



Thermischer Aufbau der Atmosphäre

In der gesamten Erdatmosphäre existieren drei Heizschichten:

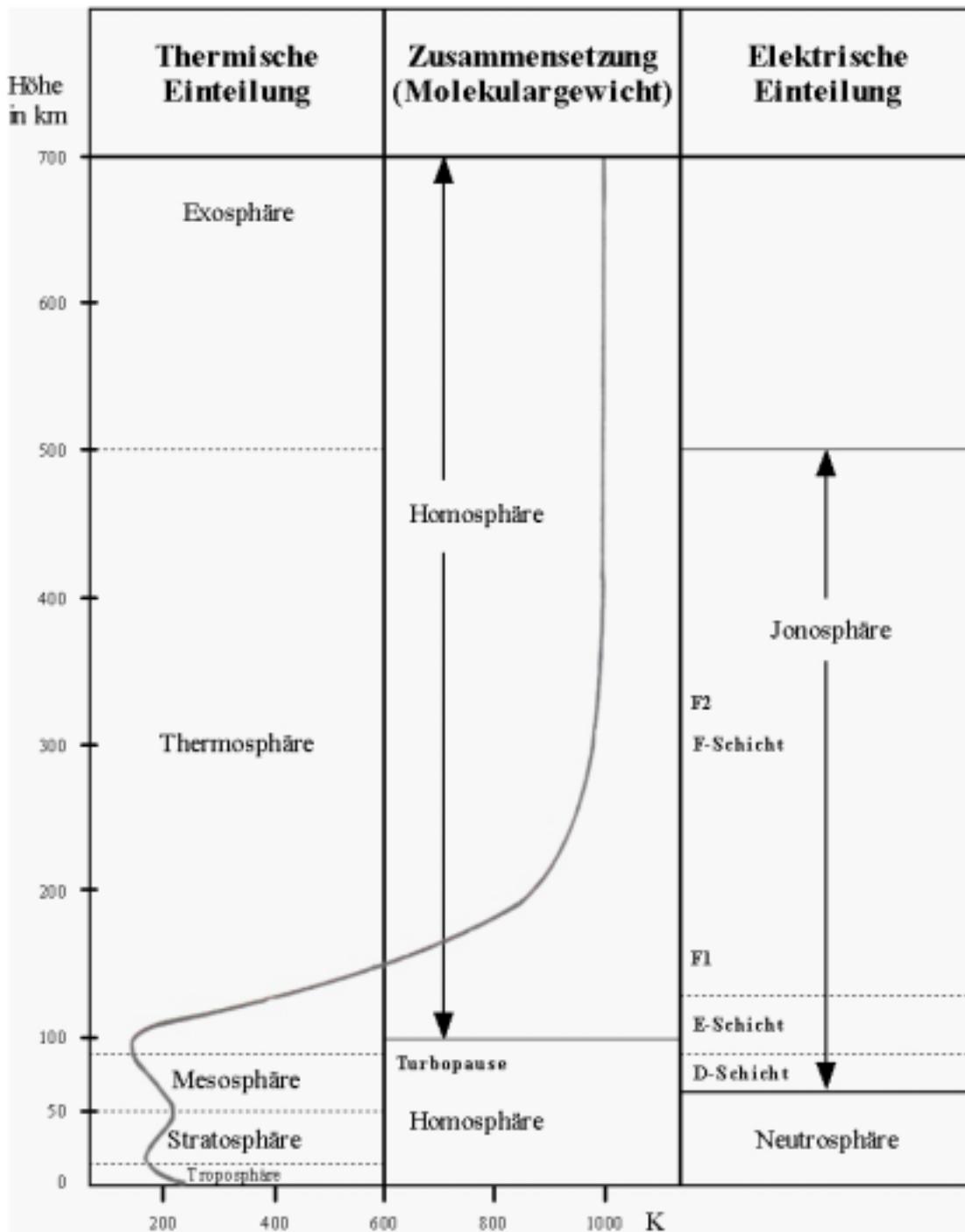
1. die untere Heizschicht, die Erdoberfläche, durch Absorption der Sonnenstrahlung zwischen 0,3 μm und 5 μm
2. die mittlere Heizschicht durch Absorption von UV-Strahlung bei 50 km Höhe
3. die obere Heizschicht oberhalb von 100 km durch Absorption von EUV-Strahlung

Tabelle: Thermischer Aufbau der Atmosphäre (Normatmosphäre)

Schicht	Höhe km	Temperatur		Temperaturänderung Mit d. Höhe in K/km
		°C	K	
Troposphäre	0	15,0	288,2	-6,5
	11	-56,5	216,7	
Tropopause	11	-56,5	216,7	
Stratosphäre	11	- 56,5	216,7	0,0 + 1,0 + 2,8
	20	- 56,5	216,7	
	32	- 44,5	228,7	
	47	- 2,5	270,7	
Stratopause	47 - 51	-2,5	270,7	
Mesosphäre	51	- 2,5	270,7	- 2,8 - 2,0
	71,8	- 58,5	214,7	
	86	- 86,3	186,9	
Mesopause	86 - 91	- 86,3	186,9	
Thermosphäre	91	- 86,3	186,9	nicht-lineare Temperaturzunahme
	500	726,1	999,2	
Exosphäre	500	726,1	999,2	0,0
	1000	726,9	1000	

Die Heizschichten entsprechen Temperaturmaxima. Oberhalb der Schichten maximaler Temperatur muss die Temperatur abnehmen und ein positives vertikales Temperaturgefälle herrschen, bis ein Minimum zwischen den Heizschichten erreicht wird. Zwischen dem Minimum und der nächsten Heizschicht muss sich der Gradient umkehren. In den Extremschichten wechselt das Vorzeichen des vertikalen Temperaturgradienten. Der vertikale Temperaturgradient spielt für die Vorgänge in der Atmosphäre eine wesentliche Rolle. Man hat ihn darum als Kriterium für die Einteilung der Atmosphäre nach thermischen Gesichtspunkten gewählt und erhält so fünf Schichten.

Das Ende jeder Schicht wird durch das Wort Pause gekennzeichnet, das an die Stelle des Wortes Sphäre tritt.



Aufbau der Atmosphäre (nach US-Standardatmosphäre)

Troposphäre

Die Troposphäre ist – nach dem griechischen Wort tropein (wenden, umwälzen) – eine Sphäre der Umwälzungen. Die Erdoberfläche wird durch Absorption solarer Strahlung erwärmt. Die Wärme geht von der Bodenheizfläche in die mit ihr in Berührung stehende Luft über. Der Weitertransport in höhere Schichten erfolgt durch Turbulenz und Konvektion. In der Konvektionsschicht stellt sich ein sogenanntes Konvektionstemperaturgleichgewicht ein. Dieses Gleichgewicht ist mit einer Temperaturabnahme mit der Höhe verbunden. Die

durch Konvektion vom Boden aufsteigende erwärmte Luft dehnt sich aus, wenn sie unter geringeren Druck kommt und leistet Ausdehnungsarbeit. Die zu dieser Ausdehnungsarbeit erforderliche Energie muss sie selbst aufbringen, so dass ihre innere Energie bzw. ihr Wärmeinhalt und damit ihre Temperatur dabei abnimmt. Diese Temperaturabnahme reicht so hoch hinauf wie die Konvektion. Letztere ist sehr hochreichend, wo die Erdoberfläche warm ist und weniger hochreichend, wo sie kalt ist. Darum liegt die Obergrenze der Troposphäre, die Tropopause, in tropischen Breiten hoch und ist kalt, in polaren Breiten tief und ist weniger kalt. Die Höhe und die Temperatur der Tropopause schwanken mit der Jahreszeit und der sie tragenden Luftmasse.

Die untere etwa 1000 m mächtige Schicht der Troposphäre wird die planetarische Grenzschicht genannt. Strömungsmäßig befindet sie sich stets im Gegensatz zu der darüber liegenden freien Atmosphäre in einem durch die Rauigkeit der Erdoberfläche bedingten turbulenten Strömungszustand. Weil letzterer hauptsächlich durch die Reibung verursacht wird, nennt man die planetarische Grenzschicht auch Reibungsschicht. In ihr kann man die oben geschilderte Wirkung der Erdoberfläche auf den fühlbaren und latenten Wärmetransport von der Erdoberfläche in die Atmosphäre am Strömungsverlauf und an der vertikalen Temperatur- und Feuchteverteilung unmittelbar feststellen.

Die planetarische Grenzschicht wird in drei Schichten unterteilt:

- laminare Unterschicht bis etwa 1 mm
- Prandl-Schicht bis 20 – 60 m
- Ekman-Schicht bis etwa 1000 m

Die *laminare Unterschicht* ist die etwa 1 mm dicke Haftschrift der Luft an der Erdoberfläche, in der alle Transportvorgänge wie Impulstransport, Wärmetransport und Feuchtetransport von molekularen Vorgängen bestimmt werden, so dass die Strömung laminarer Natur ist.

Die *Prandl-Schicht*, nach L. PRANDTL benannt, schließt sich als turbulente Schicht von 20 m bis 60 m, maximal bis 100 m, nach oben an. In ihr ist die Schubspannung, die zwischen Schichten unterschiedlicher mittlerer Windgeschwindigkeit durch vertikalen turbulenten Impulsaustausch entsteht, von der Höhe unabhängig, sie hat die Richtung der mittleren Windgeschwindigkeit. Auch der vertikale Austausch von Impuls sowie fühlbarer und latenter Wärme ist in ihr nahezu konstant. Das führt zu einer annähernd logarithmischen Windverteilung mit der Höhe. Danach nimmt die in 10 m Höhe gemessene Windgeschwindigkeit nach unten bis in 1 m Höhe genau soviel ab, wie sie nach oben bis 100 m Höhe zunimmt. Am Oberrand der Prandtl-Schicht erreicht die Windgeschwindigkeit bereits 50% bis 70% des reibungsfreien Windes oberhalb der Reibungsschicht.

Die *Ekman-Schicht*, nach dem schwedischen Ozeanographen W. EKMAN benannt, unterscheidet sich dadurch von der Prandtl-Schicht, dass der vertikale Austausch von Impuls, Wärme und Feuchte nicht mehr unabhängig von der Höhe ist. Während in Bodennähe der Wind unter einem Winkel von etwa 45° gegenüber den Isobaren in den tiefen Druck hineinweht, setzt in der Ekman-Schicht unter der Wirkung von Druckgradientkraft, Corioliskraft und abnehmbarer Reibungskraft ein Rechtsdrehen und eine Zunahme des Windes mit der Höhe ein, bis ab etwa 1000 m Höhe der Wind parallel zu den Isobaren weht.

Die Troposphäre enthält rund 3/4 der Masse der Atmosphäre und fast 100% ihres Wasserdampfes. Darum treten in ihr auch alle Erscheinungen auf, für die Wasserdampf erforderlich ist, wie Wolken und Niederschläge. Dadurch wird die Troposphäre zur eigentlichen Wettersphäre.

Stratosphäre

Die Temperaturverteilung der Stratosphäre wird weitgehend durch die Absorption von UV-Strahlung in der Ozonschicht bestimmt. Weil die obersten Schichten der Ozonosphäre den größten Teil der eintreffenden UV-Strahlung absorbieren und den nach unten folgenden Schichten immer weniger an UV-Strahlung übriglassen, liegt das Maximum der Erwärmung und damit der Stratosphärentemperatur im oberen Bereich der Ozonschicht in 47 km bis 51 km Höhe. Diese Schicht ist das Ende der Stratosphäre und heißt darum *Stratopause*. Die Standard-Stratosphäre besitzt eine vertikale Dreiteilung, eine isotherme Schicht von 11 km bis 20 km, eine Schicht mit einer Temperaturzunahme von 1,0 K/km bis 32 km und 2,8 K/km bis 47 km. Dort beträgt die Stratopausentemperatur dann $-2,5\text{ °C}$. Selbstverständlich hängt die Temperatur der Ozonheizschicht stark vom Einfallswinkel der Sonnenstrahlung ab. Darum weisen die wirklichen Stratosphärentemperaturen vor allem in mittleren und in polaren Breiten ähnlich wie die Erdoberfläche einen deutlichen Jahresgang mit einem Maximum im Sommer und einem Minimum im Winter auf. Infolge der ununterbrochenen Einstrahlung im Polargebiet auf der Sommerhalbkugel und ihres völligen Fehlens auf der Winterhalbkugel liegt das Temperaturmaximum der Stratopause beim jeweiligen Sommerpol und das Minimum beim Winterpole, so dass sich ein über den Äquator hinwegreichendes Temperaturgefälle vom Sommerpol zum Winterpol ergibt.

Die Stratosphärentemperatur zeigt im Winter gelegentlich plötzliche Schwankungen, die als *Berliner Phänomen* in die Literatur eingegangen sind. Dabei handelt es sich um plötzliche, winterliche Stratosphärenerwärmungen die oft mit einer markanten Umstellung der stratosphärischen Zirkulation verbunden sind.

Mesosphäre

Die Schicht positiven vertikalen Temperaturgefälles oberhalb der mittleren Heizschicht der Atmosphäre nennt man *Mesosphäre*. In ihr nimmt nach der Standardatmosphäre die Temperatur zwischen 51 km und 71,8 km um 2,8 K/km mit der Höhe ab und dann bis 86 km Höhe um 2,0 K/km. Ihr Ende, die *Mesopause*, liegt zwischen 86 km und 91 km Höhe und hat im Mittel eine Temperatur von $-86,3\text{ °C}$.

Die Mesopause weist die tiefsten Temperaturen der Atmosphäre auf. Für ihre Temperatur gilt dieselbe Regel wie für die Tropopausentemperatur: Wo die Untergrenze der Mesosphäre (die Stratopause) warm ist, ist die Mesopause kalt und umgekehrt. Darum haben die Wintermonate in hohen Breiten eine hohe Mesopausentemperatur und die Sommermonate eine tiefe, wobei häufig -110 °C unterschritten werden. Die tiefste bisher bekannte Temperatur der Atmosphäre von -153 °C wurde am 17. Juni 1966 in Point Barrow (Alaska) bei einem Raketenanstieg in 93 km Höhe gemessen.

Die tiefsten sommerlichen Mesopausentemperaturen der höheren Breiten reichen für eine Übersättigung des zwar nur in geringen Spuren vorhandenen Wasserdampfes aus, so dass sich dort Eiskristalle bilden können. Diese werden vor der Morgendämmerung und nach der Abenddämmerung, wenn die Erdoberfläche Nacht hat, infolge ihrer großen Höhe schon oder noch von der Sonne angestrahlt und leuchten hell auf. Sie werden darum *leuchtende Nachtwolken* genannt. Bei den höheren winterlichen Mesopausentemperaturen sind diese Wolken nicht zu beobachten.

Thermosphäre

Thermosphäre nennt man die Schicht zunehmender Temperatur zwischen 91 km und 500 km oberhalb der Mesopause. Der Temperaturanstieg kommt hauptsächlich durch Absorption von EUV-Strahlung (Extrem-UV) in den oberen Atmosphärenschichten zustande. Bei der

geringen Anzahl von Gasteilchen in der Volumeneinheit in diesen Höhen bezieht sich der Begriff *Temperatur* nicht mehr auf die gemessene fühlbare Wärme, sondern auf die mittlere kinetische Energie der dort vorhandenen Luftmoleküle. Zwischen 91 km und 110 km steigt die Temperatur in der US-Standardatmosphäre von $-86,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ auf $-33,2\text{ }^{\circ}\text{C}$, wobei der Temperaturgradient von 0 K/km auf 12 K/km anwächst. Der Gradient bleibt dann zunächst konstant. Oberhalb 120 km nimmt er wieder ab, und

die Temperatur nähert sich bis 1000 km asymptotisch dem Wert 1000 K, wobei oberhalb von 500 km eine nahezu quasiisotherme Atmosphäre von rund 1000 K vorhanden ist. Weil die für die Erwärmung der Thermosphäre verantwortliche EUV-Strahlung stark von der Sonnenaktivität abhängt, muss auch die Thermosphärentemperatur mit der Sonnenaktivität schwanken. So liegen bei einem Sonnenfleckenminimum die tiefsten Werte bis zu 500 K unter der Norm, bei mittleren Sonnenfleckenmaximumwerten etwa 100 K über der Norm und zu Zeiten stärkster Solarausbrüche und geomagnetischer Stürme bis zu 1000 K über den Werten der Standardatmosphäre.

Exosphäre

Die äußere (griech.: *exos*) Atmosphäre nennt man Exosphäre. Sie ist dadurch gekennzeichnet, dass die mittlere freie Weglänge ihrer Gasteilchen – das ist die mittlere Wegstrecke zwischen zwei Zusammenstößen von Gasatomen oder Gasmolekülen – so groß wird, dass sie praktisch nicht mehr zusammenstoßen. In 500 km Höhe beträgt die mittlere freie Weglänge über 30 km. In der Exosphäre können die Gasteilchen bei ausreichender Molekulargeschwindigkeit den Anziehungsbereich der Erde verlassen und in den Weltraum entweichen, sofern sie nicht durch magnetische Kräfte daran gehindert werden.

Elektrischer Aufbau der Atmosphäre

Ionen - das sind positiv oder negativ geladene Teilchen - entstehen in der Atmosphäre durch die solare Ultraviolett- und Röntgenstrahlung sowie durch radioaktive und kosmische Strahlung. Sie haben bei großer Luftdichte und damit geringer freier Weglänge nur eine kurze Lebensdauer, da sie durch Wiedervereinigung rasch wieder zu einem neutralen Teilchen werden. Darum sind langlebige Ionen in der unteren Atmosphäre kaum anzutreffen. Erst im Bereich der Thermosphäre mit ausreichend großen freien Weglängen, wo außerdem genügend ionisierende UV-Strahlung zur Verfügung steht, nimmt die mittlere Lebensdauer von Ionenpaaren und damit auch die Anzahl der positiven Ionen und der freien negativen Elektronen so stark zu, daß sie die Radiowellen reflektieren. Die Schichten, in denen das geschieht, nennt man *Ionosphäre*. Sie erstreckt sich von etwa 70 km bis 500 km, wobei eine obere Grenze nicht exakt definiert ist. Die Bezeichnung Ionosphäre besagt nicht, daß diese Schicht hauptsächlich aus Ionen besteht. Die Ionenkonzentration ist auch in der Ionosphäre gegenüber den neutralen Luftbestandteilen sehr gering. So kommt in 100 km Höhe auf 100 Millionen neutrale Teilchen nur ein Ionenpaar. In 300 km ist das Verhältnis 10 000: 1 und in 1000 km nur noch 10: 1. Erst dann kehrt sich das Verhältnis um, und es überwiegen die elektrisch geladenen Teilchen.

Weil die UV-Strahlung durch die Erdrotation einen Tagesgang besitzt und außerdem mitsamt der Korpuskularstrahlung von der Sonnenaktivität abhängt, erfährt die Ionenkonzentration in der Ionosphäre dazu proportional verlaufende Schwankungen mit einem Maximum am Tage bzw. zu Zeiten hoher Sonnenaktivität und einem Minimum in der Nacht und zu Zeiten ruhiger

Sonne. Infolge der Entmischung der Gase in diesen Höhen erhält man auch unterschiedliche vertikale Ionenkonzentrationen und damit einen schichtförmigen Aufbau der Ionosphäre, wobei sich drei Schichten deutlich herauschälen:

- die D-Schicht
- die E-Schicht
- die F-Schicht.

Die *D-Schicht* entsteht mit einsetzender UV-Strahlung nach Sonnenaufgang in der oberen Mesosphäre oberhalb 70 km die Ihre Ionisationsdichte wächst mit dem Sonnenstand. Nach Sonnenuntergang löst sie sich durch Wiedervereinigung der Ionenpaare wieder auf. Bei starken Sonneneruptionen kann die D-Schicht die Radiowellen so stark absorbieren, daß der Kurzwellenfunk zusammenbricht.

Die *E-Schicht* befindet sich normalerweise zwischen 90 km und 140 km. Die Ionenkonzentration der E-Schicht folgt wie die der D-Schicht dem Sonnenstand. Weil die Wiedervereinigungsrate der Ionenpaare nach oben abnimmt, löst sich die E-Schicht im Gegensatz zur D-Schicht nachts nicht mehr restlos auf, sondern schwächt sich nur ab, und zwar am meisten in unteren Teil der Schicht. In der langen Polarnacht des Winterhalbjahres kann sich aber auch die E-Schicht nicht halten.

Die *F-Schicht* schließt sich nach oben an die E-Schicht an. Mit abnehmender Wiedervereinigungsrate der Ionenpaare wächst die Ionendichte weiter an. Weil aber die Anzahl atomarer Teilchen nach oben sehr rasch abnimmt, muss schließlich auch die Ionenkonzentration in einer bestimmten Höhe der Thermosphäre ein Maximum erreichen. Das ist zwischen 250 km und 500 km Höhe der Fall. Darüber nimmt die Ionenkonzentration wieder ab, so daß die Obergrenze der F-Schicht nicht genau definiert ist. Der oberste Teil besteht fast ausschliesslich aus ionisierten Wasserstoffatomen, aus Protonen und derer abgetrennten Elektronen.

Der untere Teil der F-Schicht, die *F1-Schicht*, ist nur tagsüber bei hohem Sonnenstand entwickelt. Die Schicht stärkster Ionenkonzentration zwischen 250 km und 500 km Höhe, die *F2-Schicht*, ist dagegen eine permanente Schicht.

Die Magnetosphäre

Die Erde besitzt ein Dipolmagnetfeld, dessen Pole in einiger Entfernung von den Erdpolen liegen. Die magnetischen Feldlinien gehen stark gebündelt von einem Pol aus, divergieren auf ihrem Wege in den Raum, verlaufen in weiten Bögen zum Gegenpol und münden dort wieder als dichtes Feldlinienbündel. Derartige Magnetfelder haben die Eigenschaft, elektrisch geladene Partikeln wie Elektronen und Protonen auf Spiralbahnen längs der magnetischen Feldlinien zu führen. Die elektrischen Teilchen können nicht beliebig in Regionen höherer Magnetfeldstärke eindringen. Ihre Spiralbahnen werden mit dichter verlaufenden Feldlinien immer enger, bis die Partikeln schließlich zurückgeworfen werden.

Das geschieht im Erdmagnetfeld in der Nähe der beiden magnetischen Pole. Dort werden die Protonen und die Elektronen gleichsam wie von unsichtbaren Federn von Pol zu Pol geschleudert und sind im Erdmagnetfeld in einer magnetischen Flasche oder Blase eingefangen. Die energieärmeren in Partikeln, hauptsächlich die Elektronen, werden bereits

im äußeren schwächeren Magnetfeld gebündelt, die energiereicheren Protonen überwiegen erst im erdnäheren, stärkeren Kraftfeld.

Das Magnetfeld der Erde bildet so ringförmige Gürtel sehr schneller und darum energiereicher, elektrischer Partikelströme um die Erde. In Polnähe, wo die Partikelströme einmünden, reicht der Ring näher an die Erdoberfläche heran als am Äquator. Bei der Auswertung der Daten des 1958 gestarteten Satelliten Explorer I hat van ALLEN erstmals diese Gürtel entdeckt, die durch spätere Raumsonden bestätigt und nach ihm van Allen-Strahlungsgürtel benannt wurden.

Das vom Magnetfeld der Erde eingeschlossene Plasma aus Elektronen und Protonen bildet die Magnetosphäre der Erde, deren Ende die Magnetopause ist. Diese liegt in einer Entfernung von etwas über 10 Erdradien auf der sonnenzugewandten Tagseite der Erde viel näher als auf der Nachtseite, wo sie schweifartig weit über die Mondbahn hinausreicht. Die eigenartige Form der Magnetopause hat ihre Ursache in der Wechselwirkung zwischen dem Sonnenwind und seinem mitgeführten Magnetfeld und dem Erdmagnetfeld. Wo die elektrischen Partikel des Sonnenwindes auf das Magnetfeld der Erde auftreffen, werden dessen äussere Feldlinien so weit zusammengepresst, bis der magnetische Druck des Erdfeldes den anströmenden Sonnenwind widerstehen kann.

Der Sonnenwind wird dabei abgelenkt und am Erdmagnetfeld vorbeigeführt. Auf der sonnenabgewandten Seite werden die erdmagnetischen Kraftlinien gewissermassen in den Weltraum hinausgeblasen und bilden so einen geomagnetischen Schweif. Die Grenze der Magnetosphäre, die Magnetopause, liegt dort, wo die Magnetfelder des Sonnenwindes und der Erde sich aufheben. Vor der Aufprallstelle des Sonnenwindes bildet sich eine Art Bug- oder Stosswelle aus.

Wenn man davon ausgeht, dass die Magnetosphäre aus Materie besteht, die durch das Magnetfeld der Erde fest an die Erde gebunden ist, dann muss man die Magnetopause als die eigentliche Grenze der Erdatmosphäre ansehen. Die Magnetosphäre umschliesst als Schicht sehr dünn verteilter Plasmamaterie die Ionosphäre der Erde.

