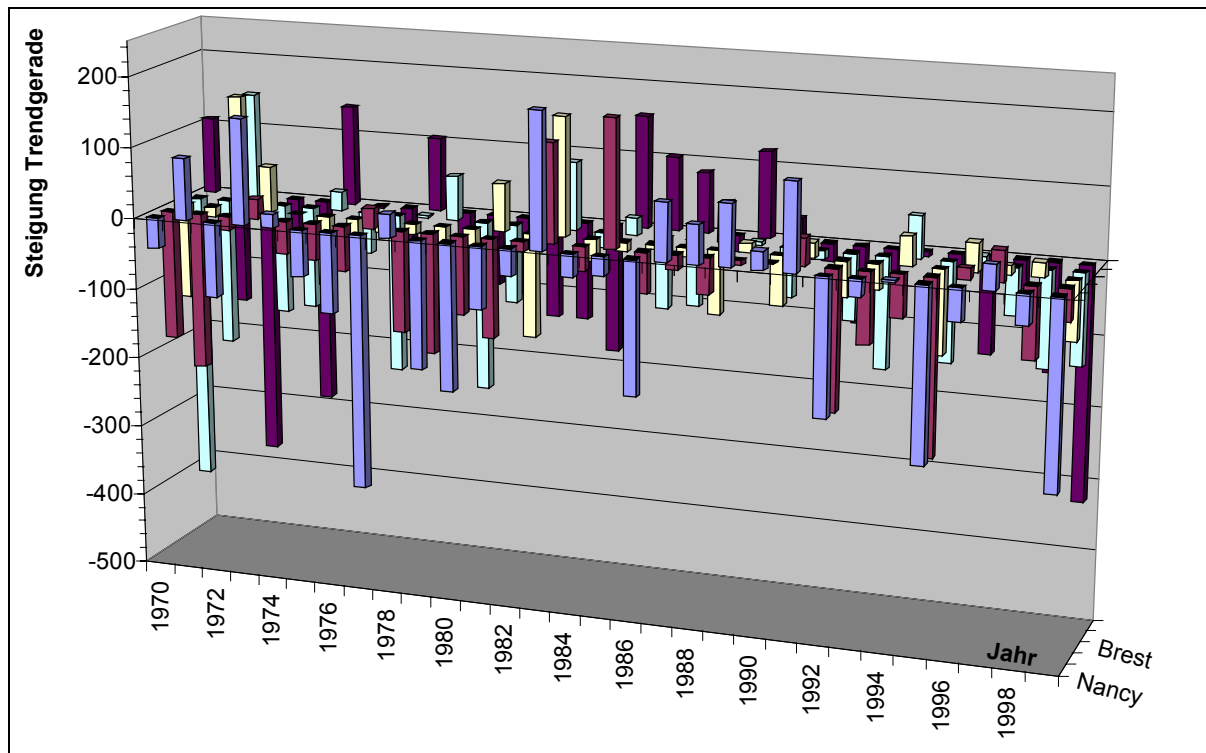


Abbildung 37 Steigung der Trendgeraden der Jahresgänge der Tropopausenhöhe der 2.TP

Der Einfluss der Sonnenaktivität ist in beiden Diagrammen erkennbar. Die fast durchgehend positiven Geradensteigungen im ersten Diagramm zeigen, dass hier der Einfluss im Vergleich zur zweiten Tropopause durch andere Einflüsse gedämpft wird und nur schwach zum Ausdruck kommt.

Den folgenden Diagrammen liegt eine sukzessive Berechnung der Ausgleichsgeraden, beginnend mit dem Zeitraum 1970 – 1974 zugrunde. In den Bildern ist die jeweilige Steigung der Geraden gleitend über den jeweiligen Fünfjahreszeitraum dargestellt. Zur besseren Darstellung sind die y-Achsen beider Diagramme unterschiedlich skaliert worden.

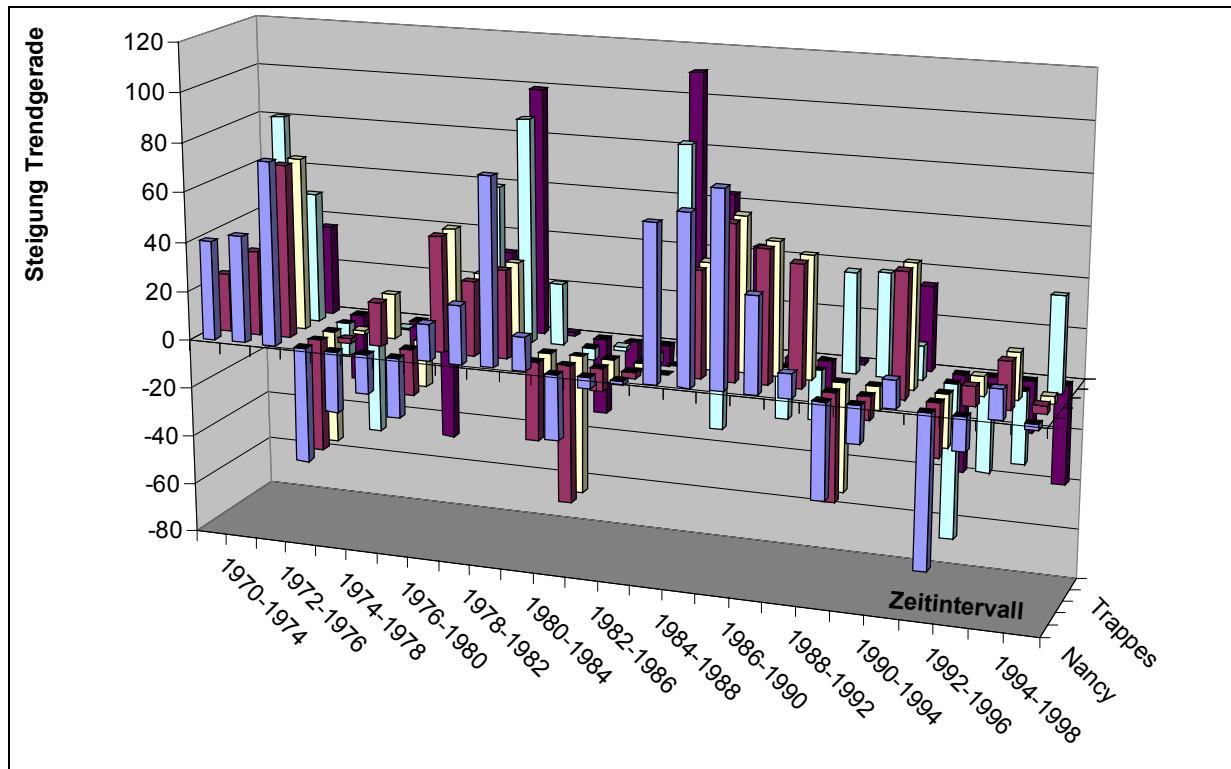


Abbildung 38 Steigung der Trendgeraden über einen gleitenden 5-Jahreszeitraum der 1. TP

Beide Diagramme zeigen einen deutlichen Zyklus und bestätigen die vorhergehenden Diagramme dahingehend, dass die Tropopausenhöhe deutlich vom Sonnenfleckenzyklus beeinflusst wird. Die unterschiedlich großen Beträge der Steigungen zwischen erster und zweiter Tropopause von bis zu einer Größenordnung zeigen, dass die zweite Tropopause stärker auf den Einfluss des Sonnenfleckenzyklus reagiert als die erste.

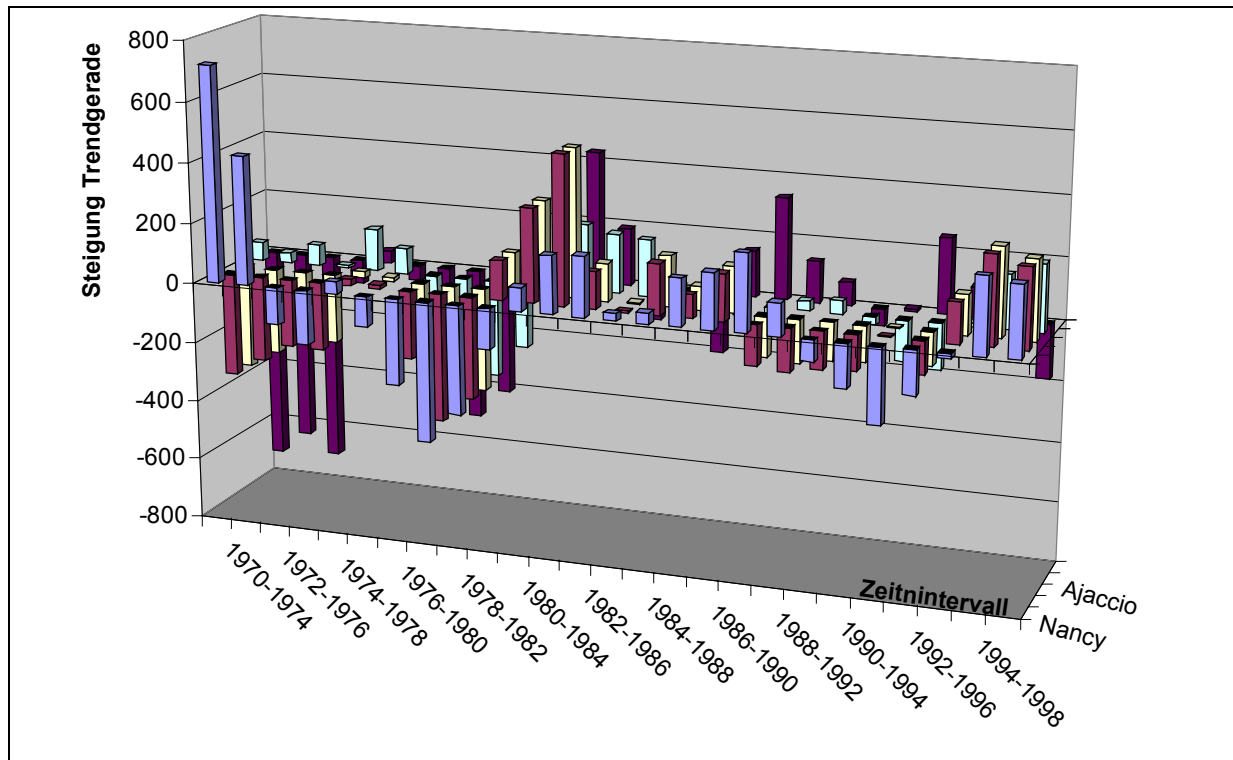


Abbildung 39 Steigung der Trendgeraden über einen gleitenden 5-Jahreszeitraum der 2. TP

10.4 Ergebnisse anderer Autoren

Chakrabarty, D., (2000), hat Messungen von Radiosonden analysiert, um den langzeitlichen Trend der Tropopausenhöhe (TPH) und der Tropopausentemperatur (TPT) zu ermitteln. Die Messungen wurden während der letzten 32 Jahren in Neu Delhi und den letzten 26 Jahren in Thiruvananthapuram vorgenommen. Hierfür hat er eine Funktion entwickelt mit deren Hilfe er zyklisch wiederkehrende, die untersuchten Parameter beeinflussenden natürlichen Phänomene wie El Nino, die durch El Nino beeinflussten Winde und der Sonnenaktivität korrigiert hat.

Es scheint, dass die TPH über die Jahre ansteigt und die TPT fällt. Der Entwicklungstrend ist nicht der Gleiche während der Messperiode. Wird die ganze Zeitspanne berücksichtigt, so wird ein Anstieg der TPH zwischen +0.57 und +1.13% festgestellt und ein Rückgang der TPT von -0.53 bis -0.94 %. Er erklärt dies qualitativ mit dem rückläufigen Trend des Ozons in der Stratosphäre.

Chanin, M., (1991), hat versucht, den Einfluss von Ozon auf die Atmosphärentemperatur abzuschätzen, indem er ein bestehendes Modell für Kohlenstoffdioxid modifiziert hat.

Es gibt eine umgekehrt proportionale Beziehung zwischen Ozon und Temperatur in der unteren Stratosphäre und eine direkte Proportionalität in der oberen Stratosphäre. Sinkt der Ozonwert, so steigt die Temperatur in der unteren Stratosphäre an, wohingegen die Temperatur in der oberen Stratosphäre sinkt. Dieses kann durch verschiedene Faktoren beeinflusst werden.

Aufgrund neuer Ozonmessdaten wurde die Abkühlung errechnet. Es ist eine durchschnittliche Abkühlung von 0,45 K möglich. Jedoch wurde die Aussagekraft der Berechnung auf Grund der hohen Fluktuation, die jahreszeitlich bedingt ist, in Frage gestellt.

Diese Ergebnisse wurden mit anderen Daten verglichen. Sie zeigten ähnliche Ergebnisse.

Cole, H.P., (1974) hat den Einfluss der Züricher Sonnenfleckenanzahl auf die Tropopausenhöhe untersucht. Hierfür wurden Messdaten von sechs afrikanischen und europäischen Stationen aus den Jahren 1953 – 1958 herangezogen. Die meisten Ergebnisse zeigten eine positive Übereinstimmung. Die Wirkung der Sonnenflecken machte sich am stärksten am Äquator bemerkbar und schwächte dann ab. Größter beobachteter Wechsel in der Tropopausenhöhe war ein Sinken der Tropopausenhöhe von 0,5 Kilometer nachdem die Intensität der Sonnenflecken um 3% abnahm.

Reid, G. (1985) hat in Trend- und Langzeitanalysen unterschiedliche Parameter untersucht, die einen Einfluss auf die Tropopausenhöhe haben können. In dieser Arbeit wurde auf die langzeitlichen Phänomene eingegangen, welche die Tropopausenhöhe beeinflussen. Hier sind die quasi-biennial oscillation Winde (QBO), Temperaturvariabilität an der Meeresoberfläche und die Sonnenaktivität zu nennen. Alle diese Phänomene sind nicht lokal begrenzt, sondern äquatorübergreifende Einflussfaktoren.

Es wurden gute Übereinstimmungen von Orten gefunden, die nahe beieinander liegen und Differenzen für Orte, die weit auseinander liegen. Daraus wurde geschlussfolgert, dass die Tropopause gewissen örtlichen Einflüssen unterworfen ist.

Die Winde in den Tropen sind einem zweijährigen Wechsel unterworfen. Dieser Zyklus wird QBO genannt. Es wurde festgestellt, dass die Winde in einer gewissen Beziehung zu der Tropopausenhöhe stehen.

Außerdem wurde eine klare Interaktion zwischen der Temperatur an der Meeresoberfläche und der Tropopausentemperatur herausgefunden. In den Tropen wird die Tropopausenhöhe hauptsächlich durch die Wärmebilanz geregelt. Erwärmt sich die Oberfläche des Meeres, gibt sie Wärme in Form von Wasserdampf ab. Der Dampf steigt bis an die Grenze der Tropopause und wird dort durch die Auftriebskräfte gehalten. Anschließend wird die Wärme abgegeben, welche sich in der ganzen oberen Tropopause verteilt, was einen Anstieg der Tropopause nach sich zieht. Es wurde außerdem beobachtet, dass nach einem Vulkanausbruch zuerst die Tropopausenhöhe stieg und anschließend die Temperatur an der Meeresoberfläche. Daraus lässt sich also die Wechselbeziehung zwischen der Tropopausenhöhe und der Oberflächentemperatur der tropischen Meere herleiten.

Die Sonnenaktivität bestimmt die Menge der einfallenden Strahlung und dadurch die Quantität der Strahlung, die in der Stratosphäre und am Erdboden absorbiert wird. Beide Effekte beeinflussen die Wärmebilanz der Tropopause und darüber die Höhe.

Steinbrecht, W. (1998) hat durch Messungen in Hohenpeissenberg nachgewiesen, dass das Ozonmischungsverhältnis in der unteren Stratosphäre in Abhängigkeit von der Tropopausenhöhe variiert.

Für die Untersuchung wurde die Atmosphäre in horizontale Schnitte zerlegt und die Werte saisonal ausgewertet.

Die Verlagerungen sind am größten in der Tropopause und vernachlässigbar in einer Höhe von 20 bis 25 Kilometer. Die Konsequenz ist, dass eine hohe Tropopause mit einem niedrigen Ozonwert verbunden ist und dass eine niedrige Tropopause mit hohen Ozonwerten verbunden ist.

Die Autoren fanden einen Anstieg der Tropopausenhöhe für Hohenpeissenberg um 150 und für Oberschleißheim um 180 Meter pro Dekade.

In einer Höhe von 15 Kilometer wurde eine Ozonabnahme von $-6,5\%$ beobachtet. Insgesamt beträgt die integrative Abnahme über die Höhe 25% .

B. D. Santer et al. (2003) simulierten mit zwei verschiedenen Modellen durch Variation verschiedener Eingangsgrößen wie beispielsweise Treibhausgase, troposphärisches Ozon oder solare Strahlung den Anstieg der Tropopausenhöhe. Dabei stieg die Tropopausenhöhe je nach Modell um 120 – 190 Meter in der Zeitspanne von 1979 – 1999 an. Dabei ist der Anstieg der Tropopause am Signifikantesten an den Polen und am Unauffälligsten in den Tropen. Nach

Ansicht der Autoren können ca. 30 % der Zunahme der Tropopausenhöhe den Treibhausgasen zugeschrieben werden.

10.5 Diskussion

Es konnte der geographische Einfluss auf die Variabilität der Tropopausenhöhe nachgewiesen werden. Innerhalb des zehnjährigen Beobachtungszeitraumes können keine verlässlichen Aussagen über die Änderung der Tropopausenhöhe gemacht werden. Für die deutschen Stationen können aber, auf Grund der räumlichen Nähe Münchens zu Trappes und Essens zu Nancy, die Ergebnisse des dreißigjährigen Beobachtungszeitraumes extrapoliert werden.

Die Ergebnisse der Untersuchung der ersten Tropopause sind homogener und eindeutiger als die der zweiten, was die zweite Tropopause als ein insgesamt labileres Gebilde, welches schneller und intensiver auf Einflüsse reagiert, ausweist. Zu nennen sind hier u. a. die ozonbildenden Prozesse im Maximum des Sonnenfleckenzyklus.

An allen Stationen hat sich die Höhe der ersten Tropopause nach oben verlagert. Auch hier ist ein klares Gefälle in Abhängigkeit zur geographischen Lage der Stationen zu erkennen:

An den Stationen Nancy, Trappes und Brest hat sich die erste Tropopause durchschnittlich um 218 Meter nach oben verlagert. An der südlicher gelegenen Station Lyon betrug die Änderung 400 und an der Station Ajaccio fast 500 Meter über 30 Jahre.

Die zweite Tropopause ist nur an zwei der fünf Stationen angestiegen, wobei für Lyon auf Grund des nur geringen Anstiegs von 0,5 % über 30 Jahre letztendlich keine verlässliche Aussage getroffen werden kann.

Als Ergebnis kann festgehalten werden, dass sich die Distanz zwischen der ersten und zweiten Tropopause verringert hat. Diese Ergebnisse werden durch den Trend der Maximal- und Minimalwerte gestützt.

Die Auswertung der Monatsverläufe weist ausgeprägte positive Steigungen der Trendgeraden für die Monate des ersten Quartals auf. Die Steigungen flachen ab bis hin zu negativen Steigungen zum Jahresende.

Die Untersuchung der Einjahresverläufe hat gezeigt, dass der Anstieg der ersten Tropopause über das Jahr in einem engen Zusammenhang mit dem Sonnenfleckenzyklus steht.

Die Ergebnisse weisen auf eine strukturelle Änderung der Atmosphäre hin, die auf einer Änderung der Zusammensetzung der atmosphärischen Gase, einem Abbau des atmosphärischen Ozons in Verbindung mit einer zunehmenden Anreicherung klimaaktiver Gase in der Troposphäre, beruht. Hieraus scheint eine Erwärmung der Troposphäre und eine Abkühlung der Stratosphäre zu resultieren, was sich unmittelbar durch eine Verlagerung der Tropopausen äußert.

11 AUSWERTUNG DER BE-7-DATEN

11.1 Definition der Quellkonfiguration

Be-7, P-32 und P-33, Na-35 und Na-24 sind nur einige Beispiele für natürliche Radionuklide, die durch Spallation der Targets N, O₂ und Ar durch kosmische Strahlung gebildet werden. Weil die Verdampfungsenergie durch die kosmischen Partikel bereit gestellt wird, müssen diese zum Auslösen der Kernprozesse eine Energie von mindestens 200 MeV besitzen. Die kaskadenauslösenden Primären generieren einen höhenabhängigen Partikelfluss der zunächst mit der Eindringtiefe in die Atmosphäre ansteigt, dann aber aufgrund von Energieverlusten durch Absorption an der steigenden Anzahl der Gasmoleküle immer uneffektiver wird.

Diese beiden Effekte zusammengefasst, die Veränderung der Luftdichte und der Partikelfluss bewirken eine strenge Höhenabhängigkeit der Spallationsprodukte pro Masseneinheit Targetmaterial mit einem Anstieg um drei Größenordnungen vom Grund bis in die Stratosphäre. Zusätzlich zur Höhenabhängigkeit herrscht eine Breitenabhängigkeit in Abhängigkeit zum Erdmagnetfeld. Die magnetische Steifigkeit, die eine Ablenkung der Protonen bewirkt ist am Äquator am höchsten und fällt zu den Polen hin ab. Insgesamt ergibt sich aus den genannten Mechanismen für die polare Stratosphäre die höchste und für die tropische Tropopause die niedrigste Konzentration an Spallationsprodukten.

Wird die Produktionsrate pro Volumeneinheit betrachtet, befindet sich das Produktionsmaximum in zwölf Kilometern Höhe am Äquator und in sechzehn Kilometern an den Polen.

Zahlreiche Untersuchungen von Isotopenmessungen von Spalt- und Spallationsprodukten in der Bodenluft und im Niederschlag haben ein Muster für den atmosphärischen Transport von stratosphärischen Luftmassen über die Tropopause hinweg in die Troposphäre gezeigt, mit einem Maximum in den mittleren Breiten für die nördliche Halbkugel im späten Frühjahr *Müh et al. (1966), S. Hartwig (1969,1973)*.

Frühere Untersuchungen langjähriger Spallationsproduktmessungen weisen bereits auf eine Veränderung des atmosphärischen Austauschverhaltens und auf strukturelle Änderungen der Atmosphäre hin *Hartwig (1995, 1996,1998)*.

Als Datengrundlage für die Auswertung der Spallationsproduktmessungen dienen die in Kapitel 7.1 genannten Zeitreihen der unterschiedlichen Stationen.

Eine Änderung der Bodenluftkonzentration kann grundsätzlich aus drei Gründen passieren:

11.1.1 Änderung der Produktionsrate

Es besteht ein direkter Zusammenhang zwischen dem Sonnenfleckenzyklus und der Produktionsrate an Be-7 wegen einer Modulation des Erdmagnetfeldes. Um Trendverfälschungen zu vermeiden wurden die Zeitreihen so gewählt, dass Beginn und Ende in gleicher Aktivität der Sonne liegen. Bei der Betrachtung von Absolutwerten wurden die Daten auf den Mittelwert der Sonnenfleckenanzahl über den Beobachtungszeitraum normiert und so der Einfluss der Sonnenfleckenaktivität herausgerechnet. Bei der Betrachtung von Verhältniswerten braucht die Aktivität nicht berücksichtigt zu werden, weil davon auszugehen ist, dass die Maximal- und Minimalwerte in gleicher Weise beeinflusst werden.

11.1.2 Veränderung der Abscheideprozesse wie feuchte und trockene Deposition

Unter feuchter Deposition werden die beiden Prozesse Auswaschen und Ausregnen verstanden. Hartwig (1998) hat am Beispiel der Station Braunschweig für den Zeitraum 1965 – 1995 den Einfluss zwischen der Konzentration von Be-7 in der Bodenluft und der Präzipitation diskutiert. Hierzu wurde der Niederschlag und die mittlere Konzentration über den gleichen Zeitraum verglichen und ein Korrelationskoeffizient von $-0,202$, bei einer Standardabweichung von $0,278$ berechnet, was einen Schluss dahingehend zulässt, dass es keinen statistischen Zusammenhang zwischen Niederschlag und Konzentrationsänderung an Be-7 in der Bodenluft gibt.

Die trockene Deposition beträgt für Europa zwischen 10 und 20 Prozent vom Gesamtbetrag und braucht, wegen zeitlicher Konstanz, nicht berücksichtigt zu werden.

11.1.3 Variation mit der Höhe und geographischen Lage

Wegen der unterschiedlichen Produktionsraten werden nur Stationen mit einer ähnlichen geographischen Lage miteinander verglichen. Die Höhenlage spielt insofern eine Rolle, als dass mit abnehmender Höhe eine Verlängerung der Transportzeit des Radionuklides einher geht. Aufgrund des radioaktiven Zerfalls wird die Konzentration gemessener Radionuklide bei gleicher Halbwertszeit in Meeresniveau geringer sein als in größeren Höhen.

Bei Berücksichtigung der oben genannten Punkte lässt sich eine Änderung der Konzentration des Spallationsproduktes Be-7 nur auf eine Änderung des stratosphärisch – troposphärischen Austauschverhaltens und somit auf eine Änderung der Dynamik und Stabilität erklären.

11.2 Ergebnisse

Nachfolgend werden die Ergebnisse aus den untersuchten Zeitreihen der Be-7 Aktivitätskonzentrationen dargestellt und diskutiert.

11.2.1 Untersuchung der 5-Jahresmittelwerte

Im nachfolgenden Diagramm wurden die 5 – Jahres – Mittelwerte $\mu\text{Bq}/\text{m}^3$ der sonnenflecken-korrigierten Be-7 Daten aller Stationen dargestellt. Das heißt, die ersten Datenpunkte im Diagramm repräsentieren den Mittelwert der Be-7 – Konzentration im Zeitraum 1969 bis 1973, die folgenden Punkte den der Jahre 1974 bis 1978 u.s.w. Diese Darstellung vermittelt einen Überblick über Trends für jeden Betrachtungszeitraum an allen Stationen.

Für die Betrachtung der ersten beiden Zeiträume waren Daten der Stationen Tilly, Orsay und Bordeaux sowie Braunschweig verfügbar. Die Be-7-Bodenluftkonzentration an den drei französischen Stationen steigt innerhalb des ersten Intervalls an, die an der Station Braunschweig hingegen fällt ab.

Für die Betrachtung der nächsten Zeiträume waren Daten von zwölf Stationen verfügbar. Vom Mittelwert der Jahre 1974-1978 hin zum Mittelwert der Jahre 1983-1987 ist mit Ausnahme an den Stationen Braunschweig, Skibotn und New York ein negativer Trend auf der Nordhalbkugel zu verzeichnen. Der positive Trend an der Station New York ist dabei besonders deutlich. Im gleichen Zeitraum ist an den Stationen Südpol und Chacaltaya ein positiver, bei Antofagasta und Puerto Mont hingegen ein negativer Trend festzustellen.

Vom 5-Jahresmittelwert der Jahre 1986 – 1990 zu dem der Jahre 1992 – 1996 steigt bei vier von fünf Stationen die Konzentration an.

Noch homogener ist die Datenlage innerhalb des darauffolgenden Zeitraums. Hier zeigen alle drei vorhandenen Datensätze einen positiven Trend.

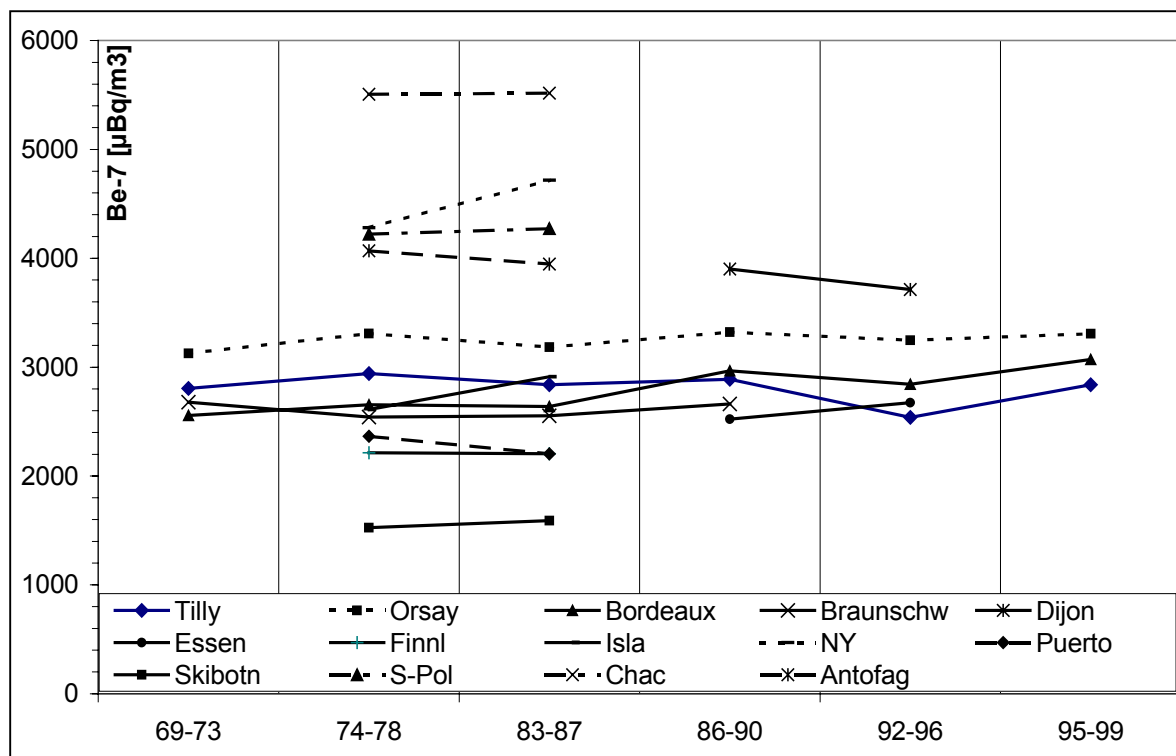


Abbildung 40 5-Jahresmittelwert der korrigierten Be-7 Konzentration

Die beiden folgenden Tabellen fassen die Ergebnisse aus Diagramm 40 nochmals zusammen. In der ersten Tabelle wurden die Beträge der 5 – Jahresmittelwerte für alle Stationen und alle Zeiträume eingetragen. In Tabelle 19 wurde prozentual die Veränderung der Mittelwerte bezogen auf den vorangehenden Mittelwert berechnet.

Tabelle 18 5- Jahresmittelwerte der Aktivität

	1 69-73	2 74-78	3 83-87	4 86-90	5 92-96	6 95-99
Tilly	2803,66	2940,25	2839,47	2888,69	2538,18	2838,77
Orsay	3127,11	3308,95	3182,52	3321,84	3246,38	3307,35
Bord	2556,20	2654,84	2638,83	2965,40	2842,48	3069,71
Braun	2679,31	2542,35	2552,46	2661,93	--	--
Dijon		--	--	3901,28	3714,15	
Essen				2521,90	2672,42	
Finnl		2213,53	2204,53			
Isla		2611,78	2911,18			
NY		4279,70	4718,05			
Puerto	--	2364,60	2203,35			
Skib		1525,61	1590,35		--	
S-Pol		4221,86	4273,03			
Chalc		5506,46	5516,35			
Anto		4067,83	3946,87			

Tabelle 19 *Prozentuale Änderung bezogen auf den jeweils vorangehenden Mittelwert*

	1 - 2	2 - 3	3 - 4	4 - 5	5 - 6
Tilly	4,87	-3,43	1,73	-12,13	11,84
Orsay	5,81	-3,82	4,38	-2,27	1,88
Bord	3,86	-0,60	12,38	-4,15	7,99
Braun	-5,11	0,40	4,29	--	
Dijon	--	--	--	-4,80	--
Essen				5,97	
Finnl		-0,41			
Isla		11,46			
NY		10,24			
Puerto		-6,82			
Skib		4,24			
S-Pol		1,21			
Chalc		0,18			
Anto		-2,97			

11.2.2 Der Einfluss der Geographischen Lage auf die Berylliumkonzentration

Um den Einfluss der geographischen Lage der Messstationen auf die Aktivität des Be-7 in der Bodenluft zu diskutieren, wurden für die folgenden Diagramme die Stationen entsprechend ihrer Lage nach Nord- und Südhalbkugel getrennt dargestellt. Innerhalb der jeweiligen Hemisphäre erfolgt dann eine Darstellung der Stationen von Nord nach Süd. Im Diagramm werden die durchschnittlichen, vom Einfluss der Sonnenaktivität korrigierten, Berylliumkonzentrationen über die jeweils längsten Beobachtungszeiträume mit den Standardabweichungen dargestellt. Die geographische Lage der Stationen wurde in Klammern angegeben.

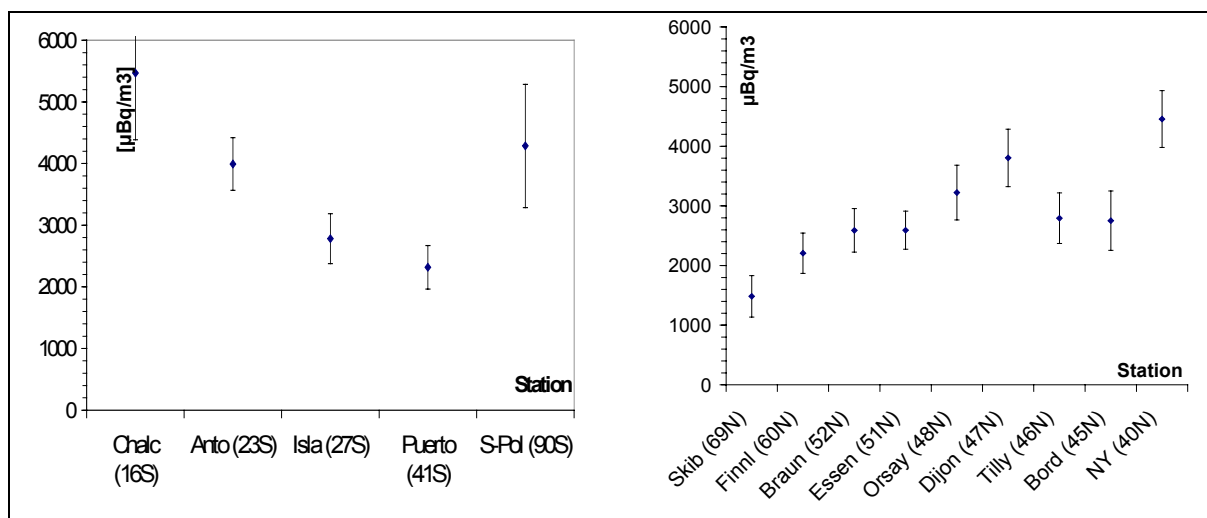


Abbildung 41 *Be-7 Aktivität in Abhängigkeit der geographischen Lage*

Das Diagramm zeigt einen deutlichen Anstieg der Be-7-Konzentration in Richtung der Äquatorialzone. Ein direkter Vergleich der Konzentration der Stationen der Nord- und Südhalbkugel miteinander kann täuschen, weil aus Darstellungsgründen die geographische Lage auf der x – Achse nur qualitativ erfolgen kann. Für einen Vergleich der Stationen der Südhalbkugel mit denen der Nordhalbkugel eignen sich am ehesten Isla del Pascua und Puerto Mont wegen einer ähnlichen Distanz vom Äquator. Auf der Südhalbkugel zeigt sich eine hohe Konzentration am Pol, welche auf das Erdmagnetfeld zurückzuführen ist, das ein tiefes Eindringen kosmischer Partikel an den Polen zulässt.

Wie bereits in der Einleitung angesprochen, sind die Strahlströme Ereignisse mit wesentlichem Einfluss auf den Stratosphären- / Troposphären austausch.

In der Troposphäre lassen sich drei Typen von Strahlströmen unterscheiden:

- Der Polarjet verläuft, häufig unterbrochen, zirkumpolar. Er besitzt keine festdefinierte meridionale Lage, sondern erfährt deutliche zeitliche Änderungen bezüglich seiner Lage und Geschwindigkeit. Das Zentrum liegt, in Abhängigkeit der Jahreszeit, in einer Höhe von 10 Kilometern zwischen 45° N (im Winter) und 65° N (im Sommer) *Speth and Madden, 1987*.
- Der Subtropenjet hingegen erfährt nur wenige, jahreszeitlich bedingte Änderungen und befindet sich in einer mittleren Höhe von 12 Kilometern zwischen 20° und 35° Nord.
- Low-Level-Jets liegen in der unteren Troposphäre und sind mit Kaltluftfronten verbunden *Kontroni and Lagouvardos, 1993*.

Polar- und Subtropenjet sind untrennbar mit dem globalen Zirkulationssystem verknüpft, die Untersuchung des Stratosphären – Troposphären austauschs wird jedoch durch die zeitlichen Variationen der Zirkulationen sehr erschwert.

In den folgenden beiden Diagrammen wurde die ^7Be – Konzentration für die Stationen der Nordhalbkugel als Mittelwert über den jeweils längsten Beobachtungszeitraum in Abhängigkeit von der Entfernung des Strahlstroms dargestellt. Hierzu wurde eine Distanz von 111 Kilometer pro Grad Abweichung der jeweiligen Station vom Strahlstrom zu Grunde gelegt.

Die erste Abbildung zeigt die Berylliumkonzentration an den Stationen in Abhängigkeit von der Distanz zum Polarjet. Weil dieser, wie bereits beschrieben mäandert, wurde eine mittlere geographische Lage von 55° N angenommen. Die zweite Abbildung zeigt den selben Sachverhalt für die Abweichung vom Subtropenjet. Hierbei wurde von einer mittleren geographische Lage von 27° N ausgegangen.

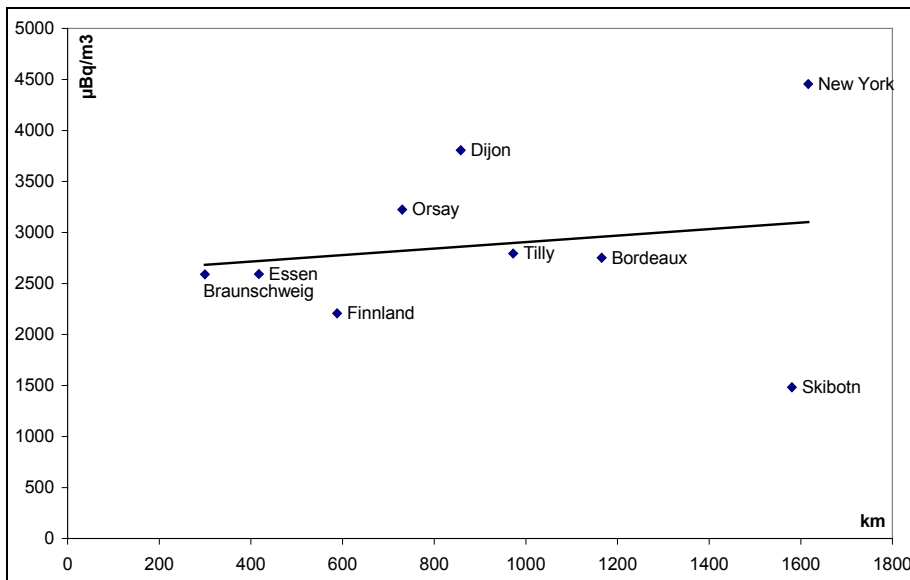


Abbildung 42 Abweichung vom Polarjet

Während der Einfluss der Entfernung der Stationen vom Polarjet einen nur sehr undeutlichen Effekt auf die Konzentration der ^7Be – Konzentration zu haben scheint, tritt im zweiten Diagramm eine signifikante Abhängigkeit der Konzentrationen von der Entfernung zum Strahlstrom hervor.

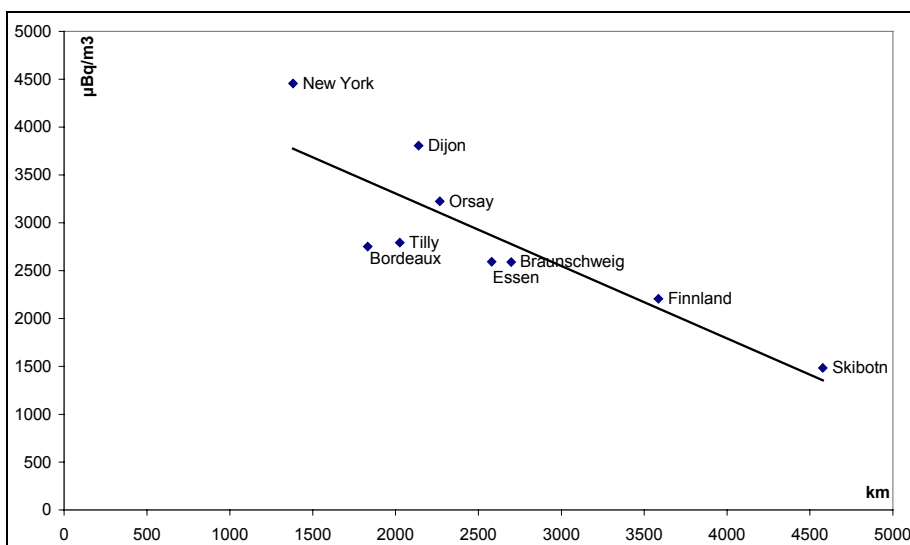


Abbildung 43 Abweichung vom Subtropenjet

Die Diagramme lassen zwei Vermutungen zu:

Zum Einen könnte der Einfluss des Subtropenjets auf das atmosphärische Austauschverhalten bedeutend größer als das des Polarjets sein, zum Anderen könnte das beobachtete Phänomen in Verbindung mit Abbildung 39 einen eher statischen Effekt beschreiben:

Die Produktionsmaxima vom Äquator bis in etwa 30° N liegen in einer Höhe von 12 – 14 Kilometern, bei einer durchschnittlichen Tropopausenhöhe von 17 Kilometern, also unterhalb der Tropopause als Sperschicht.

In den Gemäßigten Breiten hingegen senkt sich die Tropopause ab, sie liegt zwischen 60° – 90° N in einer Höhe von 10 – 12 Kilometern, während das Produktionsmaximum von ^7Be in Höhe der äquatorialen Tropopause liegt.

Daraus resultiert der Konzentrationsanstieg in Richtung des Äquators, ohne zwangsläufig erhöhtem S/T – Austausch.

Aus diesem Grund wurde die Auswertung mit den Mittelwerten der Konzentrationsmaxima (als Indikator rein stratosphärischer Luft) wiederholt, was zu einer ähnlichen Darstellung wie in den oben genannten Diagrammen führte und was mit Zunahme der Austauschaktivität in Richtung des Subtropenjets interpretiert werden kann.

11.2.3 Der Einfluss der Höhenlage der Messstationen auf der Berylliumkonzentration

In den beiden folgenden Diagrammen wird der Einfluss der Höhenlage der Messstationen deutlich. Die jeweils linke y – Achse gibt die Höhe der Messstation in Meter, in den Diagrammen als Balken dargestellt, wieder. Im rechten Diagramm musste der besseren Übersicht wegen die y – Achse logarithmisch skaliert werden. Auf den rechten y – Achsen wurde die Aktivität in $\mu\text{Bq}/\text{m}^3$ abgetragen. Beide Diagramme zeigen eine strenge Höhenabhängigkeit der Berylliumkonzentration, was auf die längere Transportzeit der Radioisotope zu den tiefergelegenen Messstationen zurückzuführen ist. Die einzigen Ausnahmen bilden hier New York auf der Nord- und Antofagasta auf der Südhalbkugel. Für die Station Tilly kann keine Höhenangabe gemacht werden.

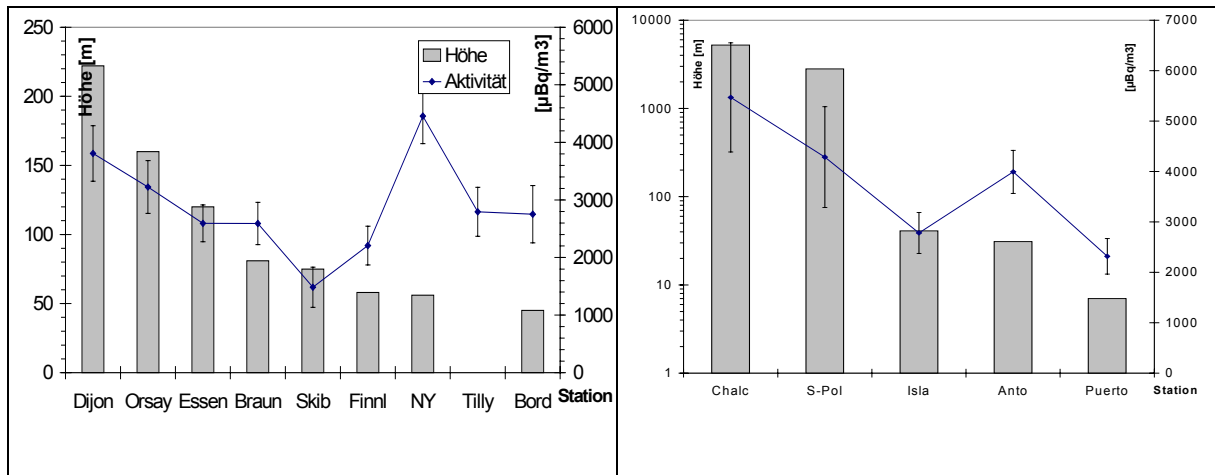


Abbildung 44 Aktivität und Höhenlage der Stationen auf der Südhalbkugel

11.2.4 Trendanalysen der Berylliumkonzentration

In der nachfolgenden Tabelle wurden getrennt nach Darstellungszeitraum und Station die Steigungen der Trendgeraden der sonnenfleckenkorrigierten Be-Werte für die Jahresmittelwerte, und die jeweils maximalen und minimalen Monatswerte dargestellt. Die letzten beiden Werte eignen sich besser zur Trendanalyse, weil bei der Mittelwertbildung über ein Jahr die Gefahr besteht, eventuelle Effekte wegzumitteln.

Tabelle 20 Steigung der Trendgeraden verschiedener Parameter

Zeitraum	Station	Parameter		
		JahresMW	Max. Monat	Min. Monat
1969 - 1999	Bordeaux	+	+	+
	Orsay	+	+	+
	Tilly	-	-	+
1969 - 1990	Bordeaux	+	-	+
	Orsay	+	-	+
	Tilly	+	-	+
	Braunschweig	-	-	+
1974 - 1987	Bordeaux	+	+	+
	Orsay	-	-	-
	Tilly	-	+	-
	Braunschweig	-	-	+
	Finnland	+	+	-
	Skibotn	+	+	-
	Antofagasta	-	-	-
	Chacaltaya	-	-	-
	Puerto Mont	+	+	-
	Isla de Pascua	+	+	+
	New York	+	+	+
Südpol	+	+	-	
1986 - 1996	Bordeaux	-	-	-
	Orsay	-	-	-
	Tilly	-	-	-
	Dijon	-	-	-
	Essen	+	+	+

Im Zeitraum 1969 – 1999 weisen die Stationen Bordeaux und Orsay absolut identische Trends auf. Die Trendgeraden der drei Parameter sind positiv, also sowohl der Betrag des Jahresmittelwerts, als auch die maximalen und minimalen Monatswerte innerhalb des Jahres steigen in dieses Zeitraums an. An der Station Tilly hingegen fällt die Trendgerade für die

Jahresmittelwerte und die der maximalen Monatswerte, die der minimalen Monatswerte fällt. Die Trends der unkorrigierten Werte sind ähnlich, jedoch sehr viel stärker ausgeprägt (Faktor 3).

Bei diesen Werten weist auch die Steigung der Trendgeraden der minimalen Monatswerte an der Station Tilly eine negative Steigung auf.

Der Anstieg der Trendgeraden an den beiden Stationen Bordeaux und Orsay könnte auf eine Änderung des atmosphärischen Austauschverhaltens hindeuten, weil durch die rechnerische Elimination des Einflusses des Sonnenfleckenzyklus von einer zeitunabhängigen Produktionsrate ausgegangen werden kann.

Die Steigungen der Trendgeraden über den Zeitraum 1969 – 1990 weisen ebenfalls ein sehr homogenes Bild auf. Die Jahresmittelwerte und die minimalen Monatswerte steigen in diesem Zeitraum an, die Maximalen fallen ab. Einzige Ausnahme ist die Steigung der Trendgeraden der Jahresmittelwerte in Braunschweig, welche eine negative Steigung besitzt.

Geht man von der Tatsache aus, dass der Austausch nicht kontinuierlich, sondern in zeitlich eng begrenzten Schüben (auf der Nordhalbkugel im Frühjahr und auf der Südhalbkugel im Herbst) von statten geht, so repräsentieren die maximalen Werte die Monate des eigentlichen Austauschs zwischen Stratosphäre und Troposphäre, die minimalen Werte hingegen die Monate mit geringen Anteilen stratosphärischer Luft. Ein Anstieg der minimalen Werte bei einem gleichzeitigen fallenden Trend der Maximalwerte deutet darauf hin, dass die Bedeutung des schubweisen Austauschs durch die Troposphäre zugunsten eines ständigen Austauschs nachlässt. Das wiederum würde bedeuten, dass sich das atmosphärische Austauschverhalten über den Zeitraum verändert hat.

Der Zeitraum 1974 bis 1987 zeigt zunächst ein recht inhomogenes Bild für die Geradensteigungen. Innerhalb dieses relativ kurzen Zeitraums gewinnen die die Konzentration beeinflussenden Faktoren an Bedeutung und eine generelle Aussage wird in dem stark rückgekoppelten System sehr schwierig.

Dennoch lassen sich bei einer Berücksichtigung der geographischen Lage gemeinsame Trends erkennen. So liegen an den beiden nördlichsten Stationen Finnland und Skibotn identische Trends vor, mit einem Anstieg der Jahresmittelwerte und der maximalen Monatswerte bei gleichzeitig fallenden Minimalwerten im gleichen Zeitraum.

Die Stationen Bordeaux, Orsay, Tilly, Braunschweig und New York liegen in einem ähnlichen geographischen Breitenbereich. Ihre Daten können ebenfalls gemeinsam diskutiert wer-

den. An den Stationen Bordeaux und New York liegen identische Trends vor, alle drei Parameter steigen innerhalb dieses Zeitraums an. An der Station Orsay fallen Mittel-, Maximal- und Minimalwert, bei Tilly und Braunschweig fällt die Trendgerade der Jahresmittelwerte.

Die Stationen der Südhalbkugel können ebenfalls in Gruppen nach der geographischen Lage zusammengefasst werden. An den beiden beieinanderliegenden Stationen Antofagasta und Chacaltaya fallen die Trendgeraden aller drei Parameter, während an den südlicher gelegenen Stationen Puerto Mont, Isla del Pascua und am Südpol positive Trendgeraden der untersuchten Parameter dominieren.

Generell scheint folgende Aussage getroffen werden zu können:

In dem Zeitraum 1974 – 1987 ist auf der Nordhalbkugel an den äußerst nördlichen Stationen und auf der Südhalbkugel, an den südlichsten Stationen ein positiver Trend aller untersuchter Parameter zu verzeichnen, nur an wenigen Stationen fallen die Minimalwerte innerhalb des Beobachtungszeitraumes ab.

Die äquatorwärts liegenden Stationen hingegen weisen überwiegend negative Trends auf.

Im Zeitraum 1986 – 1996 fallen an 4 von 5 Stationen die Mittel-, Maximal-, und Minimalwerte und einzig an der Station Essen steigen die Trendgeraden der untersuchten Parameter.

11.2.5 Untersuchung der Varianz

In einem nächsten Schritt wurden zu allen Jahresmittelwerten die zugehörigen Varianzkoeffizienten berechnet und deren Beträge in einem Diagramm abgetragen. Der Variationskoeffizient ist ein Streuungsmaß und relativiert die Standardabweichung am Mittelwert. Zusätzlich wurde die Trendgerade berechnet. Die folgende Tabelle gibt die Vorzeichen der Steigungen der Trendgeraden des Variationskoeffizienten wieder.

Der Berücksichtigung des Variationskoeffizienten liegt folgende Idee zugrunde:

Das atmosphärische Austauschverhalten ist, wie bereits erläutert, kein übers Jahr kontinuierlich stattfindender Prozess, sondern zeitlich und räumlich begrenzt. Wird nun die Stabilität der Atmosphäre nachteilig verändert, so ist anzunehmen, dass sich der eng begrenzte zeitliche Rahmen für einen Austausch auflöst und ein ständiger Strom stratosphärischer Luft in die Troposphäre stattfindet. Folglich wird die Varianz um den Mittelwert der Aktivität an Be-7

geringer werden, weil dies ja durch die Schübe von Luft mit hohem Berylliumgehalt in die sonst annähernd von diesem Radionuklid freien Luft hervorgerufen wird.

Diese Tatsache wird durch einen negativen Trend der Ausgleichsgeraden ausgedrückt.

Der Sachverhalt wird am ausgeprägtesten in den längsten Zeitreihen zu finden sein und in den kürzeren Zeitreihen durch andere Effekte verwischen.

Tabelle 21 Varianzkoeffizient der Jahresmittelwerte der Be-7-Konzentration

Zeitraum	Station	Varianzkoeff
1969 - 1999	Bordeaux	-
	Orsay	-
	Tilly	-
1969 - 1990	Bordeaux	-
	Orsay	-
	Tilly	-
	Braunschweig	-
1974 - 1987	Bordeaux	+
	Orsay	-
	Tilly	+
	Braunschweig	-
	Finnland	+
	Skibotn	+
	Antofagasta	+
	Chacaltaya	-
	Puerto Mont	+
	Isla de Pascua	-
	New York	+
Südpol	+	
1986 - 1996	Bordeaux	+
	Orsay	+
	Tilly	-
	Dijon	-
	Essen	+

Sowohl an allen Stationen für den Zeitraum 1969 – 1999 als auch für 1969 – 1990 liegen negative Steigungen der Ausgleichsgeraden vor. In diesen Fällen wird die Theorie bestätigt.

Wie erwartet tritt dieser Effekt in den kürzeren Zeitreihen zurück.

11.2.6 Auswertung von Maximal- und Minimalwerten

11.2.6.1 Verhältnismerte der maximalen zu den minimalen Monatswerten eines Jahres

Besser zur Diskussion der Be-7 Daten eignen sich anstatt der Absolutzahlen Verhältnismerte, weil trotz einer Korrektur der Daten ein Einfluss des Sonnenfleckenzyklus nicht vollständig ausgeschlossen werden kann und er durch die Monatsverhältnismbildung weggemittelt wird und auf diese Weise nicht berücksichtigt werden muss.

Für das folgende Diagramm wurde für jedes Jahr jeweils der Monat mit dem Höchstwert der Be-7-Konzentration zu dem mit der Niedrigsten ins Verhältnis gesetzt und die Ausgleichskurve für dieses Verhältnis über den jeweiligen Beobachtungszeitraum berechnet. Mit den zweit-, dritt-....u.s.w. höchsten Werten wurde genauso verfahren.

Dieses Verfahren wurde deswegen gewählt, weil wie bereits erläutert, in den mittleren Breiten der Monat der höchsten Konzentration die Zeit des maximalen Austauschs zwischen Stratosphäre und Troposphäre repräsentiert, während der Monat der niedrigsten Konzentration wenig stratosphärische oder rein troposphärische Luft enthält.

In den nachfolgenden Diagrammen wurden die Steigungen der Trendgeraden der max / min-Verhältnisse der beiden längsten Beobachtungsintervalle dargestellt.

Im ersten Diagramm die Steigungen der Trendgeraden von 1969 – 1999 und im Zweiten von 1969 – 1990.

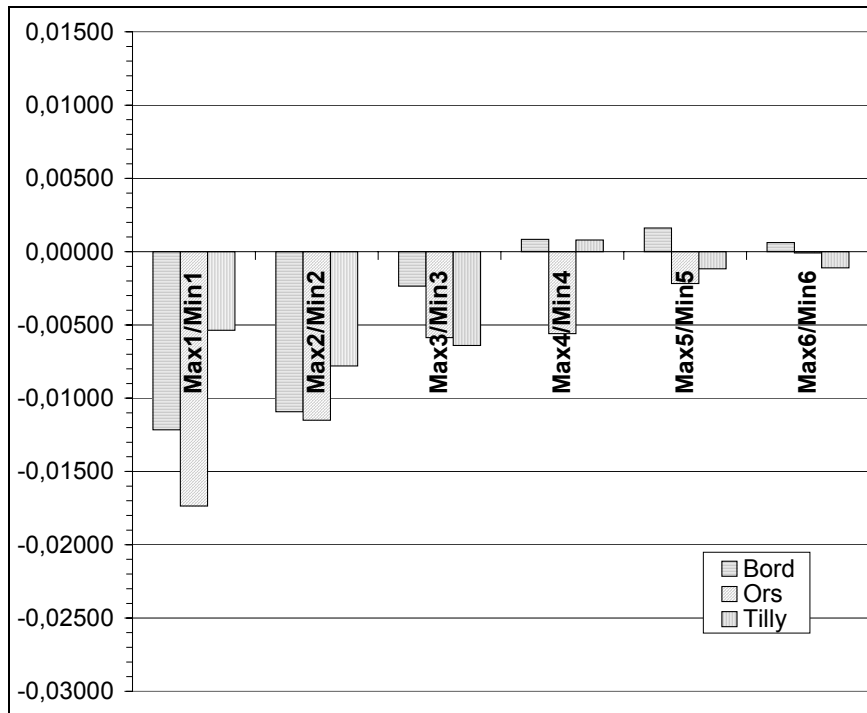


Abbildung 45 Steigung der Trendgeraden der max/min – Verhältnisse 1969 – 1999

Dem Diagramm ist zu entnehmen, dass bei allen sechs max/min - Verhältnissen der stratosphärische Einfluss über den Beobachtungszeitraum abnimmt, obwohl die Produktionsrate des Be – 7 faktisch konstant ist. Der Betrag der Steigungen gibt Auskunft über den stratosphärischen Einfluss. Er ist bei Max1/Min1 am stärksten ausgeprägt und nimmt bis zum Max3/Min3 – Monatsverhältnis ab. Ab diesem Verhältnis treten auch vereinzelt positive Steigungen auf.

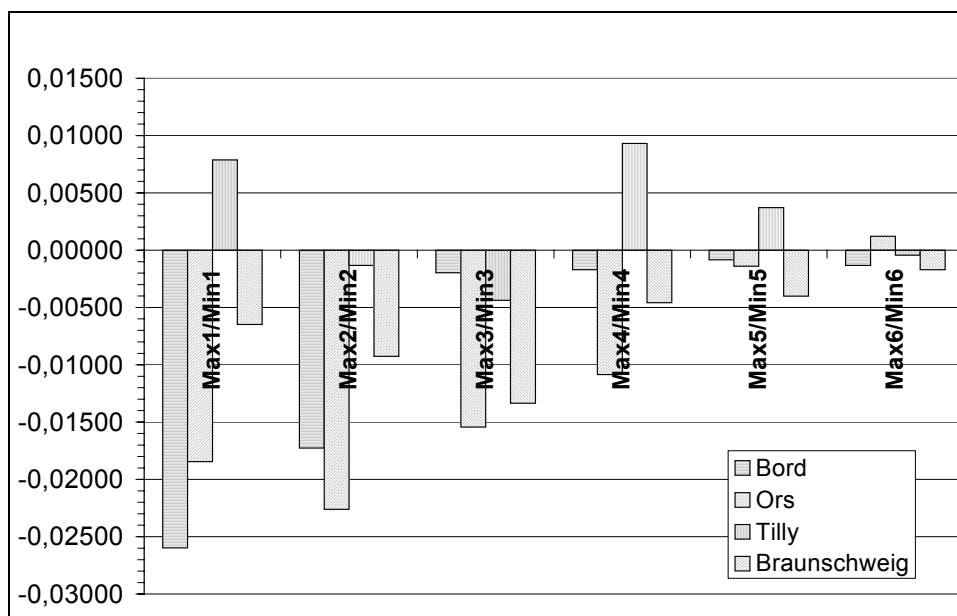


Abbildung 46 Steigung der Trendgeraden der max/min – Verhältnisse 1969 – 1990

Diagramm 47 zeigt ähnliche Verhältnisse wie das Vorangehende. In diesem Zeitraum sind die Steigungen sogar noch ausgeprägter. Die Station Braunschweig fällt aus der Betrachtung heraus, hier treten auch bei dem ersten Monatsverhältnis positive Geradensteigungen auf. Diese Tatsache kann auf die große Streuung lokaler Einflüsse zurückgeführt werden.

Es bleibt jedoch festzustellen, dass beide Diagramme auf eine deutliche Änderung des atmosphärischen Austauschverhaltens hinweisen, weil die Wichtigkeit des zeitlich definierten, schubweisen Austauschs abnimmt.

11.2.6.2 Abweichung der Jahresextrema vom jeweiligen Jahresmittelwert

Dieser Darstellung lag der folgende Gedanke zu Grunde:

Der Austausch erfolgt erfahrungsgemäß in Schüben zu genau definierten Zeiträumen, wie bereits auf den vorangehenden Seiten diskutiert, auf der Nordhalbkugel im Frühjahr und der Südhalbkugel im Herbst eines jeden Jahres.

Ändert sich nun das Austauschverhalten, weil beispielsweise die Tropopause als natürliche Barriere durchlässiger wird, so ist anzunehmen, dass die Wichtigkeit der Frühjahrsinjektion - relativ gesehen- abnimmt und sich ein ständiger, erhöhter Hintergrund einstellen wird.

Hierzu wurde in einem Diagramm die Abweichung der sonnenfleckenkorrigierten, jeweils maximalen und minimalen Monate vom jeweiligen Jahresmittelwert eingezeichnet und die Trendgeraden berechnet. Ein negatives Vorzeichen der Trendgeraden würde die oben genannte Theorie stützen.

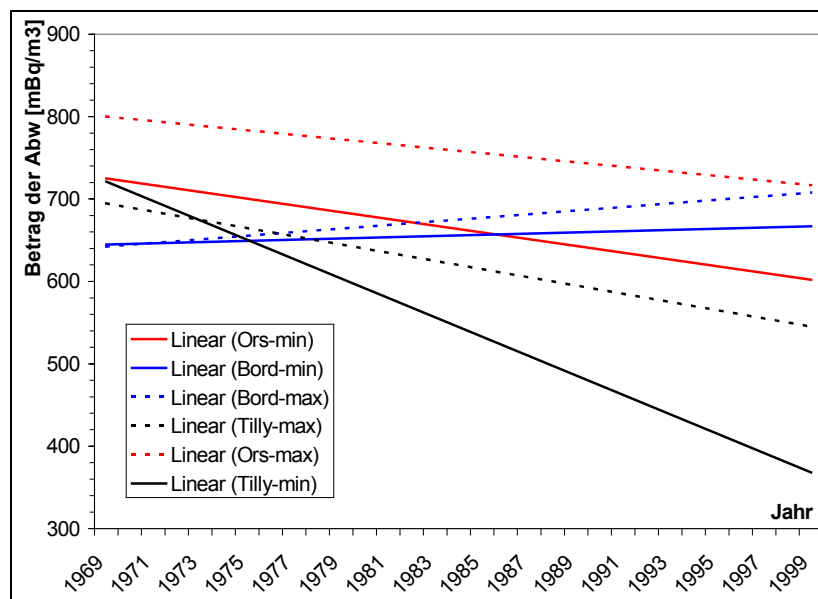


Abbildung 47 Abweichung der Jahresextrema vom Jahresmittelwert 1969-1999

Das Diagramm zeigt die Trendgeraden für den Zeitraum von 1969 bis 1999 und bestätigt den Sachverhalt an zwei von drei Stationen, nämlich in Tilly und Orsay.

Nur in Bordeaux liegt ein positiver Trend vor. Die durchgezogenen Linien sind die Trendgeraden der Abweichung der Minima, die gestrichelten die der Maxima vom Jahresmittel.

Daraufhin wurden die Daten für den Zeitraum von 1969 bis 1990 auf die selbe Art aufbereitet. Innerhalb dieser Zeitspanne tritt dieser Effekt sogar für alle vier Stationen nämlich in Tilly, Orsay, Bordeaux und Braunschweig deutlich hervor.

Um die Theorie zu stützen wurden die Berylliumwerte der zuletzt genannten Stationen über den Beobachtungszeitraum gemittelt und die jährlichen Extrema am Mittelwert relativiert.

Das folgende Diagramm zeigt das Ergebnis der Untersuchung. Die Strichpunkt-Linien kennzeichnen den Mittelwert der Berylliumkonzentrationen.

Alle Abweichungen der Minimalwerte weisen einen positiven, alle Abweichungen der Maximalwerte einen negativen Trend auf.

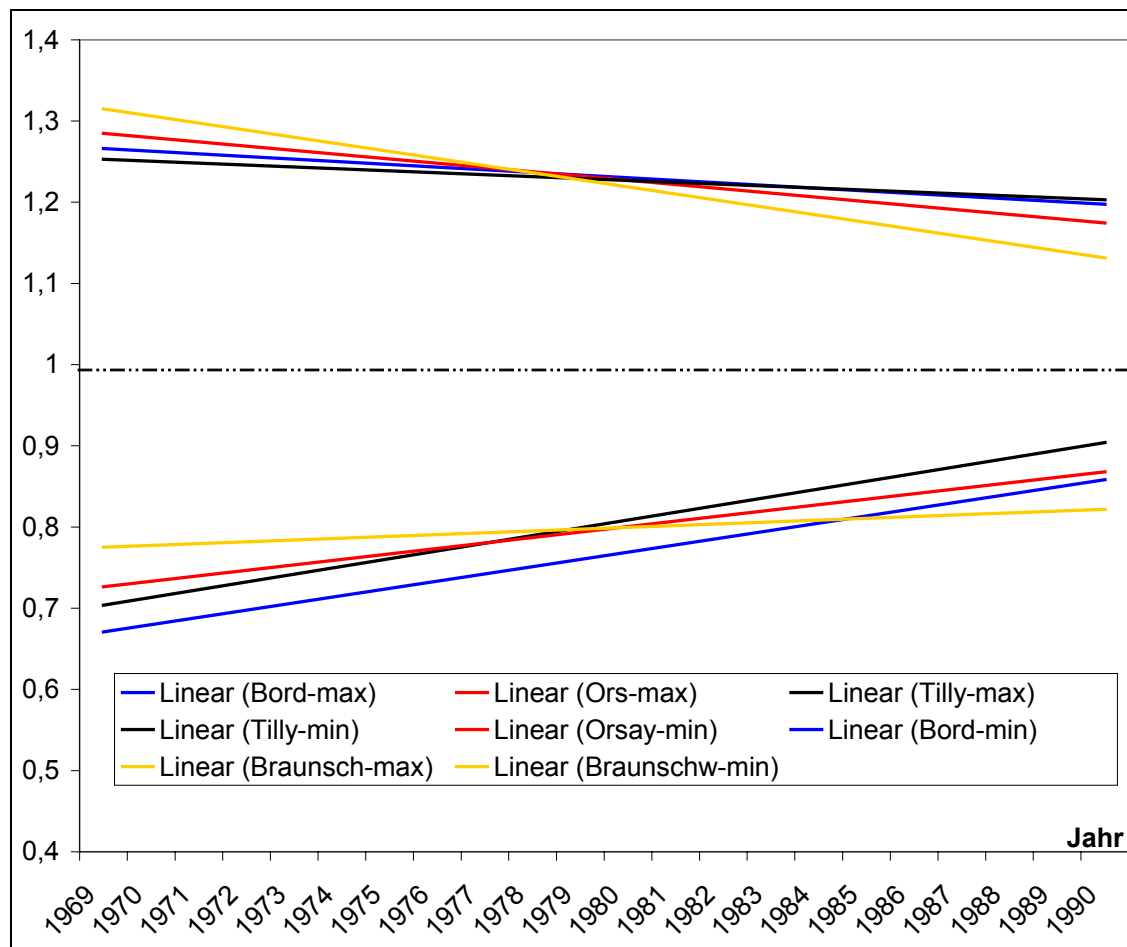


Abbildung 48 Relative Abweichung vom Mittelwert des Beobachtungszeitraumes

Interpretiert man die Minimalwerte als einen Indikator für rein troposphärische Luft und im Umkehrschluss die Maxima als Luftmassen stratosphärischen Ursprungs, so gelangt man zu dem Schluss, dass die Wichtigkeit des schubweisen Austauschs nachgelassen hat, die Hintergrundkonzentration aber angestiegen ist.

Beide Diagramme weisen deutlich auf eine Änderung des Austauschverhaltens hin. Diese Effekte lassen sich jedoch nicht innerhalb kürzerer Zeiträume nachweisen.

Im weiteren Vorgehen wurde die zeitliche Lage der Extrema innerhalb des Jahres untersucht, um festzustellen, ob sich die Häufung des Maximums im Frühjahr zu Gunsten einer anderen Jahreszeit verändert hat.

Hierzu wurde der Monat mit dem maximalen und minimalen Wert für alle Stationen erfasst und die Häufung des Auftretens der Extrema innerhalb der Monate für Zeiträume von fünf, zehn und fünfzehn Jahre erfasst. Alle Untersuchungen der zeitlichen Verteilung lieferten jedoch keine signifikanten Ergebnisse.

11.2.7 Korrelation zwischen der Änderung der Tropopausenhöhe und der Berylliumkonzentration

Um einen Zusammenhang zwischen dem Anstieg der Tropopausenhöhe und der Berylliumkonzentration zu untersuchen, wurden die räumlich am nächsten liegenden Stationen der Radiosondenaufstiege und der Berylliumkonzentrationen ausgewählt und deren Werte miteinander korreliert.

Dabei erstreckt sich der Beobachtungszeitraum für die Stationen Essen – Essen und Nancy – Dijon von 1986 bis 1996 und für die übrigen Stationen von 1970 bis 1999.

Im Einzelnen wurden die folgenden Stationspaare miteinander verglichen:

Radiosondenaufstiege		Berylliumkonzentration	Beobachtungszeitraum
Lyon	-	Tilly	
	-	Bordeaux	1970 – 1999
Trappes	-	Orsay	
Nancy	-	Dijon	1986 – 1996
Essen	-	Essen	

Die folgende Tabelle zeigt als Ergebnis die Korrelationskoeffizienten der Untersuchungen, zum Einen der Jahresmittelwerte der Berylliumkonzentration und der Tropopausenhöhe, zum Anderen der gemittelten sechs kleinsten Werte der ^7Be – Konzentration innerhalb eines jeden Jahres als Indikator rein troposphärischer Luft und der Tropopausenhöhen.

Tabelle 22 Korrelationskoeffizienten der Tropopausenhöhe mit der Berylliumkonzentration

Korrelierte Stationen	Korrelationskoeffizient	
	Minimalwerte Be^7-TP-Höhe	Mittelwerte Be^7-TP-Höhe
Lyon – Bordeaux	0,45	0,30
- Tilly	-0,003	-0,20
Essen – Essen	0,26	0,27
Orsay – Trappes	0,18	0,20
Dijon – Nancy	-0,54	-0,50

Die Koeffizienten weisen eine sehr schlechte Korrelation, zum Teil auch Antikorrelationen aus, obwohl für beide Datenkollektive sehr ähnliche Trends über die Zeiträume vorherrschen. Das könnte ein Hinweis darauf sein, dass die Zunahme der Berylliumkonzentration innerhalb der Beobachtungszeiträume, die vorangehend bereits diskutiert wurde, nicht alleine nur auf die Zunahme der bestrahlten Luftmasse die durch den Anstieg der Tropopause resultiert, stammen kann, sondern dass sich vielmehr ein dynamischer Effekt dahinter verbirgt, der aus einer Änderung des Austauschverhaltens zwischen Stratosphäre und Troposphäre resultiert.

11.3 Ergebnisse anderer Autoren

Husain (1977) zeigte, dass Schübe höherer ^7Be - Konzentrationen bei Whiteface Mountain, New York (1,5 Kilometer Höhe) einhergingen mit Luftmassen stratosphärischen Ursprungs.

Viezee, W., (1980) beschreibt die Verteilung von ^7Be in der unteren Troposphäre, basierend auf Messungen durch das US- Energiedepartment im Zeitraum von 1973 bis 1975.

Er zeigt an Hand der Daten, dass der jährliche durchschnittliche Einfluss stratosphärischer Luft in der nördlichen Hemisphäre um 20 bis 30 % höher sein kann als in der südlichen.

Diese Asymmetrie ist am deutlichsten zur Frühlingszeit der Nordhalbkugel und erreicht ihren Scheitelpunkt im April. Über Nordamerika zeigt die Be- Konzentration eine starke Korrelation (Linearkoeffizienten von 0,8 bis 0,9) mit dem Auftreten troposphärischer Tiefdruckzonen über mehrere Breitengrade. Er macht deutlich, dass der Stratosphären - Troposphärenaus-tausch (S / T) mit dem Jahresverlauf eine Schwankung durchläuft, die wiederum stark vom Breitengrad abhängig ist.

Im Bereich der mittleren Breiten (40- 50° N) über Nordamerika ist der Austausch im Sommer am größten, in den niedrigeren Breitengraden hingegen (20- 30°N) hat er sein Maximum im Winter und Frühjahr.

Analysen der ^7Be - Daten verifizieren sowohl die Gültigkeit des meteorologischen S / T- Austausches als auch die Wirksamkeit von Beryllium 7 als Tracer für Stratosphärenluft. Auch wenn 40 % des ^7Be in der Oberflächenluft aus der Troposphäre stammen, so sind die strato-sphärischen Intrusionen doch klar zu identifizieren.

Dibb, E., (1989) hat die Nass- und Trockenmasse (kombiniert) durch den atmosphärischen Transport von ^7Be bei den Solomons, Maryland von März 1986 bis November 1987 erfasst.

Die monatlichen Flüsse des ^7Be zeigten Maxima im späten Frühling. Das Maximum beim Transport war 1986 und 1987 sehr ähnlich. Es wurde eine starke Saisonalität des Transports von ^7Be bei 40 °N festgestellt.

Die atmosphärische Ablagerung von ^7Be ist saisonal verschieden. Dies ist das Ergebnis zwischen dem Bildungsprozess und dem Verdünnungsprozess während der Ausfällung. Die größte Ablagerung ist durch die heftigen Regenfälle während der späten Sommermonate zu erkennen.

Baeza, A., et. al. (1996) haben die wöchentlichen Durchschnittskonzentrationen von ^7Be in der Atmosphäre bei Cáceres (Spanien) für drei aufeinanderfolgende Jahre, von 1992 bis 1994 bestimmt. Die Werte zeigten ein starkes Saisonverhalten, nach Meinung der Autoren grundlegend bedingt durch zwei Effekte:

- den Einschluss von ^7Be in den niedrigen Troposphärenschichten, verursacht durch die Verschiebung von Luftmassen aus höheren Lagen durch die Solar- Bestrahlung, und
- die Reinigung bzw. Ausfällung von ^7Be aus der Atmosphäre durch Regen.

Die ^7Be Konzentration ist in den unteren Schichten zeitlichen Fluktuationen unterworfen und um diese zu verstehen wurden Aerosolpartikel mit Radionukliden gesammelt und analysiert.

Ein Einflussfaktor, der die ^7Be Konzentration beeinflusst ist der Regenfall. Je größer der Unterschied zwischen nassen und feuchten Monaten ist, desto stärker ist sein Einfluss.

Dieses ist besonders für Frühling und Herbst zu beobachten, den regenreichsten Monaten in Spanien. Das Maximum in der ^7Be Konzentration in den heißen Monaten erklären die Autoren mit dem Aufstieg warmer Luftmassen. Dadurch fallen kalte Luftmassen mit einem hohen Anteil kosmogener Radionuklide in tiefere Schichten und erhöhen damit die ^7Be Konzentration in der bodennahen Atmosphäre.

Feely et al. (1989) versucht die Fluktuation mit einer Aufwärtsbewegung der warmen Luftmassen zu erklären. Eine weitere Erklärung ist die Faltung der Tropopause, die von geringem Druck in der Troposphäre begleitet wird. Außerdem könnten Wetterphänomene wie Stürme zur Erklärung herangezogen werden. Nach *Feely et al.* hängt die ^7Be Konzentration von vier Faktoren ab:

- dem Luftaustausch zwischen Stratosphäre und Troposphäre
- der vertikalen Durchmischung der Troposphäre
- dem Absteigen von Luftmassen
- der Ausfällung

Der Einfluss der einzelnen Faktoren hängt von der geographischen Breite und den damit zusammenhängenden meteorologischen Gegebenheiten der Zone ab.

1989 wurde während des NOAA Programms Luftproben in der Arktis genommen, um zeitliche und räumliche Verteilung von ^7Be und ^{210}Pb zu bestimmen.

Die Proben wurden auf Filtern gesammelt und das Probenvolumen ermittelt. Die ^7Be -Aktivität wurde gamma-spektographisch bestimmt.

^7Be hatte eine maximale Konzentration in einer Höhe von 4 – 5 Kilometer wie in der freien Troposphäre. Es scheint, dass die erhöhten ^7Be - Werte in der Schicht der freien Tropopause (4 – 5 Kilometer) durch die Intrusion stratosphärischer Luft durch den arktischen Jetstrom erklärt werden können. Die vertikale ^{210}Pb Verteilung zwischen den hocharktischen und gemäßigten arktischen Breiten zeigt einen ausgeprägten Unterschied im Sommer 1988. In einer geographischen Breite von 65 Grad Nord war die Konzentration in einer Höhe von 3-6 Kilometer höher als in 1 Kilometer Höhe. Die Umkehrung dieses Trends ist ab 60 Grad nördlicher Breite zu beobachten. Dieses heißt, dass am Boden höhere Konzentrationen zu finden sind, als in Nähe der eigentlichen Quelle.

Das gleiche vertikale Verteilungsmuster ist auch für andere Aerosolpartikel zu beobachten, die mit der gleichen Messmethode gesammelt wurden. Die Messungsergebnisse von ^{210}Pb legen nahe, dass die Unterschiede zwischen der Troposphäre der hohen und der gemäßigten geographischen Breite auf die erhöhte Austauschaktivität zwischen Troposphäre und Stratosphäre in der Nähe des Jetstroms zurückzuführen sind.

In dieser Veröffentlichung wird herausgehoben, dass die Verteilung bestimmter Stoffe in der arktischen Sommertroposphäre maßgeblich durch die Stratosphäre bestimmt wird.

Das ^7Be - Profil zeigt eine steigende Konzentration mit zunehmender Höhe. Wobei die Mittelwerte geringer als die theoretischen Annahmen waren.

Die ^7Be - Konzentration kann räumlich und zeitlich stark variieren durch verschiedene Phänomene wie Verwirbelung, Luftmassenbewegung usw. Jedoch scheint das gefundene Maximum dem Normalzustand zu entsprechen.

Es wurde ein erhöhter ^7Be Gehalt gemessen in der Höhe von 4 Kilometer gegenüber höheren Lagen. Außerdem wurde dort ein erniedrigter Taupunkt festgestellt sowie erhöhte Ozonwerte. Zusätzlich waren die Potential vorticity erhöht, so dass von einem Einbruch stratosphärischer Luft in die Tropopause auszugehen ist. Es wird die Hypothese aufgestellt, dass dieses eine gewöhnliche Situation im Sommer ist. Beryllium 7 und Strontium 90 Konzentrationen wurden simultan in Proben von NASAs globalem atmosphärischen Stichprobenerhebungsprogramm gemessen. Die Proben wurden von Januar 1978 bis zum Juni 1979 bei 9 bis 12 Kilometern Höhe und zwischen dem 11 und 60 Grad nördlicher Breite gesammelt.

Es wurden die Messergebnisse dargestellt, wobei auch theoretische Werte aus der Literatur zum Vergleich angegeben wurden. Stratosphärische ^7Be Werte befinden sich in Einklang mit den theoretisch erwarteten Werten, jedoch ist die ^7Be Konzentration in der Troposphäre sehr

hohen Wechsels unterworfen, die durch Tropopausenfaltungen oder andere Phänomene hervorgerufen werden können.

Ebenfalls waren die ^{90}Sr Konzentrationen sehr hohen Wechsels unterworfen, die nicht eindeutig erklärt werden konnten.

Die Korrelation von ^7Be und ^{90}Sr wurde dargestellt, wobei eine sehr hohe Übereinstimmung festzustellen ist. Jedoch sind auch Unterschiede festzustellen. So sollte das Verhältnis zwischen ^7Be und ^{90}Sr abnehmen, da in der Beobachtungszeit kein neues ^{90}Sr zugeführt wurde. Da ^7Be ständig produziert wird und ^{90}Sr ständig zerfällt, muss eine Unverhältnismäßigkeit auftreten.

Für alle Standorte wurde ein Minimum von stratosphärischem ^7Be zwischen Oktober bis Dezember beobachtet, wohingegen ein Maximum zwischen Mai und Juni beobachtet wurde. Die ^7Be - Produktion in der Troposphäre bestimmt die jährliche Konzentration. Jahreszeitliche Schwankungen können durch den Einbruch stratosphärischen ^7Be entstehen. Grund für die jahreszeitlich abhängigen Einflüsse sind die Tropopausenfaltungen nahe der Jetströme.

11.4 Diskussion

Es konnte der Einfluss der geographischen Lage und der Höhe der Messstationen auf die ⁷Be-Konzentration nachgewiesen und eine deutliche Abhängigkeit der Konzentrationswerte von der Entfernung der Messstationen vom Strahlstrom festgestellt werden.

Innerhalb der beiden längsten Zeiträume (1969 – 1999 und 1969 - 1990) wurde ein Anstieg der Jahresmittelwerte an zwei von drei bzw. an drei von vier Stationen nachgewiesen. Insbesondere in dem zuletzt genannten Zeitraum zeigt sich ein sehr homogenes Bild bei den Vorzeichen der Trendgeraden:

Ein steigender Trend der Jahresmittelwerte und der minimalen Monatsmittelwerte einhergehend mit fallenden Trendgeraden der maximalen Monate bei einem gleichzeitigen Absinken des Variationskoeffizienten innerhalb des selben Zeitraums lässt einen Rückschluss auf eine Änderung des atmosphärischen Austauschverhaltens zu.

Um die Annahme zu stützen, wurde der jeweils maximale zu dem minimalen Monat innerhalb eines Jahres ins Verhältnis gesetzt und die Trendgerade ermittelt, mit den zweit, dritt ... usw. kleinsten (größten) Werten wurde ebenso verfahren. Der Betrag der einzelnen Steigungen gibt Auskunft über den stratosphärischen Einfluss. Hierbei konnte nachgewiesen werden, dass die Wichtigkeit des zeitlich definierten, schubweisen Austauschs durch die Tropopause hindurch nachlässt.

Dieses neue Ergebnis korreliert sehr gut mit der bei der Auswertung der Tropopausenhöhe gewonnenen Erkenntnis, dass sich die räumliche Distanz zwischen der ersten und zweiten Tropopause innerhalb des selben Zeitraums deutlich verringert und die räumlichen Fluktuationen der ersten Tropopause in der Höhe nachgelassen hat.

Alle weiteren Untersuchungen wie die der Abweichung der Maximal- und Minimalwerte vom Jahresmittelwert und die Abweichung dieser Daten vom Mittelwert über den gesamten Beobachtungszeitraum stützen die Theorie, dass eine Änderung in der Struktur der Atmosphäre stattgefunden hat, die den Austausch über die Tropopause hinweg nachhaltig beeinflusst. Insbesondere deshalb, weil weitere Untersuchungen gezeigt haben, dass der Anstieg der Berylliumkonzentration nicht allein durch die, aus dem Anstieg der Tropopause veränderten Schichtdicke resultieren kann.

12 AUSWERTUNG DER TEMPERATURDATEN

12.1

Die Struktur der Atmosphäre wird wesentlich durch die Temperaturgradienten geprägt. Wie bereits beschrieben nimmt die Temperatur in der Troposphäre mit der Höhe ab und in der Stratosphäre zu. Der Ort an dem dieser Gradientenwechsel erfolgt wird als Tropopause bezeichnet. Die Stabilität der Atmosphäre steht dabei in direktem Zusammenhang mit der Größe des Temperaturgradienten.

Untersuchungen der Temperatur der Atmosphäre zeigen eine Erwärmung der Tropopause, bedingt durch den vermehrten Eintrag antropogener infrarotaktiver Gase einhergehend mit einer stratosphärischen Abkühlung, die aus dem Abbau der Ozonschicht resultiert.

Hieraus könnte eine Schwächung des Temperaturgradienten resultieren, die zu einer Änderung des temperaturbedingten Schichtungsaufbaus führt, welcher dann wiederum das atmosphärische Austauschverhalten beeinflussen würde.

Alle Ergebnisse der vorangehenden Untersuchungen, sowohl die der Lage der Tropopause als auch die der ^7Be -Konzentration weisen bereits darauf hin, dass strukturelle Änderungen eingetreten sind und sollen nun durch die Ergebnisse der Temperaturdatenanalyse gestützt werden.

Im Folgenden werden die Ergebnisse aus den Untersuchungen der Temperaturprofilen dargestellt. Als Datengrundlage dienen die in Kapitel 7.2.2 vorgestellten Zeitreihen höhenbezogener Temperaturangaben. Insgesamt lagen Daten von den vier französischen Wetterstationen Brest, Lyon, Nancy und Trappes vor. Die ausgewerteten Daten reichten bis in das Jahr 1970 zurück.

12.2 Ergebnisse

In einem ersten Schritt wurden die nach Aufstieg und Stationen getrennten und über die jeweilige Höhe gemittelten Monatsmittelwerte zu Jahresmittelwerten zusammengefasst. Als maximale Aufstiegshöhe wurden 20000 Meter festgelegt und alle, über dieser Höhe vorhandenen Werte verworfen.

Diese Jahresmittelwerte wurden dann in Diagrammen eingezeichnet und, um Veränderungen festzustellen, manuell ausgewertet. Dieser erste Schritt diente als Grundlage für alle weiteren Auswertungen und lieferte bereits erste wichtige Erkenntnisse und weitere Anhaltspunkte für relevante Untersuchungen.

12.2.1 Untersuchung der Jahresdiagramme der Komplettaufstiege

Das folgende Diagramm zeigt solche Komplettaufstiege als Jahresmittelwerte alle 1000 Meter bis in eine Endhöhe von 20000 Meter. Eingezeichnet wurden die Mittelwerte der Jahre 1975, 1980, 1985, 1990, 1995 und 1999. Dargestellt werden in Abbildung 49, stellvertretend für alle weiteren Stationen die Daten von Brest, weil alle anderen untersuchten Stationen exakt die gleichen Ergebnisse lieferten.

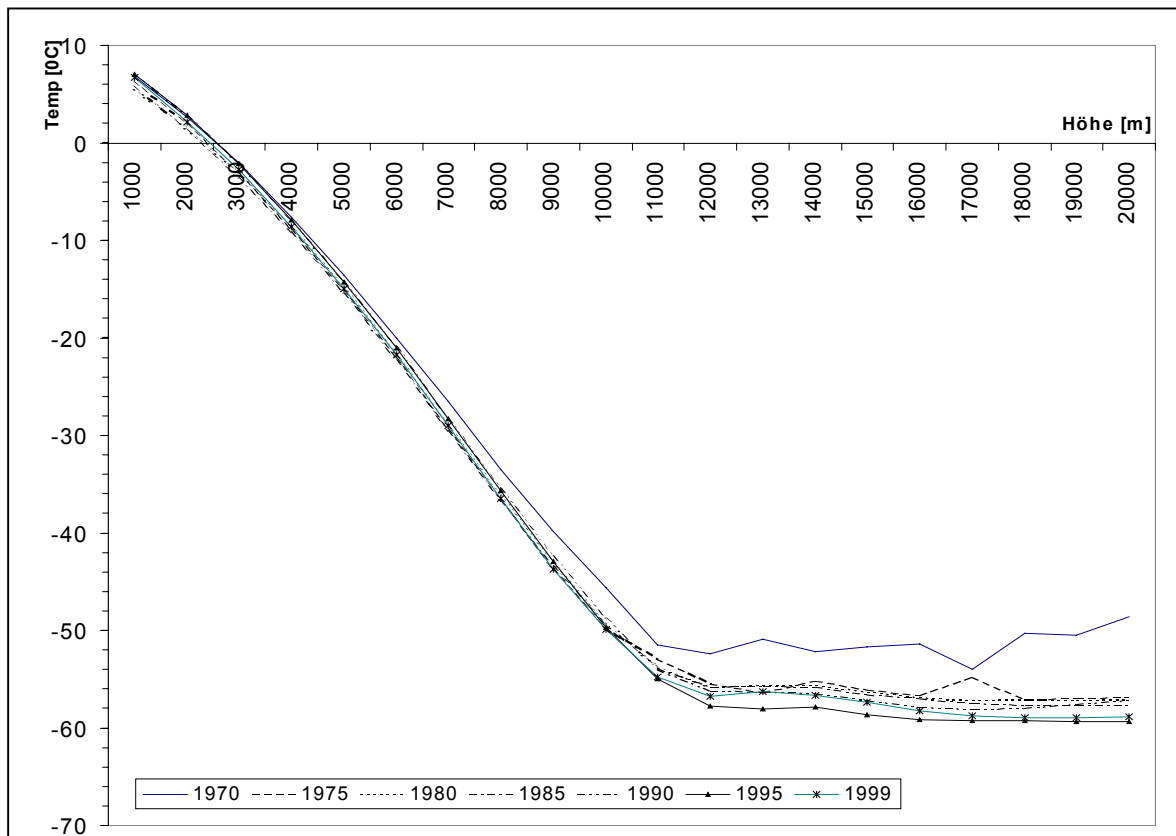


Abbildung 49 Jahresmittelwerte für Komplettaufstiege in Brest.

Bei der Auswertung der Einjahresdiagramme ist festzustellen, dass

- die Veränderungen in der Troposphäre weniger augenscheinlich sind als in der Stratosphäre. Die Temperatur im unteren Bereich der Troposphäre (bis 3000 Meter) ist angestiegen. In diesem Zusammenhang ist auch der Anstieg der Tropopause, der in dieser Darstellung als deutlicher Knick im Temperaturprofil zu identifizieren ist, nachzuweisen. Diese Änderungen haben aber scheinbar kaum den Temperaturgradienten innerhalb der ersten 10000 Meter beeinflusst.
- die Veränderungen ab 10000 Metern Höhe, also in dem Gebiet der Tropopause und der unteren Stratosphäre jedoch sehr deutlich hervor treten. Es hat innerhalb des Beobachtungszeitraums eine deutliche Abkühlung stattgefunden. Innerhalb der Jahre haben die Temperaturänderungen mit der Höhe nachgelassen, so dass von Beginn bis Ende des Beobachtungszeitraums die stratosphärische Temperatur homogener geworden ist.

Es ist jedoch nicht nur so, dass sich die 10000 – 20000 Meterschicht insgesamt abgekühlt hat, sondern vielmehr, dass der Temperaturgradient innerhalb dieses Höhenbereichs geschwächt wurde dadurch, dass die Abkühlung im oberen Bereich deutlicher war als im unteren Bereich. Dieser Sachverhalt würde eine Zunahme thermischer Turbulenzen in dem sonst thermodynamisch eher stabilen Bereich bedeuten, was zwangsläufig einen Einfluss auf den SS / TS – Austausch als Folge hätte.

12.2.2 Temperaturentwicklung in der Atmosphäre

12.2.2.1 In der Gesamtatmosphäre

Zur Untersuchung der Temperaturentwicklung der Gesamtatmosphäre wurden zunächst Jahresmittelwerte für jede Station über alle Höhen gebildet und diese dann zur Glättung der Werte zu Fünfjahresmittelwerten zusammengefasst.

Weil sich zur Darstellung der Temperaturänderung Absolutangaben nur sehr bedingt eignen, wurden die Änderungen als prozentuale Abweichung auf den Mittelwert des ersten Zeitraums ausgedrückt.

Im nachfolgenden Diagramm ist die Entwicklung dargestellt, indem auf der x – Achse die Mittlungszeiträume und auf der y – Achse die prozentuale Änderung bezogen auf den Mittelwert des Zeitraumes 1974 – 1979 eingezeichnet wurde.

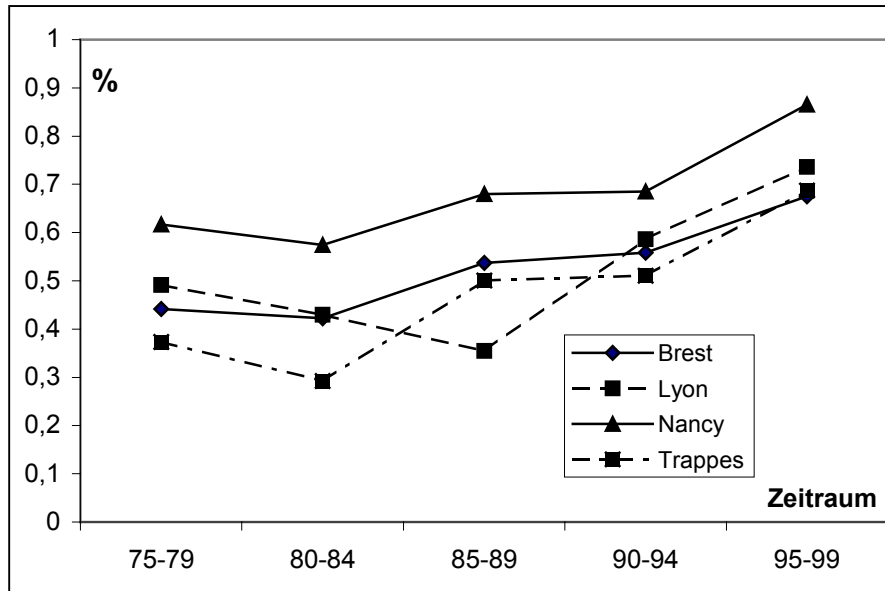


Abbildung 50 *Temperaturentwicklung in der Atmosphäre*

Aus dem Diagramm geht sehr deutlich hervor, dass es trotz einer Erwärmung im Zeitraum 1980-1984 in Bezug auf den Mittelwert von 1970-1974 an allen Stationen, ab diesem Zeitraum eine relativ stetige Abkühlung der Atmosphäre über den gesamten gemittelten Höhen, im Bereich von 1000 bis 20000 Meter stattgefunden hat.

Innerhalb des Zeitraums 1974-1979 hat eine Abkühlung im Mittel über alle Stationen um 0,48 % und im Zeitraum von 1995-1999 um 0,74 % bezogen auf das erste Beobachtungsintervall, stattgefunden. Dabei war die Abkühlung in Nancy vor Lyon am stärksten, gefolgt von den beiden Stationen Brest und Trappes.

12.2.2.2 In der Troposphäre und Stratosphäre

Zur differenzierteren Untersuchung der Temperaturentwicklung wurden die Beträge der Trendgeraden für die Temperaturveränderung an den vier Stationen für den 30 jährigen Beobachtungszeitraum, getrennt nach Stratosphäre und Troposphäre, ermittelt. Hierzu wurde in

den Tabellen mit den Jahresmittelwerten manuell die Tropopause als erster Gradientenwechsel identifiziert und gekennzeichnet.

Anschließend wurden die Jahresmittelwerte getrennt für Tropo- und Stratosphäre berechnet, in Diagramme eingezeichnet und die Trendgeraden ermittelt. Im folgenden Diagramm wurden die Beträge der Trendgeraden eingetragen.

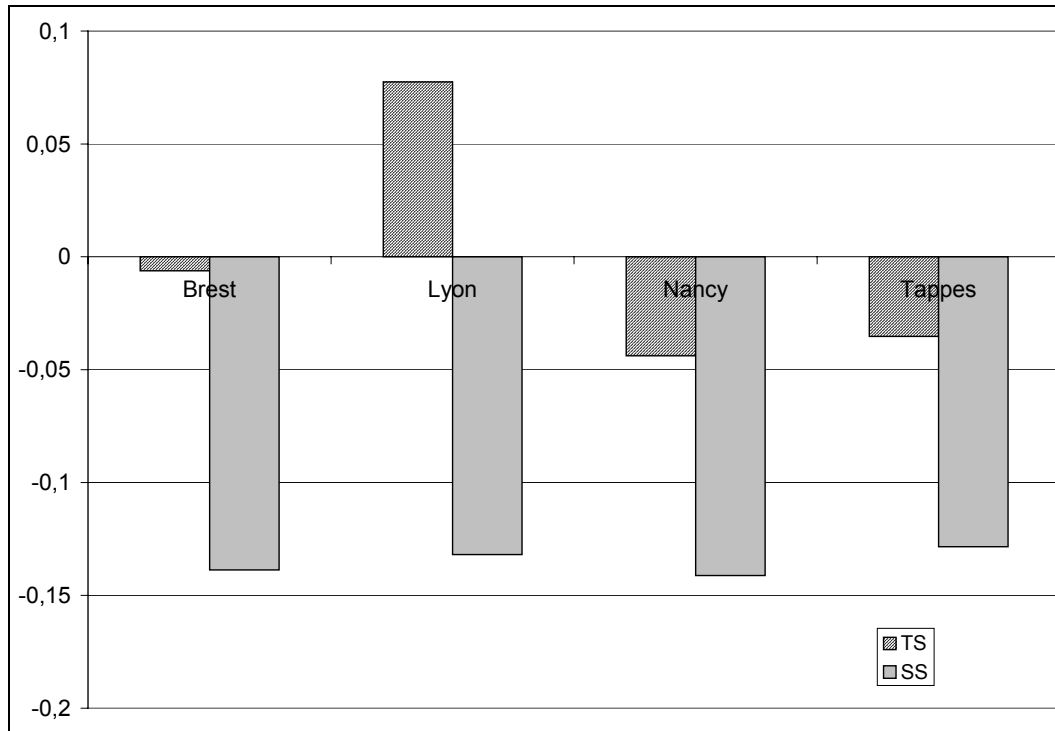


Abbildung 51 Steigung der Trendgeraden der Temperatur in Tropo- und Stratosphäre

Der Mittelwert der Temperatur in der Troposphäre und in der Stratosphäre hat über den Beobachtungszeitraum praktisch an allen Stationen mit Ausnahme in der Troposphäre von Lyon abgenommen. An den Beträgen lässt sich erkennen, dass die Temperaturänderung in der Stratosphäre viel deutlicher ist als in der Troposphäre und die Beträge der Steigungen liegen für diesen Teil der Atmosphäre an allen Stationen in nahezu dem gleichen Größenbereich.

Dieser Sachverhalt ist ein Anhaltspunkt dafür, dass die Temperatur im unteren Bereich der Atmosphäre deutlich von dem Anteil der vom Erdboden rückgestrahlten Infrarotstrahlung abhängt, der beispielsweise in Abhängigkeit lokaler Gegebenheiten wie z. B. orographischen oder geographischen Sachverhalten beeinflusst wird, während die Temperatur in den oberen Atmosphärenschichten durch die von der Ozonschicht abgestrahlten Infrarotstrahlung abhängt, die deutlich weniger lokaler Änderungen unterworfen ist.

12.2.2.3 In Schichten unterschiedlicher Höhen

Um den in den Komplettaufstiegen hervorgetretene Abkühlungs- und Erwärmungseffekt näher beschreiben zu können, wurden die Trendgeraden der Temperaturentwicklung für den Beobachtungszeitraum innerhalb einer jeden Höhe berechnet und die Beträge ihrer Steigungen in das folgende Diagramm eingezeichnet.

An allen untersuchten Stationen lagen völlig identische Trends vor, lediglich die Größe der Steigung variierte mit den Stationen. Aus dieser Darstellung gehen deutlich zwei Bereiche hervor:

- bis in eine Höhe von 7000 Meter hat, wie an den positiven Beträgen der Trendgeraden ersichtlich, eine Zunahme der Temperatur stattgefunden. Möglicherweise ein Hinweis auf den Treibhauseffekt, der die Temperaturentwicklung in der Troposphäre am deutlichsten beeinflusst. Die Beträge der Trendgeraden nehmen mit zunehmender Höhe ab und laufen im Bereich von 6000 bis 7000 Meter gegen Null. In diesem Teilbereich war die Änderung der Temperatur über die Jahre am geringsten.
- Ab dieser Höhe bis zum Ende des Beobachtungsbereichs besitzen die Trendgeraden eine negative Steigung, deren Beträge mit zunehmender Höhe deutlich größer werden. Das heißt, dass die Abkühlung im Bereich der Tropopause am geringsten ist und mit steigender Höhe zu nimmt.

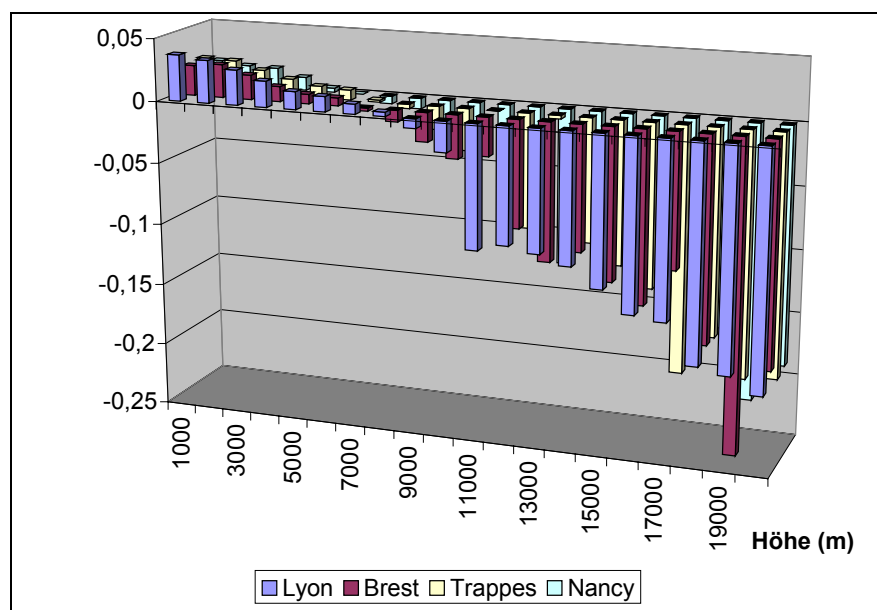


Abbildung 52 Änderung der Temperatur in unterschiedlichen Höhen

Diese Erkenntnis ist von einer enormen Relevanz für eine mögliche Änderung der Dynamik und des Austauschverhaltens der Atmosphäre. Wie bereits erläutert steht die Stabilität der Atmosphäre und damit verbunden das Austauschverhalten in direktem Zusammenhang mit dem Temperaturgradienten:

Dadurch, dass das Aufheizen der unteren Schichten durch die vom Boden abgestrahlte Infrarotstrahlung geschieht, nimmt die Erwärmung mit zunehmender Höhe ab. Der negative Temperaturgradient führt zu thermischen Turbulenzen und zu der guten Durchmischung der Troposphäre. Die Stabilität der Stratosphäre hingegen ist durch den positiven Gradienten geprägt.

Durch die stärkere Erwärmung am Boden, als im Rest der Troposphäre und die stärkere Abkühlung in 20000 Metern Höhe als im unteren Bereich der Stratosphäre, tritt eine Änderung dieses Gradienten ein, der unter Umständen den Austausch durch die Tropopause, die in diesen Breitengraden in etwa einer mittleren Höhe von 10 Kilometern anzusiedeln ist, nachhaltig beeinflusst.

12.2.3 Untersuchung struktureller Änderungen in der Stratosphäre

Weil in diesem Zusammenhang eine Änderung des Gradienten in der Stratosphäre einen größeren Einfluss nimmt und diese bei allen Untersuchungen auch deutlich hervortritt, wurden für die folgenden Diagramme zunächst für den Bereich von 11 bis 20 Kilometern Höhe Fünf-Jahres-Mittelwerte der Temperatur für die jeweiligen Höhen gebildet. Anschließend wurden die Trendgeraden in die Diagramme eingezeichnet.

Die folgenden Diagramme zeigen eben diese Trendgeraden für alle vier Stationen.

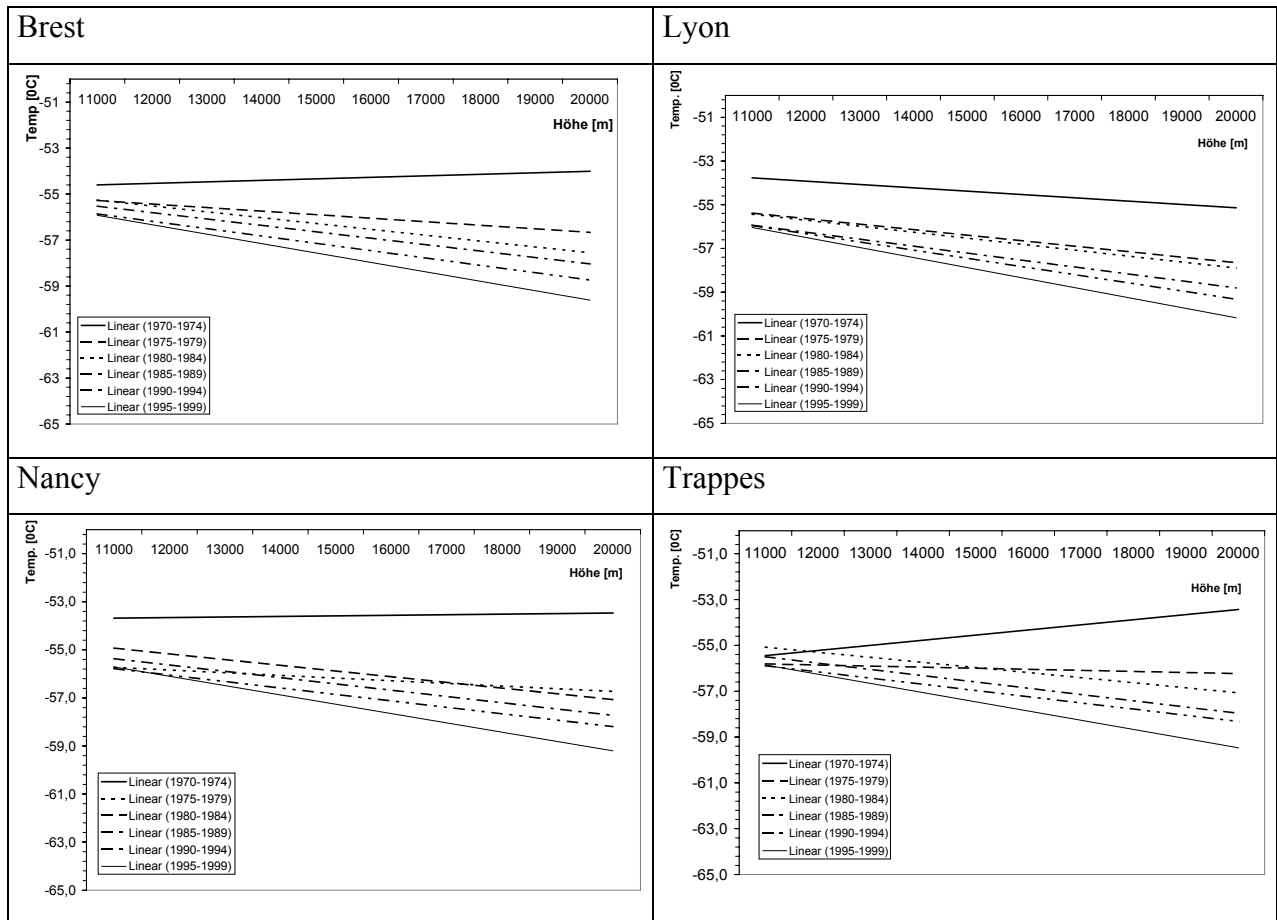


Abbildung 53 Trendgeraden der 5-Jahresmittelwerte in einer Höhe von 11000 – 20000 m

An allen Stationen ist der selbe Effekt zu erkennen:

- die an drei Stationen noch anfänglich positive Trendgerade kippt zunehmend. Das bedeutet, dass die laminare Struktur der Stratosphäre zunehmend instabiler werden muss, was das TS / SS – Austauschverhalten deutlich beeinflussen wird.

Dieser Sachverhalt stützt die vorangehenden Ergebnisse, insbesondere den Anstieg der ⁷Be - Konzentration und der Tropopausenhöhe über den selben Zeitraum.

Um weitere strukturelle Änderungen in der Stratosphäre nachweisen zu können, wurde in den Ein – Jahres - Diagrammen der Komplettaufstiege die Anzahl der deutlichen, als Knick in den Temperatur – Höhenverläufen zu identifizierenden Temperatursprünge ab dem ersten Gradientenwechsel herangezogen. Diese wurden manuell ausgezählt und in das nachfolgende Diagramm eingetragen.

Im Diagramm fällt auf, dass sich innerhalb des Beobachtungszeitraums ab etwa 1980 eine deutliche Veränderung in der Anzahl solcher Temperatursprünge abzeichnet.

Eine Interpretation des Diagramms führt zu dem Schluss, dass die Schichtung der Stratosphäre immer homogener zu werden scheint.

Diese deutliche und sehr abrupte Änderung ließ Anfangs auf eine Änderung der Messinstrumentation schließen. Meteo France verneinte jedoch auf eine erneute Rückfrage eine Änderung in der Messtechnik.

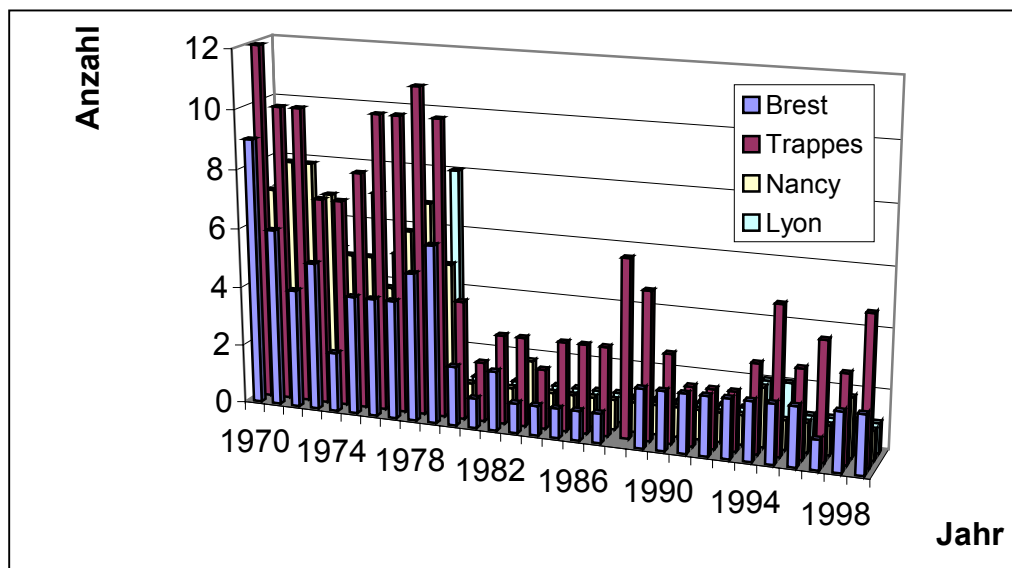


Abbildung 54 Entwicklung der Anzahl der Temperaturgradienten

Als ein weiteres geeignetes Maß um den beobachteten Effekt zu beschreiben, wurde die Varianz um den Mittelwert der Temperatur in den Bereichen von 10000 bis 15000 Metern Höhe und von 16000 bis 20000 Metern Höhe ermittelt und ihre Beträge in ein Diagramm eingezeichnet.

Der Trend der Temperaturvarianzen ist in den folgenden beiden Abbildungen dargestellt. Das erste Bild zeigt als Ergebnis der Untersuchungen die Trendgeraden im 10 bis 15 Kilometerbereich und das Zweite die des 16 bis 20 Kilometerbereichs:

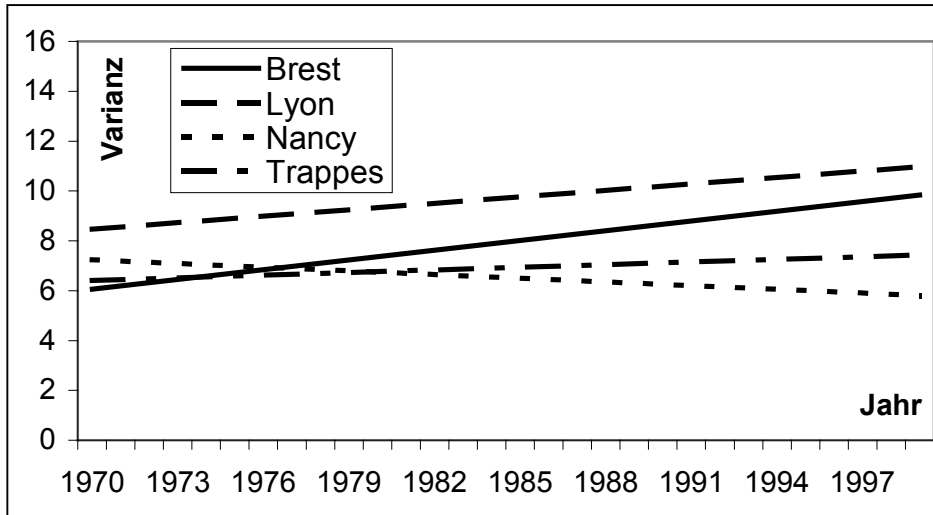


Abbildung 55 Varianz der Temperaturen zwischen 10000 m und 15000 m Höhe

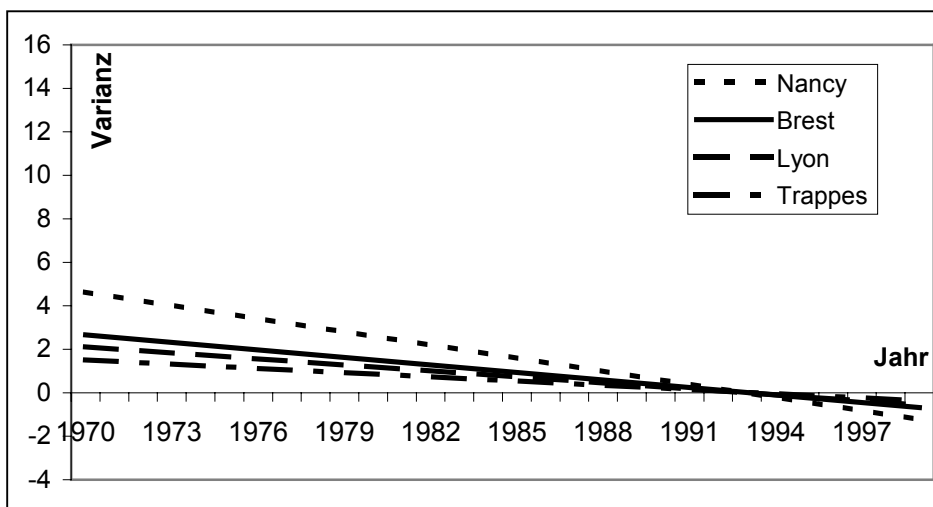


Abbildung 56 Varianz der Temperaturen zwischen 16000 m und 20000 m Höhe

Im ersten Diagramm steigt die Varianz an den Stationen Trappes, Lyon und Brest, nur in Nancy fällt die Trendgerade. Der Anstieg der Varianz kann in dem Anstieg der Tropopause über den Beobachtungszeitraum begründet sein. Ein Anstieg der Tropopause in dem hier untersuchten Höhenbereich würde - mit dem Gradientenwechsel als Konsequenz - zu einem Anstieg der Varianz führen. Eindeutiger hingegen ist das zweite Diagramm. In dem Höhenbereich zwischen 16 und 20 Kilometer sinkt die Varianz um den Mittelwert, was die Vermutung einer strukturellen Veränderung nicht nur bestätigt sondern noch deutlicher hervorhebt.

12.3 Ergebnisse anderer Autoren

Angell, J. (1999) hat bei einer Auswertung von Radiosondendaten von 63 Stationen herausgefunden, dass sich die oberflächennahe Temperatur während der letzten 41 Jahre um $0,14 \pm 0,19$ K/10a erwärmt hat. Im Vergleich dazu hat die troposphärische Temperatur um nur $0,1 \pm 0,04$ K/10a zugenommen.

Im Nordpolargebiet und in den gemäßigten Breiten ist die Differenz zwischen der Erwärmung des Bodens und der Tropopause im Winter größer. Am südlichen Polarkreis ist die Erwärmungsdifferenz im Winter ausgeprägter. Dort kommt es jedoch im Sommer zu einer Abkühlung zwischen den bodennahen Temperaturen und der Troposphäre.

In den Trendanalysen wurde ein Widerspruch entdeckt nämlich, dass sich die Troposphäre trotz gleichzeitigem Anstieg der bodennahen Temperaturen abkühlt. Dieser Sachverhalt gibt den Autoren Anlass, den Treibhauseffekt zu bezweifeln. Es wurde die These aufgestellt, dass der gegenläufige Trend durch eine falsche Dateninterpretation zustande kam und nicht real ist. Um diese These zu prüfen wurden Temperaturtrends von unterschiedlichen Messstationen herangezogen und die Auswertung differenziert nach Klimazonen, Hemisphären und Globaltrends durchgeführt. Des Weiteren wurden Jahresmittelwerte und saisonale Temperaturendaten miteinander verglichen.

Der ortsabhängige Vergleich zwischen bodennahen und Tropopausentemperaturen zeigt global eine deutliche Zunahme der bodennahen Temperatur.

Außerdem konnte nachgewiesen werden, dass sich die bodennahen Luftmassen der nördlichen Hemisphäre stärker erhitzen, als die der südlichen Hemisphäre.

Im Gegensatz hierzu erhitzt sich die Tropopause in der südlichen Hemisphäre stärker als in der nördlichen.

Zusätzlich wurde die Differenz zwischen bodennahen und troposphärischen Temperaturen saisonal miteinander verglichen, wobei herausgefunden wurde, dass sich die bodennahen im Vergleich zu den troposphärischen Schichten nur im Winter an der südlichen Polarzone erwärmen. Eine Abkühlung tritt nur im Sommer in den südlichen gemäßigten Breiten auf, nämlich in den bodennahen, troposphärischen Schichten.

Chanin, M. (1991) hat eine umgekehrt proportionale Beziehung zwischen Ozongehalt und der Temperatur in der unteren Stratosphäre und eine direkte Proportionalität in der oberen Stratosphäre nachgewiesen:

sinkt der Ozonwert ab, so steigt die Temperatur in der unteren Stratosphäre an, wohin gegen sie in der oberen Stratosphäre sinkt. Dieses kann zusätzlich durch verschiedene Faktoren beeinflusst werden.

Aufgrund neuer Ozonmessdaten wurde die Abkühlung errechnet. Es ist eine durchschnittliche Abkühlung von 0,45 K mit kleiner Schwankung von 0,15 K möglich. Jedoch wurde die Aussagekraft der Berechnung aufgrund der hohen jahreszeitlichen Fluktuation in Frage gestellt.

Die Temperaturen der Strato- und Mesosphäre wurden mit Sonden oder Raketen gemessen. Dabei wurde festgestellt, dass der Sonnenzyklus eine Einwirkung auf die Atmosphäre hat.

Die Mesosphäre reagiert am positivsten auf den Sonnenzyklus in einer Höhe von 65 Kilometer und am negativsten in einer Höhe von 40 Kilometer. Dieses Phänomen wurde erfasst, kann aber noch nicht von der Wissenschaft erklärt werden.

Die Untersuchungen zeigen besorgniserregende Trends. Man stellte eine Abnahme von Ozon in einer Höhe von 40 Kilometer fest und erwartete dort eine Abkühlung, die jedoch nicht eintrat. Die höchste Temperaturabnahme in der Stratosphäre tritt in einer Höhe von 15 – 20 Kilometern ein. Leider konnte mit den vorhandenen Daten aber keine Abkühlung bei 40 – 50 Kilometer nachgewiesen werden. Die größte Abkühlung trat in der Mesosphäre, in einer Höhe zwischen 60 und 80 Kilometer auf. Sie lag zwischen 5 und 10 K/10a.

12.4 Diskussion

Die Daten weisen für alle untersuchten Stationen identische Trends auf.

Gemittelt über alle Höhen, in dem untersuchten Bereich bis in eine Maximalhöhe von 20000 Meter, hat sich die Temperatur abgekühlt.

Dabei hat an allen Stationen, mit Ausnahme von Lyon, eine Abkühlung sowohl der Tropo- als auch der Stratosphäre stattgefunden, wobei die Änderungen in der Stratosphäre am deutlichsten waren.

Differenziert nach Höhenbereichen hat eine Temperaturzunahme in der Troposphäre bis in eine Höhe von 6000 Metern stattgefunden, danach hat sich die Temperatur in allen höher gelegenen Bereichen abgekühlt.

Dabei werden die Beträge der Trendgeraden, welche die Abkühlung beschreiben, mit zunehmender Höhe deutlich größer. Das heißt, dass die Abkühlung im Bereich der Tropopause am geringsten war und mit steigender Höhe zunimmt.

Dieser Sachverhalt hat dazu geführt, dass der Gradient in der Stratosphäre deutlich abgeschwächt wurde.

Aus den eben beschriebenen Änderungen muss sich zwangsläufig eine Änderung der dynamischen Struktur der Atmosphäre und somit eine Änderung des T/S - Austauschs entwickelt haben.

Ein weiterer deutlicher Hinweis hierfür ist die Abnahme der Anzahl von Temperatursprüngen im Bereich der Stratosphäre, die sich auch durch eine Verringerung der Varianzen um einen Temperaturmittelwert ausdrückt.

Es bleibt festzustellen, dass die Änderungen der Atmosphärentemperatur in den verschiedenen Höhen, die im Wesentlichen in der Tropopause auf den Eintrag antropogener infrarotaktiver Gase und in der Stratosphäre auf die Ausdünnung der Ozonschicht zurückzuführen sind, direkt rückgekoppelt die Höhenlage der Tropopause beeinflussen und den Austausch über die Tropopause verändern.

13 ZUSAMMENFASSENDE ERGEBNISSE UND AUSBLICK

Die Konsequenzen durch den verstärkten zivilisatorisch bedingten Eintrag infrarotaktiver Gas werden bereits öffentlich und z. T. sehr kontrovers diskutiert. Häufig beschränken sich diese Diskussionen und die den Diskussionen zu Grunde liegenden Forschungsbereiche nur auf unmittelbar leicht nachweisbare Auswirkungen wie beispielsweise dem Temperaturanstieg in der Troposphäre, dem so genannten Treibhauseffekt.

Tiefergehende Analysen sind mit sehr großem Zeit- und monetärem Aufwand verbunden nicht zuletzt, weil noch nicht alle Zusammenhänge in dem sehr stark rückgekoppelten System „Atmosphäre“ bekannt sind.

Eine Hypothese ist, dass die klimatischen Änderungen weitreichende strukturelle Änderungen in der Atmosphäre nach sich ziehen, die sich letztendlich in einer Änderung der Stabilität niederschlagen.

Wie bereits angeführt, ist ein solcher Nachweis nur sehr schwer zu führen, weil keine Daten zur Verfügung stehen, die einen direkten Rückschluss zulassen und die Beschaffung, Ausarbeitung und Auswertung von Proxidata sehr zeitaufwendig und kostspielig ist.

Um eine mögliche Änderung der Dynamik der Atmosphäre und der Schichtungsstabilität in den verschiedenen Atmosphärenbereichen nachweisen zu können, müssen unterschiedliche Kriterien zur Beurteilung herangezogen werden.

Diese Arbeit basiert auf der Auswertung dreier unterschiedlicher Datenkollektive, von denen jedes Einzelne ein geeignetes Werkzeug zum Nachweis solcher, auf einer Änderung der Dynamik beruhender Effekte ist.

Ein Hinweis über eine mögliche Änderung der Stabilitätsverhältnisse lässt sich aus der Atmosphärentemperatur direkt oder anhand der durch die Temperatur beeinflussten Parameter nachweisen. Deswegen wurden zum Einen Trendanalysen über die Höhenlage der Tropopause an sieben unterschiedlichen Stationen durchgeführt. Außerdem wurde bis in eine maximale Höhe von 20 Kilometern an vier weiteren Stationen die Änderung der Atmosphärentemperatur untersucht.

Ein weiteres dieser Kriterien ist das S / T –Austauschverhalten, welches mittels dem radioaktiven Tracer ⁷Be, einem natürlichen Spallationsprodukt, dessen Aktivitätskonzentration in der Stratosphäre, um mindestens eine Größenordnung über der Troposphäre liegt, untersucht wurde. Bei konstanten Quellen und Senken können Konzentrationsänderungen in der Bodenuft Rückschlüsse auf eine Änderung atmosphärenphysikalischer Prozesse geben.

Hierzu wurden von vierzehn Stationen die Bodenluftkonzentration von ^7Be unter Berücksichtigung des Sonnenfleckenzyklus ausgewertet.

Der Gesamtumfang der dieser Arbeit zu Grunde liegenden ausgewerteten Datensätze beläuft sich auf etwa $3,5 \cdot 10^7$.

Die Ergebnisse der Auswertung der Tropopausendaten zeigen einen Aufwärtstrend der ersten Tropopause an allen Stationen. Dabei hängt die Größe des Aufstiegs mit der geographischen Lage zusammen und bewegt sich zwischen 218 Meter an den Stationen Nancy, Trappes und Brest und 400 bzw. 500 Meter an den südlicher gelegenen Stationen Lyon und Ajaccio über einen Zeitraum von 30 Jahren. Im Durchschnitt beträgt der Anstieg der ersten Tropopause 3,5 %. Die zweite Tropopause ist jedoch nur an zwei der fünf Stationen angestiegen. Als Ergebnis kann festgehalten werden, dass sich die Distanz zwischen der ersten und zweiten Tropopause deutlich verringert hat. Diese Ergebnisse werden durch den Trend der Maximal- und Minimalwerte gestützt.

Die Auswertung der Monatsverläufe weist ausgeprägte positive Steigungen der Trendgeraden für die Monate des ersten Quartals auf. Die Steigungen flachen ab bis hin zu negativen Steigungen zum Jahresende.

Die Untersuchung der Berylliumdaten liefert innerhalb der beiden längsten Zeiträume (1969 - 1999 und 1969 - 1990) einen Anstieg der Jahresmittelwerte an zwei von drei bzw. an drei von vier Stationen. Ein steigender Trend der Jahresmittelwerte und der minimalen Monatsmittelwerte einhergehend mit fallenden Trendgeraden der maximalen Monate bei einem gleichzeitigen Absinken des Variationskoeffizienten innerhalb des selben Zeitraums weist auf eine Änderung des Austauschverhaltens hin. Durch Korrelationsuntersuchungen der Tropopausenhöhe mit den Mittelwerten der Berylliumkonzentration zum Einen und den Minimalwerten zum Anderen konnte nachgewiesen werden, dass der Anstieg der Berylliumkonzentration nicht aus einer Zunahme der bestrahlten Luftmasse alleine resultieren kann, zumal die Berylliumkonzentration deutlicher angestiegen ist, als die Tropopausenhöhe im gleichen Zeitraum. Dadurch konnte nachgewiesen werden, dass die Wichtigkeit des zeitlich definierten, schubweisen Austauschs durch die Tropopause hindurch zu Gunsten eines ansteigenden Jahresmittelwertes nachlässt.

Die Untersuchung der höhenbezogenen Temperaturdaten liefert die folgenden Ergebnisse:

Der Temperaturmittelwert innerhalb der untersuchten, untersten, 20 Kilometer dicken Schicht ist gefallen. Gemittelt über alle Höhen, in dem untersuchten Bereich bis in eine Maximalhöhe von 20000 Meter, hat sich die Temperatur abgekühlt. Dabei hat an allen Stationen, mit Aus-

nahme von Lyon, eine Abkühlung sowohl der Tropo- als auch der Stratosphäre stattgefunden, wobei die Änderungen in der Stratosphäre am deutlichsten waren.

Differenziert nach Höhenbereichen hat eine Temperaturzunahme in der Troposphäre bis in eine Höhe von 6000 Metern stattgefunden, danach hat sich die Temperatur in allen höher gelegenen Bereichen abgekühlt. Dabei war die Abkühlung im Bereich der Tropopause am geringsten und nahm mit steigender Höhe zu. Dieser Sachverhalt hat dazu geführt, dass der Gradient in der Stratosphäre deutlich abgeschwächt wurde.

Alle gewonnenen Ergebnisse sind schlüssig und weisen deutlich eine Änderung in der Dynamik der Atmosphäre aus:

Aus der im Vorfeld beschriebenen Änderungen der Temperatur in den Schichten unterschiedlicher Höhe resultiert eine Änderung des Temperaturgradienten, die sich zwangsläufig in einer Änderung der dynamischen Struktur der Atmosphäre niedergeschlagen hat und aus der eine Änderung des T/S - Austauschs resultiert.

Aus der Änderung der Temperatur resultiert eine räumliche Verlagerung der Tropopause.

Dadurch, dass die erste und die zweite Tropopause enger zusammengerückt sind und Fluktuationen der ersten Tropopause in die Höhe geringer wurden, lässt ihre Barrierenwirkung und somit ihre Bedeutung für den Austausch nach. Das äußert sich in den Ergebnissen der untersuchten Zeitreihen der Berylliumkonzentrationen. Der Gehalt stratosphärischer Luft in der Tropopause ist angestiegen, obwohl gleichzeitig die Bedeutung des schubweisen Austauschs nachgelassen hat. Dabei kann der Anstieg der Konzentration nachgewiesener Weise nicht allein durch die aus dem Anstieg der Tropopause veränderten Schichtdicke resultieren.

Das erste Kapitel zeigt sehr deutlich die Wichtigkeit und den Forschungsbedarf, ist der wirtschaftliche Schaden durch Wetterereignisse gerade in den letzten Jahren deutlich angestiegen. Versicherer definieren das Risiko als Produkt aus Schadensschwere und Eintrittswahrscheinlichkeit. Selbst wenn, wie von Fachleuten häufig angeführt, der Niederschlag im Jahresmittel innerhalb der letzten Jahre gleich geblieben ist (Eintrittswahrscheinlichkeit), so ist doch die Heftigkeit der Einzelereignisse (Schadensschwere) angestiegen, was zu einem Anstieg des Risikos für jeden Einzelnen führt.

Im Rahmen dieser Forschungsarbeit konnte nachgewiesen werden, dass sich in Folge der Temperaturveränderung Stabilität und Austauschverhalten der Atmosphäre verändert haben. Dieser Sachverhalt zeigt sich in der sehr deutlichen Änderung des Wettergeschehens. Die Auswirkungen und Konsequenzen für jeden Einzelnen, aber auch auf staatliche oder soziale Strukturen sind derzeit noch nicht abzuschätzen. Für diesen Bereich besteht dringend weiterer Forschungsbedarf.

14 LITERATURVERZEICHNIS

- Allgemeine Meteorologie, 3. Auflage, Deutscher Wetterdienst, Offenbach Mai 1987 IDBN 3-88148-236-9
- Ancellet G., Beekmann M., Papayannis A., (1994): Impact of a cutoff low development on downward transport of ozone in the troposphere. *J. Geophys. Res.*, 96
- Ancellet G., Pelon J., Beekmann M., Papayannis A., Megie G., (1991): Ground based lidar studies of ozone exchanges between the stratosphere and troposphere. *J. Geophys. Res.*, 96
- Andrews, D. G., and M. E. McIntyre, (1976): Planetary waves in horizontal and vertical shear: The generalized Eliassen-Palm relation and the mean zonal acceleration. *J. Atmos. Sci.*, 33, 2031-2048.
- Angell, J. (1999): Comparison of surface and Tropospheric temperature trends estimated from a 63 station radiosonde network, 1958 – 1998, *Geophysical research letters*, Vol. 26, No. 17.
- Baeza, A., et al. (1996): Analysis Of The Temporal Evolution Of Atmospheric Be As A Vector Of The Behavior Of Other Radionuclides In The Atmosphere, *Journal of Radio analytical and Nuclear Chemistry*, Vol. 207, No. 2.
- Bamber, D. J., P. G. W. Healey, B. M. R. Jones, S. A. Penkett, A. F. Tuck and G. Vaughan, (1984): Vertical profiles of tropospheric gases: Chemical consequences of stratospheric intrusions. *Atmos. Environ.*, 18, 1759-1766.
- Barker Evelyne, Bouisset Patrick, (2001): Evolution de la radioactivité en France Métropole et en Outre-mer dans les aérosols et les retombées depuis la mise en place de l'observatoire atmosphérique de l'IPSN, IPSN/Département de Protection de l'Environnement, Rapport DPRE / SERNAT / 2001-27
- Barlow, A. K. und Latham, J., (1983): A laboratory study of the scavenging of submicro aerosol by charged raindrops. *Quart. J. R. Met. Soc.* 109, 763.
- Beekmann M., Ancellet G, Blonsky S., De Muer D., Ebel, A. Elbern H., Hendricks J., Kowol J., Mancier C., Sladkovic R., Smit H.G.J., Speth P., Trickl T., van Haver Ph., (1997): Regional and Global Tropopause Fold Occurrence and Related Ozone Flux Across the Tropopause, *Journal of Atmospheric Chemistry*, Vol. 28.
- Bhandari, N., Lal, D., Rama, F., (1965): Stratospheric circulation studies based on natural and artificial radioactive tracer elements. *Tellus* 18
- Borrmann, S., Dye, J. E., Baumgardner, D., Wilson, J. C., Jonsson, H. H., Brock, C. A., Loewenstein, M., Podolske, J. R., Ferry, G. V. and K. S. Barr, (1993): In Situ measurements of changes in stratospheric aerosol and The N₂O-Aerosol relationship inside and outside of the Polar vortex.
-

- Breiland, J. G., (1964): Vertical distribution of atmospheric ozone and its relation to synoptic meteorological conditions. *J. Geophys. Res.*, 69, 3801-3808.
- , (1965): A case study of the vertical distribution of atmospheric ozone. *J. Appl. Meteor.*, 4, 357-364.
- Brewer, A. W., (1949): Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapour distribution in the stratosphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 75, 351-363.
- Brockhagen, V., (1992): Simulation H-Bomben-induzierter Radiokohlenstoff-14 Ausbreitung in der Atmosphäre mit Hilfe eines zonal-gemittelten globalen Transportmodells, Diplomarbeit im Fachgebiet Gefährliche Stoffe und Chemische Prozesse an der BUGH Wuppertal
- Chakrabarty, D., (2000): Long term Trend of Tropopause over New Delhi and Thiruvananthapuram, *Geophysical Research Letters*, Vol. 27, No. 15
- Chanin, M., (1991): Long Term Trend In The Middle Atmosphere Temperature, in *The Role of the Stratosphere in Global Change*, Springer Verlag.
- Cole, H.P., (1974): An investigation of a possible relationship between the height of the low-latitude Tropopause and the sunspot number, *Journal of the atmospheric sciences*, Vol. 32.
- Dai, K.; Fan, C.Y., (1986): Bomb produced ¹⁴C content in tree rings grown at different latitudes, *Radiocarbon*, Vol. 28
- Danielsen, E. F., (1959): The laminar structure of the atmosphere and its relation to the concept of a tropopause. *Arch. Meteor. Geophys. Bioklim.*, A11, 293-332.
- , (1968): Stratospheric-tropospheric exchange based on radioactivity, ozone and potential vorticity. *J. Atmos. Sci.*, 25, 502-518.
- Dibb, J., (1992): Beryllium 7 and Lead 210 in the Western Hemisphere Arctic Atmosphere, Observation From Three Recent Aircraft Based Sampling Programs, *Journal of Geophysical Research*, Vol.97, No. D15.
- Dibb, E., (1989): Atmospheric Deposition of Beryllium 7 in the Chesapeake Bay Region, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 94, No. D2.
- Dickinson, R. E., (1975): Solar variability and the lower atmosphere. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 56, 1240.
- Dobson, G. M. B., (1956): Origin and distribution of polyatomic molecules in the atmosphere. *Proc. Roy. Meteor. Soc.*, A236, 187-103.
- , (1973): The laminated structure of the ozone in the atmosphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 99, 599-607.
-

- Dutkiewicz, V., (1985): Stratospheric and Tropospheric Components of Be⁷ in Surface Air, Journal of Geophysical Research, Vol. 90,
- and L. Husain (1985): Stratospheric and tropospheric components of Be-7 in surface air. J. Geophys. Res., 90 (D3), 5783-5788.
- DWD (2002): /http://www.dwd.de/de/wir/Interessantes/ Radioakt/Radioaktcontent.htm#Was/
- Ebel, A., Kowol-Santen, J., (2000): Klimastatusbericht 2000, Deutscher Wetterdienst, Offenbach
- Elbern H., Kowol J., Sládkovic R., Ebel A., (1997): Deep stratospheric intrusions: A statistical assessment with model guided analyzes. Atmos. Environment 31
- Feely, H.W., Larsen R.J., Sanderson C.G. J. (1989) Environ. Radioact., 9, 223
- Foukal, P. V., (Februar 1990): The variable sun, Scient. American, 39.
- and Lean, J., (1990): An empirical model of total solar irradiance between 1874 and 1988, Science 247, 556- 558.
- Franke, H., (1969): Lexikon der Physik. Stuttgart, Francksche Verlagshandlung, 845, 1603.
- Gidel, L. T., and M. A. Shapiro, (1980): General circulation model estimates of the net vertical flux of ozone in the lower stratosphere and the implications for the tropospheric ozone budget. J. Geophys. Res., 85, 4049-4058.
- Goel, P. S., Narasappaya, N., Prabhakara, C., Rama, T. and P. K. Zutshi (1959): Study of cosmic ray produced short-lived isotopes P-32, P-33, Be-7 and S-35 in tropical latitudes. Tellus, 11, 91-100.
- Graedel T.E., Crutzen, P.J., (1994): Chemie der Atmosphäre, Spektrum, Mainz
- Haigh, J., (1996): On the impact of solar variability on climate. Science 272, 981.
- Hartwig, S., (1971): Bestimmung atmosphärischer Austauschgrößen aus Konzentrationsmessungen von Spallationsprodukten, Dissertation, Universität Freiburg
- , (1995): Further evidence of changing stability of the atmosphere Radiocarbon 37(3), 961-962
- , (1996): Langjährige Be⁷-Bodenluftmessungen lassen eine Änderung des atmosphärischen Austauschverhaltens während der letzten Jahrzehnte vermuten. Zeitschrift für Naturforschung 51a, 1139-1143
- , (1998): Infrared active gases are likely to change the dynamics and the stability of the atmosphere, atmospheric Environment, Vol. 32, No. 16, pp.2731-2736, 1998
- and Sittkus, A. (1973): Be⁷ measurement in ground level air and the Austausch within the lower part of the troposphere. Nature, Pysica scripta 241/106, 36-37
-

- und Sittkus, A. (1969): Radioaktive Isotope als Luftmassenindikatoren II, Zeitschrift für Naturforschung 24a, 908
- Hayens, P.H., Marks C.J., McIntyre M.E., Shepherd T.G., Shine P.P. (1991): On the „downward control“ of extratropical diabatic circulation by eddy-induced mean zone forces. *J. Atmos. Sci.*, 48
- Heckley, W. A., and B. J. Hoskins, (1982): Baroclinic waves and frontogenesis in a nonuniform potential vorticity semigeostrophic model. *J. Atmos. Sci.*, 39, 1999-2016.
- Hendricks J., (1993): Die Bestimmung der Häufigkeit von Tropopausenfaltungen mittels Objektidentifikationsverfahren. Diplomarbeit, Universität zu Köln Institut für Geophysik und Meteorologie
- Herrmann, J. (1993): dtv-Atlas zur Astronomie, dtv, 1993
- Holton J.R., Haynes P.H., McIntyre M.E., Douglass A.R., Rood R.B., Pfister L., (1995): Stratosphere-Troposphere exchange, *Rev. Geophys.* 33
- Hood, L. L. und Jirikowic, J. L., (1990): A mechanism involving solar ultraviolet variations for modulating the interannual climatology of the middle atmosphere. In: K. H. Schatten und A. Arking, Hsg.: *Climate impact of solar variability*. Greenbelt, NASA, 165.
- Husain, L., (1977): Ozone Transport From Stratosphere to Troposphere, *Geophysical Research Letter*, Vol. 4, No.9.
- Jaenicke, R., (1988): Aerosol physics and chemistry. In: Fischer, G., (ed.), *Landolt-Börnstein Neue Serie, Band 4: Meteorologie, b: Physikalische und chemische Eigenschaften der Luft*. 391-467, Springer Berlin
- Junge, C. E. (1963): *Air chemistry and radioactivity*. Academic Press, New York
- Keller, C., (1983): *Grundlagen der Radiochemie (3. Auflage)*, Otto Salle Verlag, Frankfurt am Main
- Kennedy, G, Macias J.W., Miller E.S, (1981): *Nuclear and radiochemistry*, J. Wiley and Sons, New York
- Kolb, Walter, (1990): PTB-Bericht Aktivitätskonzentrationen von Radionukliden in der bodennahen Luft Norddeutschlands und Norwegens im Zeitraum von 1963 bis 1990, ISBN 3-89429-162-1, Braunschweig, März 1992
- Kontroni, V. and Lagouvardos, K. (1993): Low-Level Jet Streams Associated with Atmospheric Cold Fronts: Seven Case Studies from the Fronts 87 Experiment, *Geophysical Research Letters*, 20 13 (1371-1374)
- Labitzke, K, und Loon van, H., (1990): Associations between the 11-year sunspot cycle, the quasi-biennial oscillation, and the atmosphere. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A*, 330, 577.
-

- und van Loon, H. (1993): Some recent studies of probable connection between solar and atmospheric variability. *Ann. Geophysicae* 11, 1084.
- Lal, D. (1966): Characteristics of global tropospheric mixing based on manmade ^{14}C , ^3H and ^{90}Sr , *Journal of Geophysical Research*, Vol 71, No. 12
- , Malthotra, K., Peters, B., (1958): On the production of radioisotopes in the atmosphere by cosmic radiation and their application to meteorologie, *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 1958, Vol. 12, Pergamon Press Ltd., London
- and B. Peters, B., (1967): Cosmic Ray Produced Radioactivity on Earth, in: *Handbuch der Physik*, K. Sitte, ed., Vol. 46/2, Springer Berlin 1967
- Landsberg, H. E., (1974): Man-made climatic changes, in: *Proceedings of the symposium on physical and dynamic climatology of the World Meteorological Organization* 347, 262.
- Leppänen, Arto, (1999): Radionuclides in ground-level air, quarterly results of air surveillance programme, radiation and nuclear safety authority, Helsinki, Finland
- Lieser, K.H., (1980): *Einführung in die Kernchemie*, Verlag Chemie, Weinheim
- Loon van, H. und Labitzke, K., (1994): The 10-12-year atmospheric oscillation. *Meteorol. Zeitschrift* 3, 259.
- Louis, J.F., (1975): Mean meridional circulation, in the natural stratosphere of 1974, E. Grobecker, A.J., *CIAP Monograph 1*, U.S. Department of Transportation, Washington
- Mahlmann, J. D., (1973): On the maintenance of the polar front jet stream. *J. Atmos. Sci.*, 30, 544-557.
- , H. Levy II and W. J. Moxim, (1980): Three-dimensional tracer structure and behavior as simulated in two ozone precursor experiments. *J. Atmos. Sci.*, 37, 655-685.
- , D. G. Andrews, D. L. Hartmann, T. Matsuno and R. J. Murgatroyd, (1984): Transport of trace constituents in the stratosphere. *Advances in Earth and Planetary Sciences: Dynamics of the Middle Atmosphere*, J. R. Holton and T. Matsuno, Eds., D. Reidel, 387-416.
- Möller, F., (1973): *Einführung in die Meteorologie*, Band 1: Physik der Atmosphäre, B.I.-Hochschultaschenbücher, Band 2
- Müh H., Sittkus A., Albrecht A. und Hartwig S. (1966), *Z. Naturforsch.* 21a, 1123
- Muramatsu, H., Y. Makino, M. Hirota and T. Sasaki, (1985): Intrusion process of stratospheric ozone into the troposphere over Japan. *Handbook for Middle Atmosphere Program*. 18, 391-394. (SCOSTEP Secretariat, Urbana, IL.)
- Nastrom, G. D., (1977): Vertical and horizontal fluxes of ozone at the tropopause from the first year of GASP data. *J. Appl. Meteor.*, 16, 740-744.
-

- Nesme-Ribes, E., Baliunas, S. L. und Sokoloff, D., (August 1996): The stellar dynamo. *Scient. American*, 51-52.
- Newell, E.; Kidson, D.G.; Vincent, D.G.; Boer, G.J., (1972): The general circulation of the tropical atmosphere and interactions with extratropical latitudes, Vol. 1, MIT Press, Cambridge, Massachusetts
- Newton, C. W., and A. Trevisan, (1984): Clinogenesis and frontogenesis in jet-stream waves. Part II: Channel model numerical experiments. *J. Atmos. Sci.*, 41, 2735-2755.
- Nydal, R., Lövseth, K., (1983): Tracing bomb 14C in the atmosphere 1962-1980 *Journal of Geophysical Research*, Vol 88, No. 6
- Olsen, C. R., Larsen, I. L., Lowry, P. d., Cutshall, N. H., Todd, J. F., Wong, T. F. and W. H. Casey (1985): atmospheric fluxes and marsh-soil inventories of Be-7 and Pb-210. *J. Geophys. Res.*, 90, 10487-10495
- Petzold, W., Krieger, H., (1998): *Strahlenphysik, Dosimetrie und Strahlenschutz ; Band: 1; Grundlagen, mit 81 Tabellen und 40 Beispielen. - 4., völlig überarb. Aufl. - 1998. - 432 S. : graph. Darst.; (dt.) ; ISBN 3-519-33052-0*
- Plump, R.A.; Mahlmann, J.D., (1987): The zonally averaged transport characteristics of the GFDL General Circulation/transport Model, *Journal of Atmospheric Sciences*, Vol. 44
- Prospero, J. M., Schitt, R., Cuevas, E., Savoie, D. L., Graustein, W. C., Turekian, K. K., Volz-Thomas, A., Diaz, A., Oltmans, S. J. and H. Levy, II (1995): Temporal variability of summer-time ozone and aerosols in the free troposphere over the eastern North Atlantic. *Geophys. Res. Letters*, 22 (21), 2925-2928
- PTB (2002): http://www.ptb.de/de/org/6/_index.htm/
- Puls, E., (1996): Zusammenstellung und Trendanalysen langjähriger in atmosphärischer Bodenluft gemessener Zeitreihen von Spalt- und Spallationsprodukten, Studienarbeit im Fachbereich Sicherheitstechnik
- Pruppacher, H. R. and J. D. Klett (1978): *Microphysics of clouds and precipitation*. D. Reidel Pub. Comp., Dordrecht, Holland
- Ramanathan, V., Barkstrom, B. R. und Harrison, E. F., (Mai 1989): Climate and the earth's radiation budget. *Physics Today*, 22.
- Rapp, J., (2000): Probleme bei der Analyse von Klimatrends auf der Basis von Zeitreihen, *Klimastatusbericht 2000, DWD 2000*
- Reed, R. J., (1955): A study of a characteristic type of upper-level frontogenesis. *J. Meteor.*, 12, 226-237.
- Reid, G. (1985): Interannual variation in the height of the tropical tropopause, *Journal of geophysical research*, Vol. 90, No. D3.
-

- Reiter, E. R., Glasser M. E and Mahlmann J. D., (1969): The role of the tropopause in stratospheric-tropospheric exchange processes. *Pure Appl. Geophys.*, 75, 185-218.
- , (1975): Stratospheric-tropospheric exchange processes, *Rev. Geophys. Space Phys.*, Vol. 13
- , Sládkovic R., Pötzl K., Carnuth W., Kanter H.-J., (1971): Studies on the influx of stratospheric air into the lower troposphere using cosmic-ray produced radionuclids and fallout. *Arch. Met. Biokl. Ser. A.*, 20
- Roedel, W., (1994): *Physik unserer Umwelt - Die Atmosphäre*, Springer, Heidelberg
- Roederer, J. G., (1995): Solar variability effects on climate, in: B. Frenzel, Hsg.: *Solar output and climate during the Holocene*. Stuttgart-Jena-New York, Gustav Fischer Verlag, 3, 17.
- Santer, B.D., Wehner, M.F., Wigley, T.M., Sausen, R., Meehl, G.A., Taylor, K.E., Amman, C., Arblaster, J., Washington, W.M., Boyle, J.S., Brüggemann, W. (03): Contributions of Anthropogenic and Natural Forcing to Recent Tropopause Height Changes. *Science* Vol. 301, No. 5632, Pages 421-548
- Schlesinger, B. M., Cebula, R. P., Heath, D.F., DeLand, M. T und Hudson, R. D., (1990): Ten years of solar change as monitored by SBUV and SBUV2. In: K. H. Schatten und A. Arking, Hsg.: *Climate impact of solar variability*. Greenbelt, NASA, 341.
- Schopper, E., Mauck G. und Lohrmann E., (1967): *Nukleonen in der Atmosphäre*, In: *Handbuch der Physik XL VI.2, Cosmic Rays*, Springer Berlin 1967
- Schpolski, E.W., (1978): *Hochschultaschenbücher für Physik, Band 9 Atomphysik Teil II*, VEB Deutscher Verlag der Wissenschaft, Berlin
- Shapiro, M. A., (1970): On the applicability of the geostrophic approximation to upper-level frontal-scale motions. *J. Atmos. Sci.*, 27, 408-420.
- , (1975): Simulation of upper-level frontogenesis with a 20-level isentropic coordinate primitive equation model. *Mon. Wea. Rev.*, 103, 591-604.
- , (1976): Mean residence time of Be-7-bearing aerosols in the troposphere. *J. Geophys. Res.*, 81 (15), 2647-2649.
- , (1980): Turbulent mixing within tropopause folds as a mechanism for the exchange of chemical constituents between the stratosphere and troposphere. *J. Atmos. Sci.*, 37, 994-1004.
- Speth, P. and Madden, R.A. (1987): *The Observed General Circulation of the Atmosphere*, Landolt-Börnstein 4a, Springer-Verlag, Kap. 3
- Staley, D. L., (1960): Evaluation of potential vorticity changes near the tropopause and the related vertical motions, vertical advection of vorticity, and transfer of radioactive debris from stratosphere to troposphere. *J. Meteor.*, 17, 591-620.
-

- ,(1962): On the mechanism of mass and radioactivity transport from stratosphere to troposphere. *J. Atmos. Sci.*, 19, 450-467.
- Steinbrecht, W. (1998): Correlations between tropopause height and total ozone: Implications for long-term changes, *Journal of geophysical research*, Vol. 103, No. D15
- Steinkopff, T. und Jacobsen, I., (1998): Die Rolle des Deutschen Wetterdienstes im Strahlenschutz, DWD, Frankfurter Straße 135, 63067 Offenbach a.M.
- Stewart, N. G., Crooks, R. N. and E. M. R. Fisher (1956): The radiological dose to persons in the U.K. due to debris from nuclear test explosions prior to January 1956. AERE HP/R-2017, Atomic Energy Research Establishment, Harwell, England.
- Svensmark, H. und Friis-Christensen, E., (1997): Variation of cosmic ray flux and global cloud coverage - a missing link in solar-climate relationships. *J. Atm. Sol. Terr. Phys.* 59, 1225.
- Tinsley, B. A., (19. August 1997): Do effects of global atmospheric electricity on clouds cause climatic changes? *EOS*, 341, 344, 349.
- Uccellini, L. W., D. Keyser, K. F. Brill and C. H. Wash, (1985): The Presidents' Day cyclone of 18-19 February 1979: Influence of upstream trough amplification and associated tropopause folding on rapid cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 962-988.
- Unsöld, A., Baschek, B. (1991): *Der neue Kosmos*, Springer
- Viezee, W., (1980): The Distribution Of Beryllium – 7 in the Tropospheres: Implication on Stratospheric / Tropospheric Air Exchange, SRI International, Menlo Park, California 94025 *Geophysical research Letters*, Volume 7, Number 10, Pages 805- 808, 10/1980
- Walter, H. (1973): Coagulation and size distribution of condensation aerosols. *Journal of Aerosol Science*, 4, 1-15
- Warneck, P., (1988): *Chemistry of the natural atmosphere*, Academic Press Inc., London
- Wolff, C. L. und Hoegy, W. R., (1990): Solar irradiance observed from PVO and inferred solar rotation. In: K. H. Schatten und A. Arking, Hsg.: *Climate impact of solar variability*. Greenbelt, NASA, 58.
- World Meteorological Organisation WMO, (1985): *Atmospheric ozone 1985. Global Ozone research and monitoring report*, Report No. 16, WMO, Geneva
-