

1. Kapitel

Schwerewellen in der Atmosphäre

1.1 Der Aufbau der Atmosphäre

Temperaturstruktur

An jedem Punkt der Erde ist typischerweise eine Änderung der Temperatur mit der Höhe wie in Abbildung 1.1 zu beobachten. Das dargestellte Profil unterliegt allerdings starken jahreszeitlichen und geographischen Schwankungen. Der charakteristische Verlauf mit der Höhe legt eine Unterteilung der Atmosphäre anhand des Temperaturverlaufes in verschiedene Höhenbereiche nahe. Der Übergang zwischen den verschiedenen Bereichen (Sphären) wird durch eine Umkehr des vertikalen Temperaturgradienten definiert. Die Region, an der sich der Temperaturgradient umkehrt, wird als zum darunter liegenden Bereich gehörige Pause bezeichnet.

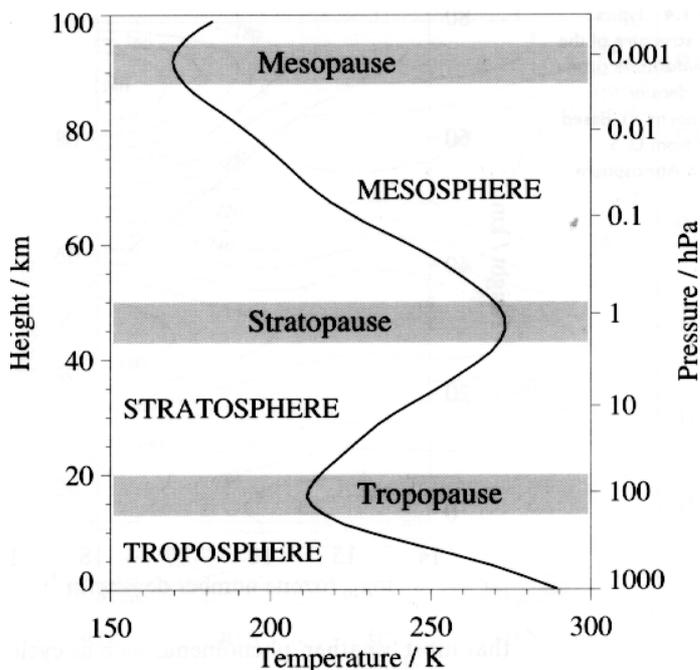


Abbildung 1.1: Veränderung der Temperatur mit der Höhe, typisches Temperaturprofil innerhalb der unteren 100 km Höhe der Erdatmosphäre. Quelle: [Andrews 2000].

1.1 Der Aufbau der Atmosphäre

Ausgehend vom Erdboden nimmt die Temperatur in der Troposphäre mit zunehmender Höhe ab und erreicht an der Tropopause ein Minimum. Die Höhe der Tropopause nimmt von den Polen (etwa 7 km) zum Äquator (etwa 17 km) hin zu und die Temperatur an der Tropopause ist um so kälter, je höher sie liegt. In den mittleren Breiten, z.B. in Lindenberg, beträgt die Temperatur an der Tropopause etwa 223 K (-50°C) und in den Tropen werden Werte von unter 193 K (-80°C) erreicht.

Die beobachtete Temperaturabnahme in der Troposphäre von etwa 6.5 K pro km ist geringer als die sogenannte adiabatische Temperaturabnahme mit 9.8 K pro km für ein ohne Wärmeaustausch mit der Umgebung erfolgendes Aufsteigen. Die adiabatische Temperaturabnahme ergibt sich leicht ersichtlich aus der Gleichsetzung der hydrostatischen Grundgleichung, $-\Delta p = g\rho\Delta h$ (wobei p für den Druck, g für die Schwerebeschleunigung, ρ für die Dichte der Luft und T für die Temperatur steht), die die Druckabnahme mit der Höhe beschreibt und dem 1. Hauptsatz der Thermodynamik, $\Delta p = c_p \rho \Delta T$ (c_p ist die spezifische Wärme der Luft). Der Zusammenhang zwischen Temperaturänderung und Höhenänderung lautet damit:

$$\frac{-\Delta T}{\Delta h} = \frac{g}{c_p}. \quad (1.1)$$

Für Standardbedingungen ergibt sich aus Gleichung (1.1) die bereits erwähnte adiabatische Temperaturabnahme von 9.8 K pro km.

In der Troposphäre findet zusätzlich Erwärmung infolge von Kondensation (Feuchtigkeits-effekte) und Strahlungsabsorption im infraroten Spektralbereich durch troposphärischen Wasserdampf und Kohlendioxid statt. Die infrarote Strahlung in der Troposphäre hat ihren Ursprung in der Emission von Strahlung durch die Erdoberfläche, sie emittiert Strahlung entsprechend ihrer Temperatur, wobei das Maximum der Strahlung im infraroten Spektralbereich ($\sim 10 \mu\text{m}$) liegt. In guter Näherung kann die Erdoberfläche als „schwarzer Strahler“ angesehen werden, so dass die emittierte Strahlung ein Plancksches Spektrum aufweist. Die starke Absorption langwelliger Strahlung durch Spurengase wird besonders gut in Messungen der die Erdatmosphäre verlassenden langwelligen Strahlung deutlich (Abbildung 1.2). Hier wird erkennbar, dass im Vergleich zum ursprünglichen schwarzen Spektrum von etwa 288 K, in dem Spektrum der von der Erdatmosphäre ausgesendeten Strahlung einige Wellenlängen-Bereiche, zwischen 12 und 20 μm (siehe Abbildung 1.2), deutlich geringere Intensität haben. Das sind die Wellenlängen-Bereiche, in denen Wasserdampf und Kohlendioxid Strahlung absorbieren und dadurch die Umgebung erwärmen. Zusammen mit der Wärme, die in der Troposphäre im Konvektionskreislauf bei der Kondensation von Feuchtigkeit frei wird, wird die Temperaturabnahme aus Gleichung (1.1) von 9.8 K pro km auf die beobachteten 6.5 K pro km verringert.

1.1 Der Aufbau der Atmosphäre

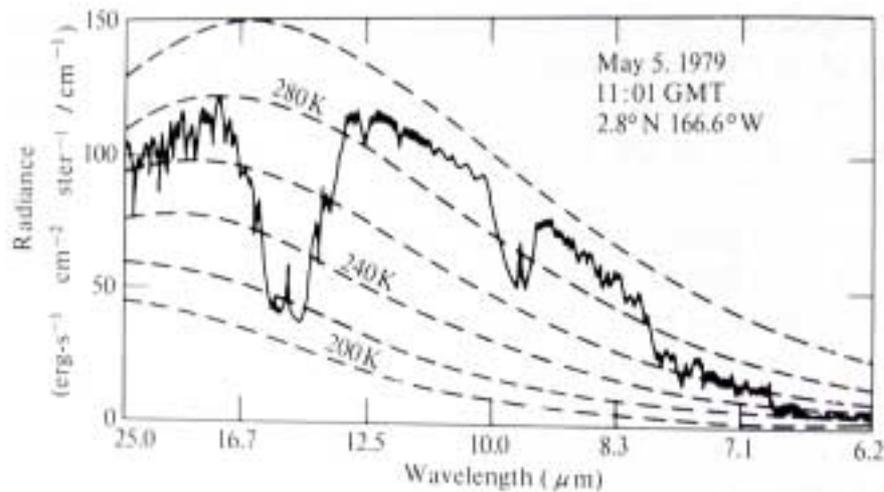


Abbildung 1.2: Das Strahlungsspektrum der Ausstrahlung der Erde (die durchgezogene Linie) und verschiedene Schwarzkörper-Spektren für Temperaturen von 200 K–300 K (die gestrichelten Linien), Brasseur [1984].

Oberhalb der Tropopause, in der Stratosphäre, bleibt die Temperatur zunächst etwa konstant. In der Stratosphäre befindet sich etwa 90% des gesamten atmosphärischen Ozons, wobei das Maximum der Ozonkonzentration etwa in 20 bis 22 km Höhe angesiedelt ist. Oberhalb von 20-22 km Höhe steigt die Temperatur aufgrund der Absorption solarer Ultraviolett-Strahlung durch das Ozonmolekül (O_3) langsam an. An der Stratopause ist der wärmende Effekt der Ozon-Photolyse am größten, und die Temperatur erreicht hier die höchsten Werte. Durch die hohe Schichtungsstabilität findet in der Stratosphäre nur ein langsamer vertikaler Austausch von Luft statt. Durchmischung geschieht hauptsächlich durch ausgeprägte, horizontale Windsysteme.

Oberhalb der Stratopause nimmt die Ozonkonzentration und damit die UV-Strahlungsabsorption durch die Ozonmoleküle deutlich ab. Hier, in der Mesosphäre, überwiegt stattdessen die Abkühlung durch langwellige Ausstrahlung des Kohlendioxid-Moleküls (CO_2) gegenüber der kurzwelligen solaren Einstrahlung und die Temperatur sinkt erneut ab. Das Temperaturminimum wird an der Mesopause erreicht, deren Höhe und Temperatur in polaren Breiten einer starken jahreszeitlichen Schwankung unterliegen. Die niedrigsten Temperaturen der Mesopause werden im Sommer in einer Höhe von etwa 88 km erreicht und es bilden sich dicht oberhalb der Mesopause unter besonderen Bedingungen, die noch nicht vollständig geklärt sind, NLCs, die „*Noctilucent Clouds*“ [von Zahn und Bremer 1999]. Im Winter ist die Mesopause deutlich wärmer und in einer Höhe von ca. 100 km angesiedelt. Das ungewöhnliche Temperaturverhalten beruht auf der adiabatischen Abkühlung aufsteigender Luftmassen im Sommer, verursacht von atmosphärischen Schwerewellen. Die dabei stattfindende Abkühlung ist so groß, dass sie nicht durch die Erwärmung aufgrund von

1.1 Der Aufbau der Atmosphäre

Absorption solarer Strahlung kompensiert wird. Die Mesopause ist daher über dem Sommerpol kälter und über dem Winterpol wärmer als über dem Äquator.

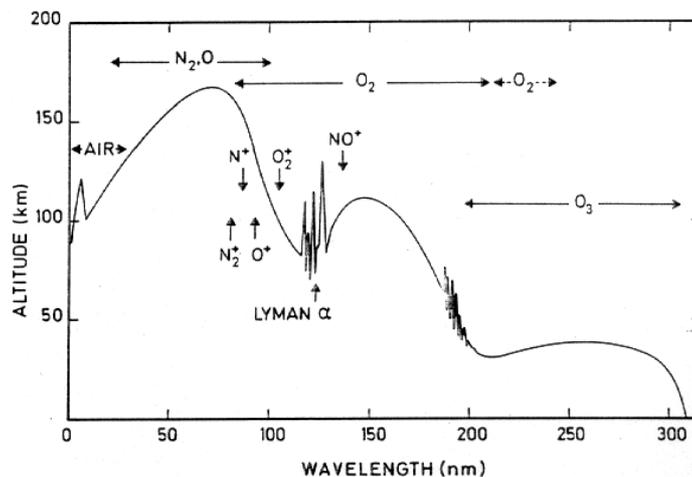


Abbildung 1.3: Das Spektrum der solaren Strahlung in Abhängigkeit der Höhe der Atmosphäre. Dargestellt ist bis zu welcher Höhe die Sonnenstrahlung in Abhängigkeit von der Wellenlänge in die Erdatmosphäre eindringt. Quelle: [Brasseur 1984].

In der Thermosphäre, die sich nach oben an die Mesopause anschließt, nimmt die Temperatur schließlich wieder zu und erreicht sehr hohe Werte von über 100°C. Hauptgrund dafür ist Absorption solarer UV-Strahlung durch O₂ in Verbindung mit einer stark reduzierten Effizienz der Strahlungskühlung durch CO₂, da sich die Moleküle nicht mehr im thermodynamischen Gleichgewicht befinden.

Zirkulation in der Atmosphäre

Durch die globale Verteilung von Landmassen und Ozeanen kommt es vor allem auf der Nordhalbkugel zur Ausbildung von quasi-stationären, um den Pol verlaufenden Schwankungen in charakteristischen Größen wie z.B. der Temperatur und des Druckes. Beim Anströmen der Gebirge und durch unterschiedliche Erwärmungsraten werden Wellen angeregt. Solche Wellen werden als Rossby-Wellen oder *planetarische* Wellen bezeichnet, da ihre Wellenlängen in der Größenordnung des Erdumfanges liegen. Sie besitzen zonale Wellenzahlen zwischen 1 und 7.

Die großräumigen Strömungsverhältnisse der freien Atmosphäre in den mittleren Breiten sind gekennzeichnet durch einen regelmäßigen Wechsel zwischen einer zonalen und meridionalen Strömung. Die sich dabei bildenden Tröge und Keile sind mit den Hoch- und Tiefdruckgebieten der mittleren Breiten gekoppelt, die entstehenden planetarischen Wellen haben höhere Wellenzahlen von 4-6. Ihre Phasenfronten zeigen mit zunehmender Höhe eine typische, westwärts gerichtete Neigung. Die zeitlichen Perioden dieser Wellen betragen mehr als 12 Stunden. Die planetarischen Wellen werden durch Reibung, ageostrophische Winde oder Orographie verändert, und es entstehen dabei kleinräumigere Bewegun-

1.1 Der Aufbau der Atmosphäre

gen wie Turbulenzen und Schwerewellen. Deren Größenordnungen sind zeitlich in Minuten bis Stunden und räumlich in wenigen Kilometern bis wenigen tausend Kilometern gefasst.

Die in der Stratosphäre auftretenden planetarischen Wellen mit den Wellenzahlen 1 und 2 sind im Winter deutlich stärker als in den Sommermonaten. Im Sommer hemmt der dann in der Stratosphäre herrschende Ostwind ihre Ausbreitung. Der winterliche Polarwirbel wird auf der Nordhalbkugel häufiger als auf der Südhalbkugel durch eine dynamische Erwärmung (*Stratosphären-Erwärmung*, „*minor warming*“) gestört, bei denen sich die Stratosphäre in kurzer Zeit um 25 K oder mehr erwärmt. Bei einer starken Stratosphären-Erwärmung („*major warming*“), die nur auf der Nordhemisphäre auftreten, kommt es zu einer Umkehr der normalen Windverhältnisse und es wehen Ostwinde [Labitzke 1972]. Im Frühjahr führt eine solche Erwärmung als „*final warming*“ in beiden Hemisphären zur jahreszeitlich bedingten Umkehr der zonalen Zirkulation. Als Ursache für die Erwärmungen gilt die Wechselwirkung der planetarischen Welle mit einer troposphärischen Störung, die in die mittlere Atmosphäre wandert und dort durch Impuls- und Energieabgabe die Zirkulation und Temperatur beeinflusst.

Die tatsächlich beobachtete zonal gemittelte Temperaturverteilung (Abbildung 1.4) in der Atmosphäre unterscheidet sich von der allein durch Einstrahlung der Sonne entstehenden Temperaturverteilung, der Strahlungsgleichgewichtstemperatur („*radiative equilibrium temperature*“) in Abbildung 1.5. Grund dafür ist eine globale Meridionalzirkulation in der mittleren Atmosphäre, die durch unterschiedliche Aufheizung in der Atmosphäre bestimmt wird. Luftmassen steigen dabei über dem warmen Sommerpol auf und sinken über dem kalten Winterpol wieder ab (Abbildung 1.6). Zwischen den Polen wird die Luft dabei in der oberen Mesosphäre vom Sommer- zum Winterpol transportiert. Dieses Zirkulationsmuster wird auch von Klima-Modellen reproduziert, z.B. [Garcia et al. 1992].

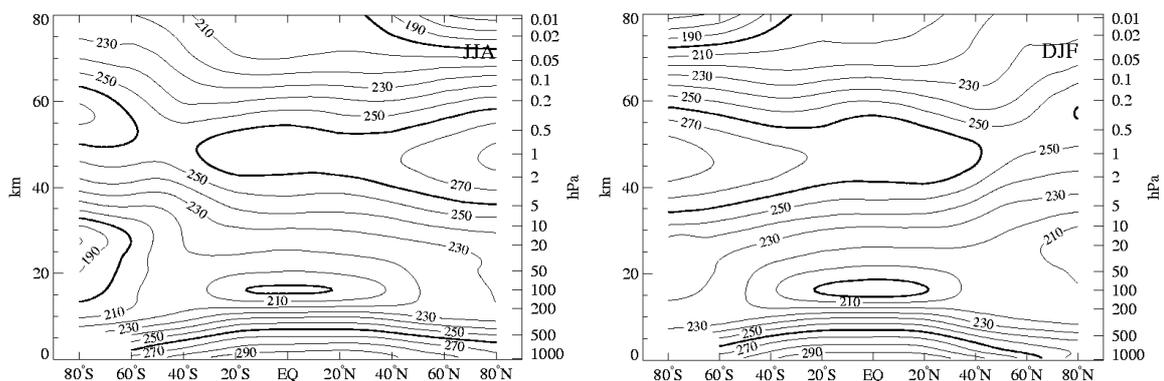


Abbildung 1.4: Zonal gemittelte Temperatur der Tropo- und Stratosphäre im Nordsommer (links) und Nordwinter (rechts). Der Abstand der Isolinien beträgt 10 Kelvin und die Isolinien für 200 K und 260 K sind fett eingezeichnet, Daten: Barnett und Corney [1985].

1.1 Der Aufbau der Atmosphäre

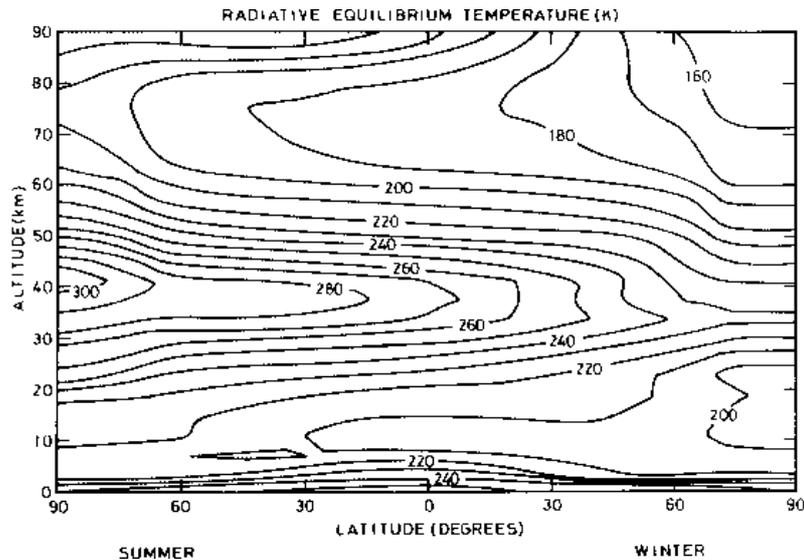


Abbildung 1.5: Temperaturverteilung auf der Erde, wenn sie nur durch Strahlungsmechanismen bestimmt würde. Quelle: [Geller 1983].

Die Meridionalzirkulation in der Stratosphäre wird außerdem durch die Rossby-Wellen aufrecht erhalten. Diese können sich unter günstigen Umständen von der Troposphäre bis in höhere Regionen der Atmosphäre ausbreiten, bis sie in einer bestimmten Höhe brechen und dissipieren. Beim Brechen der Wellen wird Impuls abgegeben, was zu einem Abbremsen des zonalen Grundstromes führt. Aufgrund der Drehung der Erde wird dieses zonale Abbremsen der Luftströmung durch den Coriolis-Effekt in eine meridionale, polwärts gerichtete Strömung umgewandelt.

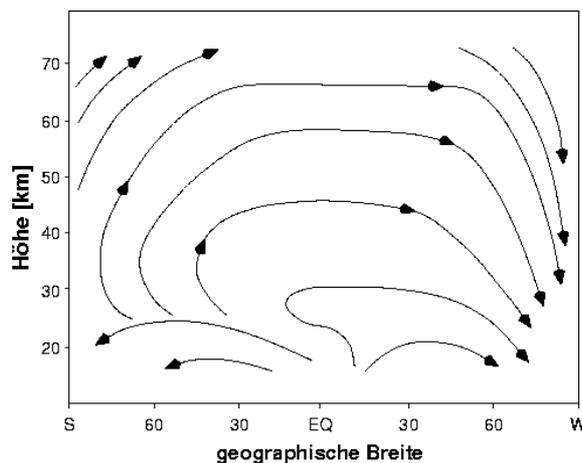


Abbildung 1.6: Globale, meridionale Zirkulation in der mittleren Atmosphäre zur Zeit des Solstiums [nach Dunkerton 1978]. S und W kennzeichnen den Sommer- bzw. Winterpol.

Außerhalb der Tropen herrschen in der Stratosphäre und in der Mesosphäre sehr stabile und großräumige Windsysteme mit ausgeprägter zonaler Richtung vor, die aus der thermi-

schen Struktur der Atmosphäre erklärbar sind. Auf der Winterhemisphäre führen die niedrigen Temperaturen über dem Pol wegen des starken Temperaturgradienten zwischen Tropen und hohen Breiten zu einem Westwindjet in der Stratosphäre. Dieser stratosphärische „*polar night jet*“, mit Maximum an der Stratopause, stellt die Begrenzung zwischen dem winterlichen Polarwirbel und den Tropen dar. In der Sommerhemisphäre existieren beständige, aber schwächere Ostwinde. Der Sommerpol wird von antizyklonalen Winden umströmt, und dementsprechend sind die Temperaturen in der oberen Stratosphäre und unteren Mesosphäre über dem Sommerpol höher als über den Tropen. Während die sommerlichen Ostwinde sehr beständig sind und eine geringe meridionale Komponente aufweisen, ist das winterliche Zirkulationsmuster weitaus unbeständiger und weist starke Differenzen zwischen den beiden Hemisphären auf, die auf geographische Unterschiede zurückgeführt werden können. Der Wechsel zwischen den Jahreszeiten, im Frühjahr und Herbst, ist mit schwachen Westwinden in den mittleren und hohen Breiten in der Stratosphäre verbunden. Für den Bereich der Tropen gilt die bisherige Aussage über die zonalen Windsysteme in der Stratosphäre nicht. Hier findet sich eine quasi-zweijährige Oszillation des vorherrschenden, zonalen Windes (*QBO*, *Quasi-Biennial Oscillation*), als deren Ursache aus der tropischen Troposphäre aufsteigende Wellen angesehen werden [Naujokat und Marquardt 1992]. Den wesentlichen Teil des Impulsantriebes für die QBO liefern neben Kelvin⁴- und Rossby-Schwerewellen⁵ die Schwerewellen. Lindzen und Holton [1968] hatten in ihrer ersten veröffentlichten Theorie für die Erklärung der QBO schon vermutet, dass Dämpfung durch das Brechen von kurzwelligen Schwerewellen ein Hauptgrund für die Entstehung der QBO sein könnte. Fast 30 Jahre später wurde dieser Gedanke durch Dunkerton [1997] weiter ausgebaut und er zeigte theoretisch, dass unter Berücksichtigung von Schwerewellen deren bei Dissipation erzeugter Impulsfluss ausreicht, um die QBO anzuregen. Im folgenden werden die Schwerewellen näher betrachtet.

1.2 Schwerewellen

Schwerewellen zählen, wie schon in der Einleitung erwähnt, eher zu kleinräumigen Bewegungen innerhalb der Atmosphäre. Sie üben aber, wie im Zusammenhang mit der QBO angedeutet, Wirkung auf großräumige Zirkulationen in der Atmosphäre aus, denn Schwerewellen transportieren horizontalen Impuls und Energie von ihrer Entstehungsregion in andere Regionen der Atmosphäre: Unter der Voraussetzung, dass die Energie der Welle

⁴ Ostwärts wandernde Wellen in den Tropen, deren maximale Amplitude am Äquator zu finden ist. Ihr Anregungsmechanismus ist nicht vollständig geklärt. Vermutlich werden sie durch die freigesetzte latente Wärme an hochreichender Konvektion in den Tropen erzeugt [Holton 1992].

⁵ West- und ostwärts wandernde Wellen in den Tropen, deren Amplituden mit zunehmendem Abstand zum Äquator schwächer werden.

erhalten bleibt, gilt für Wellen, die am Boden oder in der Troposphäre entstehen und sich nach oben hin ausbreiten, dass die Amplitude der mit ihnen verbundenen Schwingung mit der Höhe exponentiell zunimmt, da die Dichte mit der Höhe exponentiell abnimmt (Abbildung 1.7).

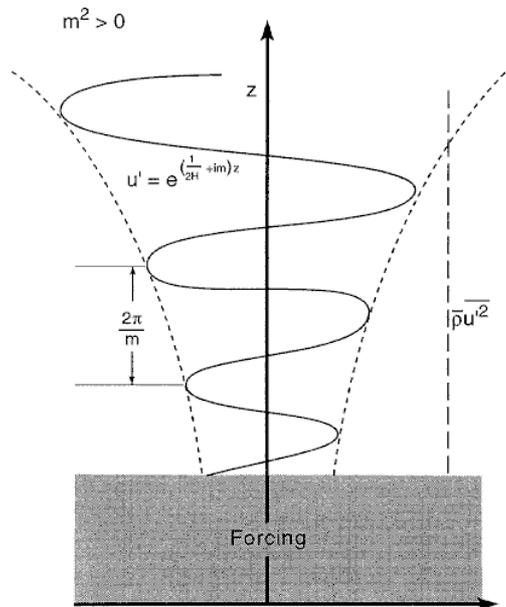


Abbildung 1.7: Vertikale Struktur einer Schwerewelle deren Amplitude mit der Höhe z exponentiell mit $e^{(z/2H)}$ ansteigt. Aus Salby [1996].

In der mittleren und oberen Stratosphäre werden die Wellenamplituden dann häufig so groß, dass die Schichtung zwischen Wellenmaximum und Wellenminimum instabil wird, der Gradient der potentiellen Temperatur dreht sich hier lokal um und die Wellen beginnen in kleinskaligen Turbulenzen zu brechen. Als Folge davon wird der horizontale Impuls der Schwerewellen auf den zonalen Grundstrom übertragen. Dieser als „wave drag“ bezeichnete Vorgang wirkt sich auf den zonalen Wind in der Regel bremsend aus.

Quellen

Dass Schwerewellen in der Atmosphäre existieren und sich von ihren Entstehungsregionen in der Troposphäre weit bis in größere Höhen ausbreiten, ist schon seit langem bekannt. Aufgrund der mit einer Schwerewelle verbundenen Temperaturschwankung kann es in der Troposphäre zur Bildung von Wolken kommen. Deren Form und Lage spiegelt das Auftreten von Schwerewellen wieder. 1894 prägte Ley den Begriff *Lenticularis*-Wolken für die im Lee von Gebirgen zu beobachtenden linsenförmigen Wolken und wies auf ihren orographischen Ursprung hin [Wallace und Hobbs 1977]. Kuettner [1939a/b] beobachtete Schwerewellen im Lee des Riesengebirges. Eine erste mathematische umfassende Beschreibung von Leewellen findet sich bei Queney [1948]. Seitdem wurden unter Einsatz von Ballonen und Flugzeugen weitere Studien über Leewellen an verschiedenen Gebirgen unternommen (siehe Übersicht von Smith [1979] und [1989]). Im Verlauf der experimen-

Schicht in größeren Höhen zusammen, wobei Schwerewellen ausgesendet werden. Oder: Luft strömt über eine konvektive Zelle; dabei werden - wie beim Strömen über ein Gebirge - Schwerewellen angeregt. Modelle von Clark [1986] und Fovell [1992] sowie Beobachtungen von Pfister [1986] und Nastrom et al. [1990] haben für die an Konvektion angeregten Schwerewellen horizontale Wellenlängen von 10-100 km und Perioden von einigen Stunden ergeben.

Frontdurchgänge wurden schon früh in Zusammenhang mit Schwerewellen durch mikrobarographische Aufzeichnungen des Bodendruckes gebracht. Brunk [1949] untersuchte als erster pulsierende Schwankungen im Bodendruck, die nicht durch Topographie verursacht werden konnten, sondern vermutlich in Zusammenhang mit Frontdurchgängen standen. Studien von Bull und Neisser [1974] und Brodhun et al. [1974] dokumentieren durch Schwerewellen verursachte Schwankungen im Bodendruck in der Größenordnung von 10–150 μbar (d.h. 0.01-0.15 hPa). Sie beobachteten, dass schon 4-5 Stunden vor dem Frontdurchgang die Amplituden der Schwerewellen, gemessen im Bodendruck, ansteigen, beim Durchgang etwa 150 μbar erreichen und erst 6-7 Stunden danach das „normale“ mittlere Niveau wieder erreicht wird.

Den physikalischen Hintergrund zur Entstehung von Schwerewellen während der Frontogenese untersuchten Ley und Peltier [1978]. Sie demonstrierten an einem Frontenmodell, dass durch ageostrophische und nicht-hydrostatische Beschleunigungen in den Gebieten mit zunehmendem vertikalen Temperaturgradienten, wie sie während der Frontogenese auftreten, Schwerewellen einer wandernden Front vorausgeschickt werden. Die Amplituden der Wellen in ihrem Modell waren vergleichbar mit den beobachteten Schwankungen im Bodendruck. Auch mit einer Modellsimulation einer Frontogenese identifizierten Gall et al. [1988] drei Typen von mesoskaligen Wellen, und zwar zunächst zwei stationäre unter und über der Front, die als Resultat ageostrophischer Beschleunigung hinter starken Temperaturgradienten an der Front in der Nähe des Bodens auftraten. Beide besitzen typischerweise kurze horizontale Wellenlängen von etwa 50 km. Außerdem entstand ein weiterer, von ihnen allerdings nicht weiter untersuchter Typ von Schwerewellen vor der Front (die angekündigte Veröffentlichung dazu ist bis heute nicht erschienen).

Ebenfalls von Ley und Peltier [1978] stammte die Vermutung (und Uccellini und Koch [1987] bestätigten den Zusammenhang in Fallstudien), dass Schwerewellen im Bereich des über der Frontenlinie liegenden „*jetstreams*“ in der oberen Troposphäre während der Anpassung des Windes an das geostrophische Gleichgewicht (im Englischen manchmal als „*geostrophic adjustment*“ bezeichnet) ausgesendet werden. Die von Uccellini und Koch untersuchten Schwerewellen-Ereignisse wiesen alle einen geostrophisch unbalancierten Zustand in Tropopausenhöhe auf. Auf Blumen et al. [1972] geht die Hypothese zurück, dass der Massen- und Impulstransport durch Schwerewellen zur Balancierung des geostro-

phischen Gleichgewichtes der Atmosphäre beiträgt. Uccellini und Koch meinen aufgrund der Beobachtung von Schwerewellen in geostrophisch unbalancierten Regionen und der Hypothese von Blumen et al. [1972], dass das „*geostrophic adjustment*“ wesentlich zur Entstehung der von ihnen beobachteten Form von Schwerewellen beiträgt.

Um das Entstehen von Schwerewellen im Zusammenhang mit geostrophischer Anpassung näher zu untersuchen, führten O'Sullivan und Dunkerton [1995] eine Modellstudie mit einem hochaufgelösten 3-dimensionalen nichtlinearen Modell durch. Die Simulation mit einer vorgegeben, instabilen baroklinen Welle ergab, dass Schwerewellen plötzlich ausgesendet werden, wenn der troposphärische „*jetstream*“ von einer baroklinen Instabilität ausgelenkt wird und dabei eine starke Beschleunigung des Windes im „*jetstream*“ stattfindet. Weitere Schwerewellen bildeten sich bei der Ausformung eines Kaltlufttropfens im Modell. Die im Modell beobachteten Schwerewellen waren langsame Schwerewellen, die sich westwärts mit einer Periode von ungefähr 9 Stunden und einer horizontalen Wellenlänge von ~600 km ausbreiteten.

Auch die Modellstudie einer Frontogenese mit besonderer Berücksichtigung des „*jetstreams*“ oberhalb der Front von Griffith und Reeder [1996] ergab, übereinstimmend mit Beobachtungen, die Entstehung von Schwerewellen mit kleinen Frequenzen bzw. langsamen Perioden von mehreren Stunden, horizontalen Wellenlängen von 300-1200 km und vertikalen Wellenlängen von 2-10 km.

Die Anpassung an das geostrophische Gleichgewicht als Quelle für Schwerewellen weist einen entscheidenden Unterschied zu anderen Quellen auf. Die Zeitskalen der Anregung betragen mehrere Stunden. Daher haben Schwerewellen, die bei der Anpassung an das geostrophische Gleichgewicht ausgesendet werden, kurze Frequenzen, die in der Nähe der lokalen Inertial-Frequenz⁷ f liegen (in den mittleren Breiten der Nordhemisphäre ist $f \sim 10^{-4}$ 1/s). Man nennt sie deswegen auf Englisch auch „*Inertia-Gravity Waves*“, „Trägheits“- Schwerewellen. Sie haben kurze vertikale Wellenlängen von 1-5 km, jedoch große horizontale Ausdehnungen von 200-1000 km [Fritts 1993]. Wegen der großen horizontalen Wellenlängen und der langsamen Phasengeschwindigkeit hat die Coriolis-Kraft Einfluss auf diese Form der Schwerewellen.

Bei der Beobachtung von Schwerewellen in der Nähe eines Jets, muss man beachten, dass diese Form der Schwerewellen einerseits in Gebieten mit großen Geschwindigkeiten im Grundstrom entsteht, andererseits breiten sich Schwerewellen aber auch bevorzugt dort aus, wo große Geschwindigkeiten zu finden sind. Schwerewellen, die in oder über einem

⁷ Die Inertial-Frequenz oder auch Coriolis Parameter genannt, berechnet sich mit

$$f = \frac{4\pi}{24hrs} \sin \theta . \text{ Dabei ist } \theta \text{ die geographische Breite der Erde.}$$

Jet beobachtet werden, müssen nicht unbedingt auch dort entstanden sein. So beobachteten z.B. Whiteway et al. [1999] mit Einsetzen der Winterzirkulation in der Nordpolarregion gleichzeitig mit dem Auftreten des Jets über Eureka (80°N, 86°W) in Kanada Ende November ein plötzliches Ansteigen der Schwerewellenaktivität. Diese Schwerewellen waren jedoch nicht direkt am „*jetstream*“ entstanden. Es waren stationäre Leewellen, die am Gebirge in Alaska angeregt worden waren und sich durch den Jet nach oben bis in die untere Stratosphäre über Eureka ausbreiten konnten.

Quellen von Schwerewellen sind zum Teil schwierig zu erfassen, da sie räumlich und zeitlich sehr variabel sind. Allein Orographie als Quelle von Schwerewellen (Leewellen) ist einfach zu überschauen, man kennt die Lage der Gebirge auf der Erde. Es gibt bereits, wie schon erwähnt, eine Reihe von Untersuchungen über die an Bergen angeregten Leewellen. Hier ist der Entstehungsmechanismus ebenso bekannt wie die Bedingungen, unter denen sie bevorzugt auftreten. Man weiß außerdem, wie sich Leewellen ausbreiten [Lilly und Lester 1974], dass sie sich unter günstigen Umständen bis in obere Stratosphäre ausbreiten können. Auch die Wirkung auf andere Phänomene ist untersucht worden, beispielsweise das Auftreten von PSCs („*Polar Stratospheric Clouds*“) infolge von Leewellen in Nordskandinavien [Leutbecher 1998, Dörnbrack 1998]. Daher sind in Klimamodellen die Effekte von orographisch angeregten Schwerewellen auch gut parametrisiert.

Aus den ebenfalls häufigen Untersuchungen des Auftretens von Schwerewellen in tropischen Gebieten weiß man, dass die dort permanent vorhandene hochreichende, ausgehende Konvektion und der Monsun eine große Rolle bei der Entstehung von Schwerewellen spielen. Konvektion tritt zwar global überall in der Troposphäre auf, die tropische Konvektion ist jedoch am stärksten und ihre Bedeutung als Quelle von Schwerewellen ist wahrscheinlich nur dort wesentlich. Allen und Vincent [1995] und Vincent und Alexander [2000] fanden die höchste Aktivität von Schwerewellen in der Regenzeit in den niedrigen Breiten der Südhemisphäre. Die Energiedichte, als Maß für die Schwerewellenaktivität, ist dort etwa doppelt so groß wie in den mittleren Breiten der Südhemisphäre [Allen und Vincent 1995]. Auch Ogino et al. [1995] bestätigten ein Ansteigen der Schwerewellenaktivität in den tropischen Regionen gegenüber den mittleren Breiten. Übereinstimmend fanden Tsuda et al. [1994], Karoly et al. [1996] und Vincent und Alexander [2000] horizontale Wellenlängen von 1000-2000 km. Die Wellen breiten sich überwiegend aufwärts und entgegen dem vorherrschenden Wind aus.

Fronten und „*jetstreams*“ treten ebenfalls global in der Troposphäre auf. Da der genaue Entstehungsmechanismus von Schwerewellen in Gebieten mit ageostrophischen Bewegungen, wie sie bei Fronten und Jets auftreten, nicht genau bekannt ist, ist es notwendig, zur Erlangung weiteren Verständnisses dieser Vorgänge, Schwerewellen im Rahmen solcher Ereignisse zu untersuchen. Dafür bieten sich die mittleren Breiten mit der Polarfront

an, an der vor allem im Winterhalbjahr Frontogenese stattfindet. Hier, außerhalb des Einflussgebietes von orographisch angeregten Leewellen, ist es sinnvoll Untersuchungen anzustellen, um ein klares Bild der Auswirkungen der Inertia-Schwerewellen zu erhalten - also genau das, was in dieser Arbeit angestrebt wird.

Impulsfluss durch Schwerewellen

Dass mit Schwerewellen auch ein Impulsfluss assoziiert ist, wurde in Studien der Troposphäre schon früh beachtet [Eliassen und Palm 1961]. Bretherton [1969a,b] entwickelte die Theorie, dass die Dissipation von Schwerewellen Konvergenz im Impulsfluss von Schwerewellen produziert. Der Impuls wird, wie von den planetarischen Wellen, auf den Grundstrom übertragen. Lilly [1972] nahm an, dass die Vernachlässigung dieser Welleneffekte in Vorhersage-Modellen Ursache für Fehler in der Langzeitprognose sein könnte. Bei Messungen aus dem Flugzeug heraus ist zum Teil erheblicher Impulsantrieb durch Gebirgswellen in der Troposphäre festgestellt worden [Lilly und Kennedy 1973].

Trotzdem wurde die Impulsübertragung durch Wellen in der unteren Atmosphäre in der Meteorologie lange ignoriert. Erst nachdem Lindzen [1985] seine Parametrisierung des „*wave drags*“, die sich in der Mesosphäre [Lindzen 1981] bewährt hatte, auf die untere Stratosphäre übertrug und dabei quantitativ zeigte, dass bei der Dissipation stationärer Schwerewellen in Höhen, in denen der mittlere Wind fast Null ist, signifikante Beschleunigungen des Grundstromes verursacht werden, wurde die Impulsübertragung durch Wellen stärker beachtet. Nastrom und Fritts [1992] haben später aus Flugzeugmessungen den Impulsfluss durch Brechen hochreichender Leewellen auf etwa $0.1-1 \text{ m}^2/\text{s}^2$ abgeschätzt.

Die Grundstruktur der Stratosphäre im Nordwinter wird im Wesentlichen durch das Brechen von Rossby-Wellen bestimmt [Geller et al. 1983]. An der Stratopause stieß man aufgrund von Satellitenmessungen jedoch auf eine ungeklärte Beschleunigung des Grundstromes von 5 m/s/d , die weder mit Strahlung noch mit Dissipation von Rossby-Wellen zu erklären war [Geller et al. 1983]. Smith und Lyjak [1985] vermuteten, dass Antrieb durch Schwerewellen eine mögliche Quelle sein könnte. Eckermann und Vincent [1989] berechneten aus Raketenmessungen von Schwerewellen an der Stratopause über Woomera (31°S , 137°E) eine Beschleunigung des Grundstromes von $\sim 1 \text{ m/s/d}$. Dies entspricht zumindest der Größenordnung der Satellitendaten von Geller. Hitchmann et al. [1989] haben dieses Problem numerisch mit einem Modell untersucht und kamen zu dem Ergebnis, dass der Impulsübertrag durch Schwerewellen (wie schon im vorherigen Abschnitt 1.1 erwähnt) die Temperatur der Stratopause in den hohen Breiten im Winter beeinflusst.

Messmethoden

Es gibt unterschiedliche Methoden und Instrumente, um Schwerewellen in der Atmosphäre zu beobachten. Sie unterscheiden sich darin, welchen Höhenbereich der Atmosphäre sie

untersuchen können, welche physikalischen Größen sie messen und welche zeitliche oder räumliche Auflösung ihre Messungen haben.

Ein besonders gut geeignetes Instrument, um Schwerewellen in der unteren Atmosphäre zu untersuchen, stellen die über die ganze Erdkugel verteilten Radiosondenmessungen der Wetterdienste dar. Radiosonden werden regelmäßig gestartet und messen während ihres Aufstieges gleichzeitig Temperatur und Windgeschwindigkeit. Bei dem Aufstieg werden etwa alle 10 s Messungen vorgenommen. Die gemessenen Profile haben so eine vertikale Auflösung von etwa 50 m bei einer durchschnittlichen Aufstiegsgeschwindigkeit von 5 m/s. Leider wurden bis vor etwa zehn Jahren aufgrund der geringen digitalen Speicherkapazität von diesen regelmäßig stattfindenden Aufstiegen nur die Hauptdruckflächen⁸ und markanten Punkte⁹ aufgehoben. Seit etwa Anfang der neunziger Jahre werden vom Deutschen Wetterdienst und anderen Wetterdiensten auf der Welt alle Messwerte eines Aufstieges als sogenannte „hochaufgelöste Radiosondendaten“ abgespeichert. Mit diesen hochaufgelösten Radiosondendaten hat man Datensätze, deren Studium gründlich Aufschluss geben kann über die Dynamik der Troposphäre und unteren Stratosphäre und damit auch über die Eigenschaften des Schwerewellenfeldes in diesem Teil der Atmosphäre. Dadurch eröffnet sich die Möglichkeit einer eingehenden Untersuchung der Schwerewellen über einen angemessenen Zeitraum.

Zur Erstellung einer globalen Klimatologie von Schwerewellen sind Satellitenmessungen im Prinzip am besten geeignet, da sie große Bereiche der Atmosphäre gleichzeitig erfassen. Beispiel für Schwerewellenbeobachtungen vom Satelliten aus sind einmal die Messungen des Instruments CRISTA (CRyogenic Infrared Spectrometers and Telescopes for the Atmosphere), des GPS/MET-Empfängers und die Messungen an Bord des Satelliten CHAMP (CHALLENGING Minisatellite Payload). Im Falle des Instrumentes CRISTA kann die Temperatur der Atmosphäre der Erde für eine Höhe von ca. 20-80 km aus Messungen der infraroten Strahlung mit einer Genauigkeit von 1 K abgeleitet werden. Preuße et al. [2000] schätzen eine „Sichtbarkeit“ von Schwerewellen mit vertikalen Wellenlängen $\lambda_z > 5$ km und horizontalen Wellenlängen $\lambda_h > 200$ km in den CRISTA-Temperaturenmessungen auf mehr als 50% ein. Bei der anderen Methode (CHAMP-Satellit und GPS/MET) werden mit der Radio-Okkultationstechnik der GPS-Signale Temperaturprofile gewonnen [Rocken et al. 1997]. Unterhalb von 35 km kann man im Falle von CHAMP Fluktuationen in der Temperatur bis hinunter zu vertikalen Wellenlängen von 1 oder 2 km auflösen [Marquardt 2001, persönliche Mitteilungen].

⁸ Als Hauptdruckflächen sind folgende Flächen festgelegt: 1000 hPa, 850 hPa, 700 hPa, 500 hPa, 400 hPa, 300 hPa, 250 hPa, 200 hPa, 150 hPa, 100 hPa, 70 hPa, 50 hPa, 30 hPa, 20 hPa, 10 hPa

⁹ Punkte, an denen sich der Temperaturgradient ändert, werden „markante Punkte“ genannt.

Die Höhenabdeckung der Satellitenmessungen ist mit bis zu 50-100 km deutlich größer als die von Radiosonden (0 bis ~35 km). Ein großer Nachteil von Satellitenmessungen gegenüber den Radiosondenmessungen für die Schwerewellenbeobachtung ist jedoch, dass nur die Temperatur gemessen wird und die vertikale Auflösung schlechter ist. Aus der Temperatur allein ist es nicht möglich, die genaue Ausbreitungsrichtung der Wellen, sowie den Vertikalfluss des horizontalen Impulses durch die Schwerewellen zu berechnen. Es lässt sich nur die potentielle Energie der Wellen berechnen und damit, da dies nur der geringere Teil der Schwerewellenenergie ist, kann man nur mit Einschränkungen Aussagen über die Schwerewellenaktivität treffen. Auch die wesentlichen Größen zur Erfassung der Quellen der beobachteten Schwerewellen, wie Ausbreitungsrichtung und Phasengeschwindigkeiten können aus den Satellitendaten nicht gewonnen werden, da die dafür benötigte Messung der Windgeschwindigkeit fehlt und der zeitliche Abstand von aufeinanderfolgenden Messungen am gleichen Ort zu groß ist. Der Satellit CHAMP z.B. überfliegt etwa alle zehn Tage denselben Ort auf der Erde. Häufigere Überflüge einer Region (jeden Tag) kommen zwar auch vor, sind aber nicht vorherbestimmbar.

LIDAR-Messungen (Light Detection And Ranging) haben einen ähnlichen Nachteil, auch hier wird nur die Temperatur gemessen. Der beobachtete Höhenbereich reicht von oberhalb der erdnahen Aerosolschicht, die das Ableiten der Temperatur aus den Messungen unmöglich macht von etwa 15-25 km Höhe bis etwa 110 km. Die Anzahl von Lidargeräten ist deutlich geringer als die von Radiosondenstationen, und ein Durchführen von Messungen ist nur bei nahezu wolkenfreiem Himmel möglich. So existieren LIDAR-Messungen nur von einzelnen Orten der Erde und nicht kontinuierlich über einen langen Zeitraum.

Ein Radargerät misst je nach Ausstattung gleichzeitig alle drei Komponenten des Windes in der Troposphäre und unteren Stratosphäre bis etwa 20 km Höhe sowie in großen Höhen (60-90 km) der Mesosphäre. So kann man den Großteil der Schwerewellenenergie, den kinetischen Anteil, bestimmen sowie den Vertikalfluss des horizontalen Impulses durch Schwerewellen. Allerdings ist die Zahl der Radargeräte noch geringer als die von Lidargeräten. Man kann mit Hilfe von Radargeräten jedoch sehr gut die lokalen Besonderheiten von Schwerewellen beobachten, wie zum Beispiel Leewellen am Fuße eines Gebirges.

Zusammenfassend ist zu sagen: Um die Eigenschaften und das Auftreten von Schwerewellen in der unteren Atmosphäre ausführlich untersuchen zu können, sind Radiosondenmessungen aufgrund ihrer hohen vertikalen Auflösung, der gleichzeitigen Messung von horizontalem Wind und Temperatur und ihrer dichten Verbreitung eine sehr gut geeignete Methode. Deshalb wird im folgenden ein vierjähriger Radiosondendatensatz zur Untersuchung der Eigenschaften von Schwerewellen herangezogen.