

Aerologischer Schichtaufbau der Atmosphäre und Trends über Lindenberg

U. Leiterer, H. Dier, W. Adam

Aerologischer Schichtaufbau

Die Lufthülle der Erde, *Atmosphäre* genannt, ist der Lebensraum des Menschen und wird u.a. für den Luftverkehr genutzt. Die wesentlichen Erkenntnisse über den vertikalen Aufbau der Atmosphäre wurden erst vor ca. 100 Jahren gewonnen. Richard Aßmann, damaliger Direktor des Königlich Preußischen Aeronautischen Observatoriums Lindenberg, entdeckte etwa zeitgleich mit dem französischen Wissenschaftler Leon Tesserenc de Bort vom Observatorium in Trappes die Tropopause. Als *Tropopause* wird eine Sperrschicht bezeichnet, die die unteren Atmosphärentteile, die sog. *Troposphäre*, in der das eigentliche Wettergeschehen abläuft, von einer relativ stabilen darüber liegenden Schicht, der *Stratosphäre*, trennt. Anhand von Abbildung 1a und 1b sei der vertikale Schichtaufbau der Atmosphäre veranschaulicht. In Abbildung 1b sind die mittleren vertikalen Verteilungen von Temperatur, relativer Luftfeuchte und Windgeschwindigkeit für mitteleuropäische Verhältnisse (Lindenberg: 52° N; 14° E) dargestellt.

Die untere Schicht der Troposphäre wird *atmosphärische* (oder auch planetare) *Grenzschicht* genannt. Die interne Struktur der atmosphärischen Grenzschicht wird wesentlich und unmittelbar durch die Wechselwirkung zwischen der Erdoberfläche und der Atmosphäre bestimmt (turbulenter Austausch von Impuls, Wärme und Wasserdampf, Strahlungsprozesse, Einfluss der Bodenreibung, Konvektion). Die Höhe der atmosphärischen Grenzschicht variiert in Abhängigkeit von Ort, Tages- und Jahreszeit und den synoptischen Bedingungen. Über Mitteleuropa liegen charakteristische Werte im Winter bei einigen hundert Metern (Maximalwerte bei 1 bis 2 km), im Sommer bei 1,5 bis 2,5 km (maximal bis etwa 4 km).

Die atmosphärische Grenzschicht wird in drei Schichten eingeteilt:

- Laminare Unterschicht bis etwa 1 mm
- Prandtl-Schicht bis etwa 20-60 m
- Ekman-Schicht oberhalb der Prandtl-Schicht

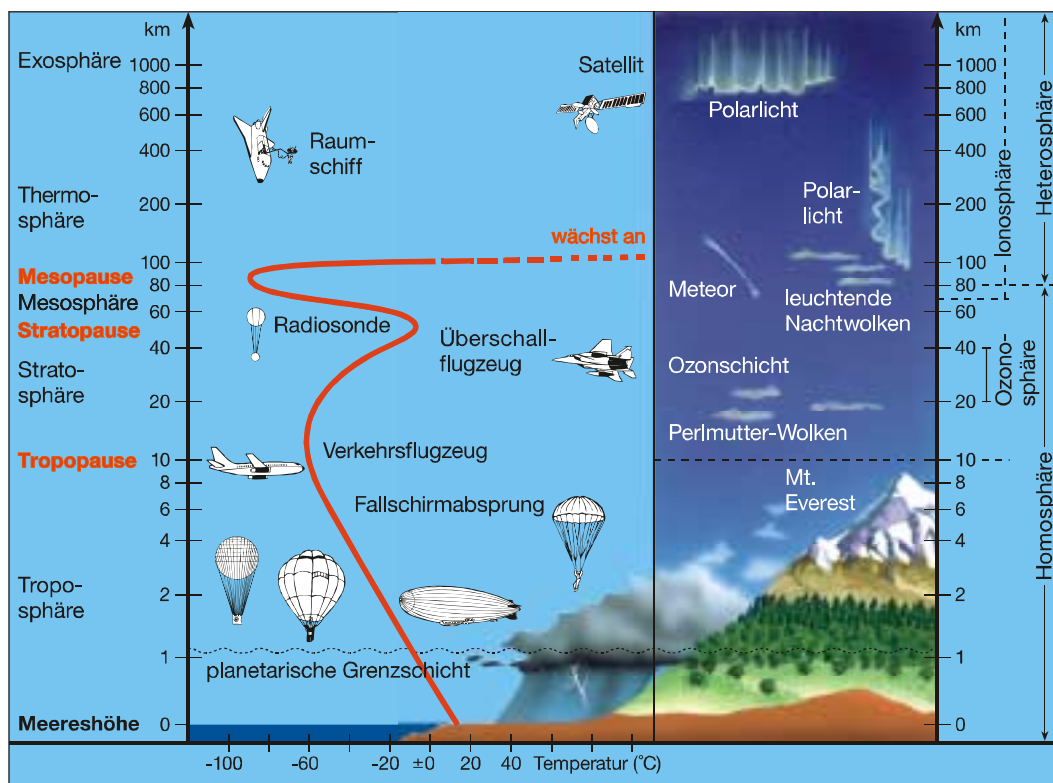
In der *laminaren Unterschicht* werden die Transportvorgänge von Impuls, Wärme und Feuchte von molekularen Vorgängen bestimmt.

In der darüber liegenden Schicht haben die Austauschvorgänge turbulenten Charakter und man spricht von der nach L. PRANDTL benannten *Prandtl-Schicht*, die je nach Windverhältnissen und Bodenrauigkeit bis 20-60 m reicht. Der vertikale turbulente Austausch von Impuls, fühlbarer und latenter Wärme ist in der Prandtl-Schicht nahezu konstant mit der Höhe. Es werden an der Obergrenze der Prandtl-Schicht bereits 50 bis 70% des reibungsfreien Windes erreicht. Die anschließende *Ekman-Schicht* beschreibt den Bereich, wo der vertikale turbulente Austausch von

Impuls, fühlbarer und latenter Wärme höhenabhängig wird (im Gegensatz zur Prandtl-Schicht). Detaillierte Beschreibungen zur atmosphärischen Grenzschicht sind z.B. in [1], [2] zu finden.

Im Bereich vom Boden bis ca. 3 km treten häufig Inversionen (Schichten mit Temperaturanstieg) auf, die die untere feuchte und wolkenreiche Troposphäre von einer oft sehr trockenen, oberen Troposphäre trennen. SCHNEIDER-CARIUS [3] führte den Begriff *Grundschicht* ein, die mit der Obergrenze der Dunstschicht zusammenfällt und je nach Wetterlage, z.B. für Lindenberg zwischen 1 und 4 km, schwankt. Diese Grundschicht enthält auch ca. 70% des atmosphärischen Wasserdampfes.

Die obere Troposphäre, die durch eine mittlere vertikale Temperaturabnahme von $6^{\circ}\text{C}/\text{km}$ gekennzeichnet ist, dehnt sich in Höhenbereiche von 8 (Polargebiet) bis 18 km (Tropen) aus. Die mittlere Höhe der Troposphäre über Lindenberg der letzten 40 Jahre liegt bei ca. 10650 m. Dieser Bereich der Temperaturabnahme, der auch den Konvektionsraum der Wolken umfasst, wird nach oben durch die Tropopause, einer Sperrschicht abgeschlossen. Das Temperaturgefälle nimmt auf weniger als $2^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ab oder es sind *Isothermie* bzw. eine *Inversion* vorhanden. Die darüber liegende Schicht, die Stratosphäre, kann wiederum in 3 Bereiche eingeteilt werden, d.h. in eine isotherme Schicht zwischen 11 und ca. 20 km, eine Schicht mit einer Temperaturzunahme von $1^{\circ}\text{C}/\text{km}$ bis ca. 32 km und $2,8^{\circ}\text{C}/\text{km}$ bis ca. 48 km Höhe.



Quelle: "Fonds der Chemischen Industrie" Folienserie 22 "Umweltbereich Luft", Ausgabe 1995 Graphik: diGraph 77933 Lahm

Abb. 1a Schichtaufbau der Atmosphäre

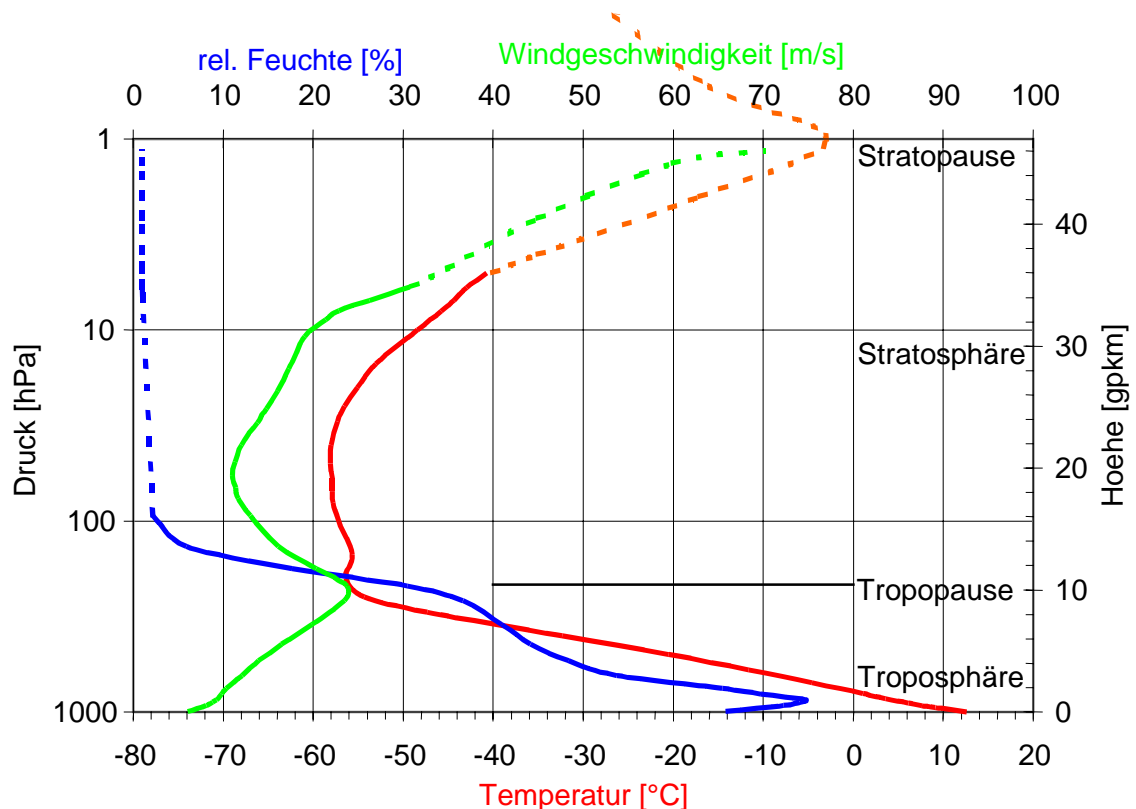


Abb. 1b Jahresmittel Radiosondierung 2000/12UTC

Diese Temperaturzunahme wird durch den Erwärmungseffekt der Ozonschicht in der Stratosphäre hervorgerufen. Die Temperaturzunahme (im Mittel bis auf -3°C) wird an der Stratopause in ca. 48 km Höhe beendet. Die nachfolgende Schicht wird *Mesosphäre* genannt (siehe Abb.1a) und ist gekennzeichnet durch eine erneute Temperaturabnahme bis auf ca. -86°C in ca. 90 km Höhe. Das Ende der Temperaturabnahme wird als *Mesopause* bezeichnet. Darüber (Bereich 90 bis 500 km) liegt die *Thermosphäre* mit einem extremen Temperaturanstieg auf einige 100°C . Der Begriff der Temperatur spiegelt auf Grund der sehr geringen Gasdichte nicht mehr die gemessene fühlbare Wärme wider, sondern die mittlere kinetische Energie der dort vorhandenen Luftmoleküle. Wird die mittlere freie Weglänge der Gasteilchen (Moleküle, Atome) zwischen zwei Zusammenstößen so groß, dass sie im Mittel nicht mehr zusammenstoßen, kommt man in die äußere Erdatmosphäre, die *Exosphäre*.

Die besprochene Schichteinteilung erfolgte im Wesentlichen nach dem Jahresmittel der Temperatur. Aus Abbildung 1b ist auch das mittlere Vertikalprofil der relativen Feuchte und der Windgeschwindigkeit für den Standort Lindenberg (Jahr 2000) erkennbar. In der Stratosphäre ist die relative Luftfeuchte in der Regel sehr gering (unter 1%). Die Windverhältnisse werden durch eine Windzunahme bis unterhalb der Tropopause charakterisiert, in der unteren Stratosphäre wird die Windgeschwindigkeit wieder geringer, um dann in der mittleren und oberen Stratosphäre erneut stark zuzunehmen.

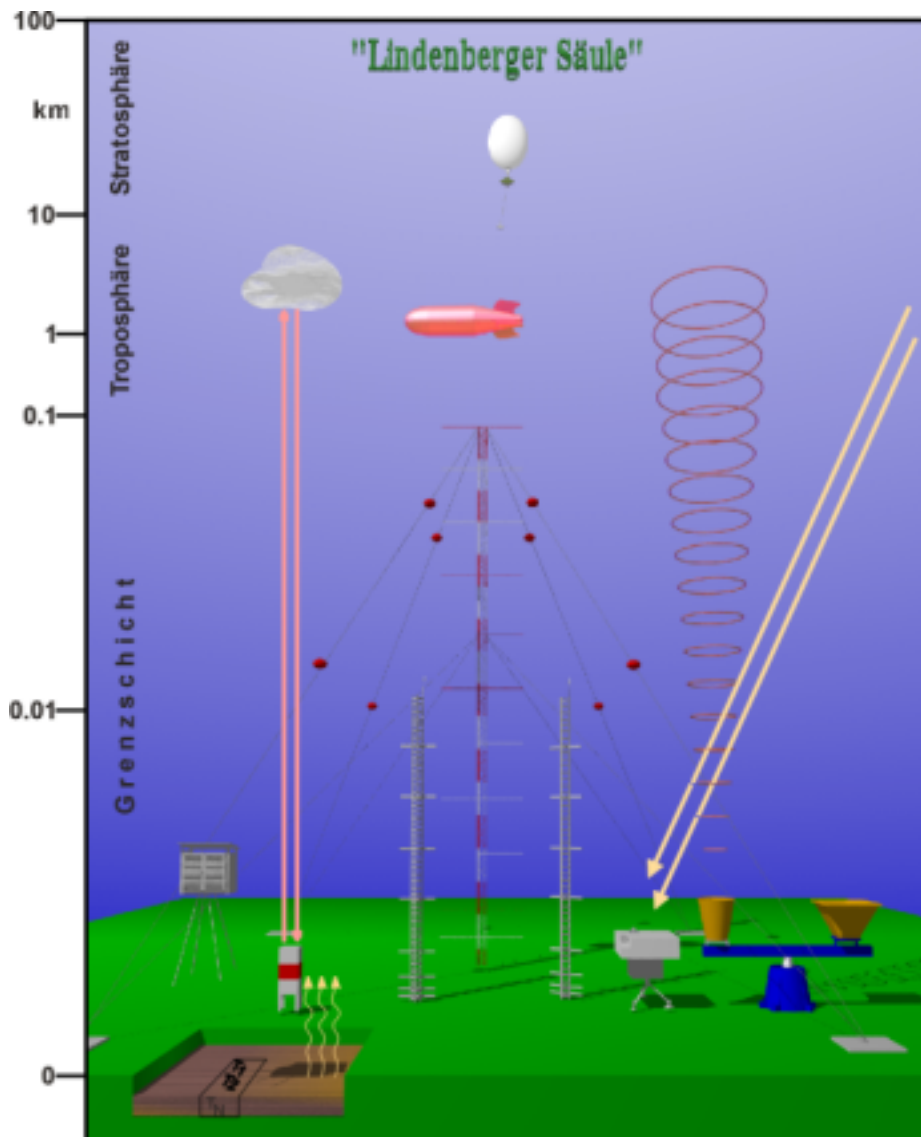


Abb. 2 Lindenberger Säule - Messsystem bestehend aus: Bodenbeobachtungen, aerologischen Messungen, aktiven und passiven Fernerkundungsmethoden.

Die Beobachtungstechniken am Observatorium Lindenberg

Grundlage für die Erforschung der meteorologischen Verhältnisse in der Atmosphäre ist eine geeignete Beobachtungstechnik, siehe auch STEINHAGEN [9] in diesem Beitrag. Abbildung 2 zeigt schematisch die Messsysteme, die zum Monitoring der atmosphärischen Parameter in Lindenberg eingesetzt werden: Messsysteme für Boden und bodennahe Luftschichten, Masten, Radiosonden für Temperatur, Feuchte, Wind und Ozonmessungen, Wolkenhöhenmesser (Ceilometer), Strahlungsmessungen (integral und spektral), indirekte Sondierungsverfahren (aktiv: Windprofiler/RASS, SODAR; passiv: Mikrowellenprofiler, GPS).

Langjährige aerologische Messreihen für die meteorologischen Parameter Temperatur, relative Luftfeuchte und Ozonpartialdruck

In den Abbildungen 3a, b, c sind die Zeitreihen für Temperatur, relative Feuchte und Ozon aus den vergangenen 4-Jahrzehnten (Dekaden) für drei typische Höhenregionen auf der Basis der Radiosondenmessungen des Meteorologischen Observatoriums Lindenberg dargestellt.

In der Stratosphäre bei 50 hPa (Abb. 3a) wird eine Temperaturabnahme von ca. $0,45^{\circ}\text{C}$ pro Dekade, entsprechend $1,8^{\circ}\text{C}$ in ca. 40 Jahren beobachtet. Diese erhebliche Abkühlung der mittleren Stratosphäre korreliert mit der Abnahme des Ozonpartialdrucks von ca. 1,4 nbar pro Dekade. Gut sichtbar sind die vulkanischen Ereignisse, die gewaltige Sulfat- und Staubmengen in die Stratosphäre einbrachten. In relativ kurzem Zeitabstand nach dem Vulkanausbruch (0,5 bis 1,5 Jahre) führte dies zu einer Reduzierung der Ozonmenge und der damit verbundenen Abkühlung in der Schicht. Die negativen Temperaturabweichungen für die Jahre 1963 (Mt. Agung), 1983 (nach El Chicon) und 1992/93 (nach Pinatubo) sind gut zu erkennen. Auch die Ozonpartialdruck-Minima sind mit den Temperaturminima korreliert. Zusätzlich scheinen die Messreihen von zirkulationsbedingten Schwankungen überlagert zu sein. Die Temperaturdaten ab 1991 (Sonde RS 80) wurden mit $+0,56^{\circ}\text{C}$ für die Druckfläche 50 hPa korrigiert. Grundlage waren Vergleichmessungen mit der neuen Sonde RS 90, deren Temperatursensor (F-Thermocap) nur noch einen minimalen Strahlungsfehler hat. Die Temperatur-Messgenauigkeit der RS 90 ist besser als $0,1^{\circ}\text{C}$ bis in Höhen von 30 km (10 hPa), wie von LUERS [7] gezeigt wird.

Messungen der relativen Feuchte bzw. des Wasserdampf-Mischungsverhältnisses liegen aus diesem Höhenbereich über Lindenberg nicht vor. Allerdings zeigen ca. 20-jährige Messungen mit einem Frostpunkthygrometer in den mittleren Breiten (40°N , 105°W) über Boulder [4] eine Zunahme von 10% des Wasserdampf-Mischungsverhältnisses, d.h. ca. 0,4 ppmv pro Dekade (bei einem Basiswert von ca. 4 ppmv im Jahr 1980). Diese Zunahme des Wasserdampfes bei ca. 20 km ist zusätzlich mit der genannten Temperaturabnahme gekoppelt, wodurch es dann zu einer verstärkten Zunahme der relativen Feuchte kommen muß. Damit nimmt die Häufigkeit der Bedingungen für das Entstehen stratosphärischer Wolken zu.

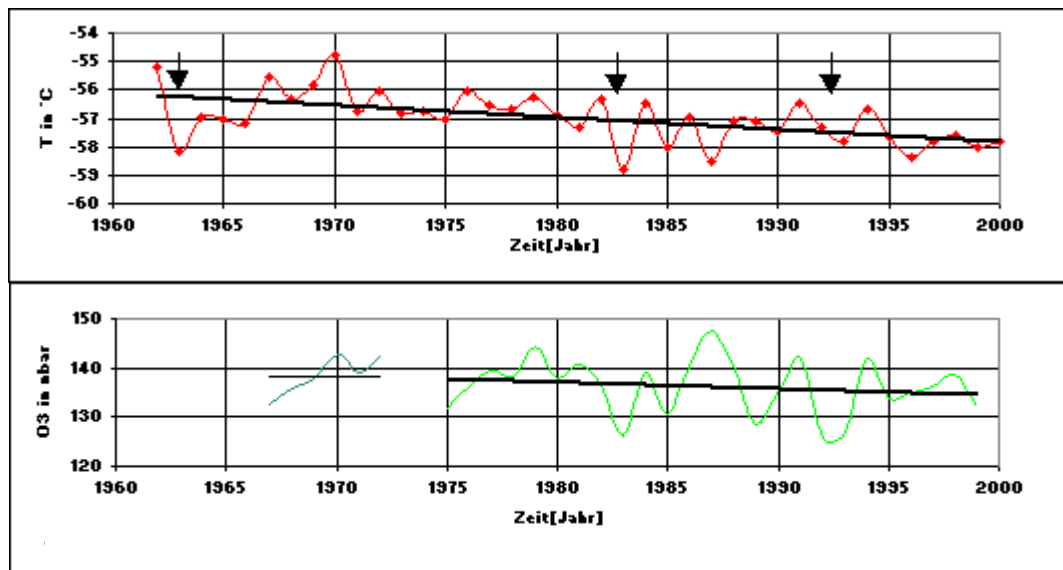


Abb. 3a Temperatur und Ozonpartialdruck bei 50 hPa.

In der oberen Troposphäre, direkt unterhalb der Tropopause bei 300 hPa (ca. 9 km), wird eine vergleichsweise (zu 50 hPa) geringfügige Temperaturzunahme von $0,1^{\circ}\text{C}$ pro Dekade festgestellt (Abb. 3b). Die Abnahme des Ozonpartialdruckes mit $1,3$ nbar pro Dekade ist absolut in gleicher Größenordnung wie in der Stratosphäre, relativ dagegen wesentlich stärker, wenn von einem Bezugswert von etwa 30 nbar im Jahr 1980 ausgegangen wird.

In Abb. 3b wird eine *homogenisierte* Zeitreihe der relativen Luftfeuchte für die obere Troposphäre über ca. 40 Jahre vorgestellt. Dabei wurden die generellen Probleme der Homogenisierung von Zeitreihen drastisch sichtbar. In der fast 40-jährigen Messreihe wurden verschiedene Typen von Feuchtesensoren verwendet, d.h. bis 1970 die deutsche Freiberg-Radiosonde mit einer *Haarharfe*, bis 1991 russische Sonden (RKS-2, RKS-5, MARZ 2.2) mit einer *Goldschlägerhaut* und ab 1992 finnische Sonden mit einem sog. *A-Humicap* (kapazitive Polymermessung). Da es in den letzten Jahren gelang, ein sehr genaues Referenz-Feuchtemessverfahren mit einer Absolutgenauigkeit von $\pm 1\%$ im gesamten Temperaturbereich der Troposphäre zu entwickeln [5], [6], konnten rückwirkend zunächst alle RS 80-Aufstiege korrigiert werden. Ausgehend von den Mittelwerten und unter Berücksichtigung der Trends der zeitlich davor liegenden Messperioden „Goldschlägerhaut“, „Haarharfe“ wurde eine korrigierte Feuchtemessreihe aufgebaut. Es ergibt sich eine geringe Feuchteabnahme von $0,8\%$ pro Dekade für die obere Troposphäre. Eine plausible Interpretations-hypothese kann derzeit noch nicht gegeben werden. Auf Grund der Gesamtsystemproblematik der Genauigkeit der Feuchtemessungen und der Schwierigkeiten bei der Homogenisierung der drei Teilstücke der Messreihe besteht noch Bedarf an weiteren Untersuchungen.

In der unteren Troposphäre, für die die Druckfläche von 850 hPa (ca. 1,5 km) repräsentativ ist, ergibt sich folgendes Bild (Abb. 3c): Die Temperatur steigt mit $0,1^{\circ}\text{C}$ pro Dekade, dem allgemein anerkannten derzeitigen Erwärmungstrend der bodennahen Erdatmosphäre folgend.

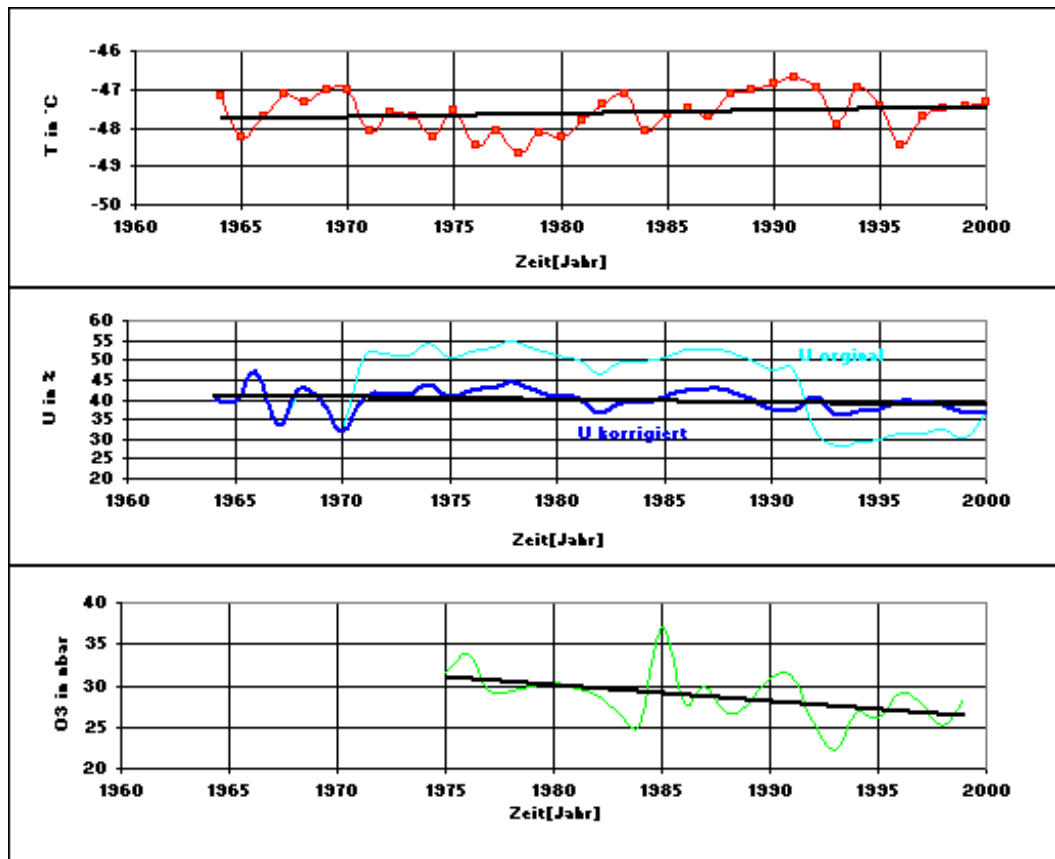


Abb. 3b Temperatur, rel.Feuchte und Ozonpartialdruck bei 300 hPa.

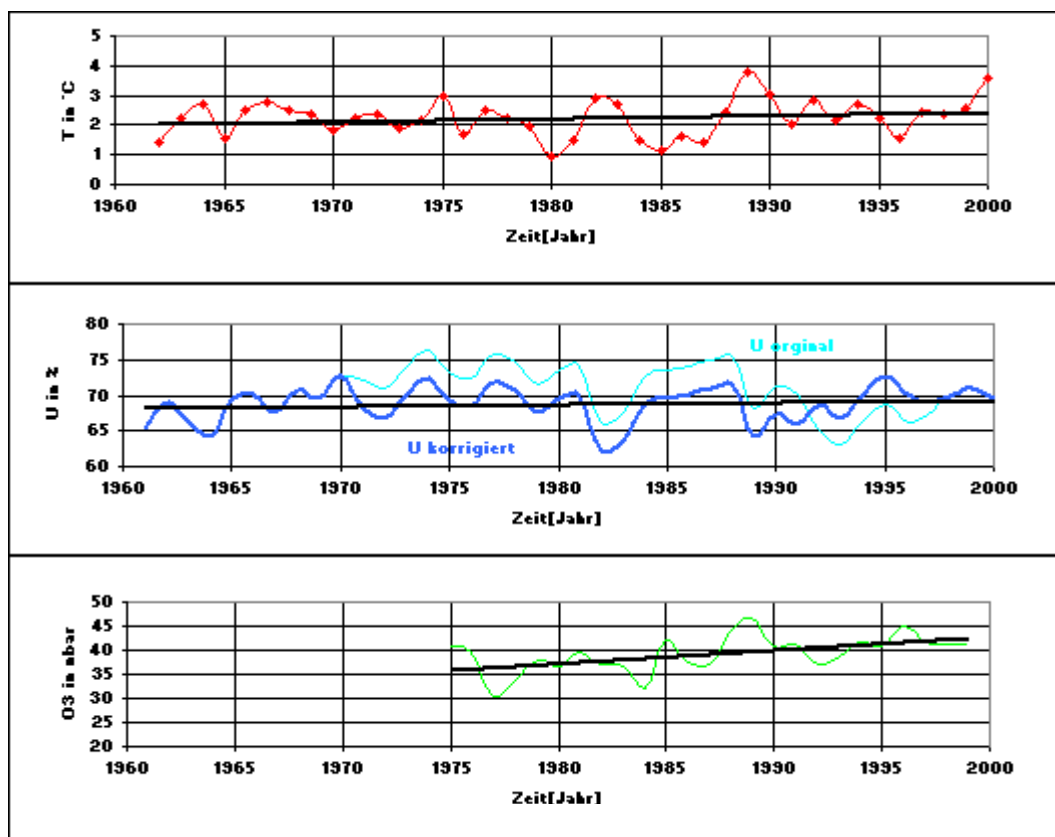


Abb. 3c Temperatur, rel.Feuchte und Ozonpartialdruck bei 850 hPa.

Der Partialdruck des Treibhausgases Ozon nimmt auch zu, und zwar erheblich mit 2,7 nbar pro Dekade, bzw. um 14% in den letzten 20 Jahren, wenn 37 nbar für 1980 als Bezugswert angesetzt werden. Die Ursachen (Zunahme der Stickoxidemissionen) sind bekannt. Auch die relative Feuchte erhöht sich, wie die korrigierte und homogenisierte Messreihe zeigt. Die Gesamtzunahme über 40 Jahre beträgt ca. 1,2%, d.h. 0,3% pro Dekade. Der Mechanismus, der zu einer Zunahme der mittleren relativen Feuchte führt, ist sehr komplex; die generelle Temperaturzunahme sowie zirkulationsbedingte Veränderungen könnten eine Rolle spielen. RAPP [8] konnte für den Wasserdampfpartialdruck in Bodennähe (ca. 2 m über Grund) über Mitteleuropa eine leichte Erhöhung nachweisen.

Literatur

- [1] Allgemeine Meteorologie, 3. Auflage, Deutscher Wetterdienst, Offenbach Mai 1987 ISBN 3-88148-236-9
- [2] The Climate Near the Ground, 5. Ed., R. Geiger, R.H. Aron, P. Todhunter, Vieweg & Sohn Verlagsgesellschaft, Wiesbaden 1995, ISBN 3-528-08948-2
- [3] Die Grundsicht der Troposphäre K. Schneider-Carius, in Probleme der kosmischen Physik, Bd. 26, Geest & Portig Leipzig, 1953
- [4] Increase in lower-stratospheric water vapour at a mid-latitude Northern Hemisphere site from 1981 to 1994 S. J. Oltmans, D.J. Hofmann Nature, Vol 374, March 1995, 146-149
- [5] Improvements in Radiosonde Humidity Profiles Using RS 80/RS 90 Radiosondes of Vaisala U. Leiterer, H. Dier, T. Naebert Beitr. Phys. Atmosph., Nov. 1997, 319 - 336
- [6] Method for Correction of RS 80-A-Humicap Humidity profiles. U. Leiterer, H. Dier, D. Nagel, T. Naebert, D. Althausen, K. Franke Report, Deutscher Wetterdienst, Meteorologisches Observatorium Lindenberg, 2000
- [7] Temperature Error of the Vaisala RS 90 Radiosonde J. K. Luers J. of Atmospheric and Oceanic Technology, Vol. 14, Dec. 1997, 1520-1532
- [8] Konzeption, Problematik und Ergebnisse klimatologischer Trendanalysen für Europa und Deutschland J. Rapp Berichte des DWD, Nr. 212, 2000
- [9] Messgeräte und –verfahren zur Vertikalsondierung H. Steinhagen Klimastatusbericht 2000, Deutscher Wetterdienst, Offenbach 2001.