

Kapitel 10

Massenaustausch durch die Tropopause

10.1 Verschiedene Definitionen der Tropopause

In diesem Abschnitt sollen verschiedene Definitionen der Tropopause vorgestellt werden. Dabei stellt sich zunächst die Frage, weshalb eine solche Grenze zwischen Troposphäre und Stratosphäre eingeführt werden soll. Eine Grenze ist nur dann sinnvoll, wenn sie zwei Sphären mit unterschiedlichen chemischen, thermischen oder dynamischen Eigenschaften trennt.

Thermisch hat man in der Troposphäre einen Abfall der Temperatur mit der Höhe. In der Stratosphäre hingegen bleibt die Temperatur konstant oder nimmt sogar mit der Höhe zu.

Chemisch findet man in der Stratosphäre viel Ozon, in der Troposphäre hingegen wenig Ozon. Es gibt weitere chemische Tracer, deren Konzentration über die Tropopause wesentlich ändert. Zum Beispiel ist Kohlenmonoxid CO in der Troposphäre bedeutend häufiger als in der Stratosphäre. Schlussendlich sind in den beiden Sphären verschiedene chemische Reaktionen wichtig.

Dynamisch unterscheiden sich Stratosphäre und Troposphäre wesentlich. Die Stratosphäre ist gekennzeichnet durch hohe vertikale Stabilität (hohe Brunt-Vaisälä-Frequenz $N^2 = g/\Theta \cdot \partial\Theta/\partial z$) und hohe Werte der potentiellen Vortizität (PV). Wir haben früher bereits gesehen, dass sich die Winde in den beiden Sphären stark unterscheiden (siehe Kapitel zur Globalen Zirkulation).

Natürlich sind die obigen chemischen, thermischen und dynamischen Unterschiede nicht völlig isoliert voneinander. Es gibt viele Wechselwirkungen. Als Folge der verschiedenen Charakteristika der beiden Sphären lassen sich verschiedene Definitionen der Tropopause angeben. Der Chemiker wird eine Isofläche der Ozonkonzentration als sinnvoll betrachten. Für den Dynamiker ist es zum Beispiel eine Isofläche der PV. Diese Betrachtung macht deutlich, dass *die* Tropopause nicht existiert. Tatsächlich zeigt vermehrt, dass es wenig sinnvoll ist, von der Tropopause als geometrischer Trennfläche zu sprechen. Sinnvoller ist es von einer endlich dicken Übergangszone („transition layer“) zu sprechen. Nichtsdestotrotz sollen im folgenden einige häufig verwendete Definitionen der Tropopause vorgestellt werden.

[a] Die thermische Tropopause: Diese ist definiert durch den vertikalen Temperaturverlauf. Man hat Temperaturabnahme um 6 K/km in der Troposphäre und Isothermie oder Temperaturzunahme mit der Höhe in der Stratosphäre. Die exakte Definition gemäss WMO lautet: Die Tropopause ist das unterste Niveau, bei dem die „Lapse-Rate“ ($-dT/dz$) kleiner als 2 K/km wird und in einer Schicht von mindestens 2 km diesen Wert nicht überschreitet.

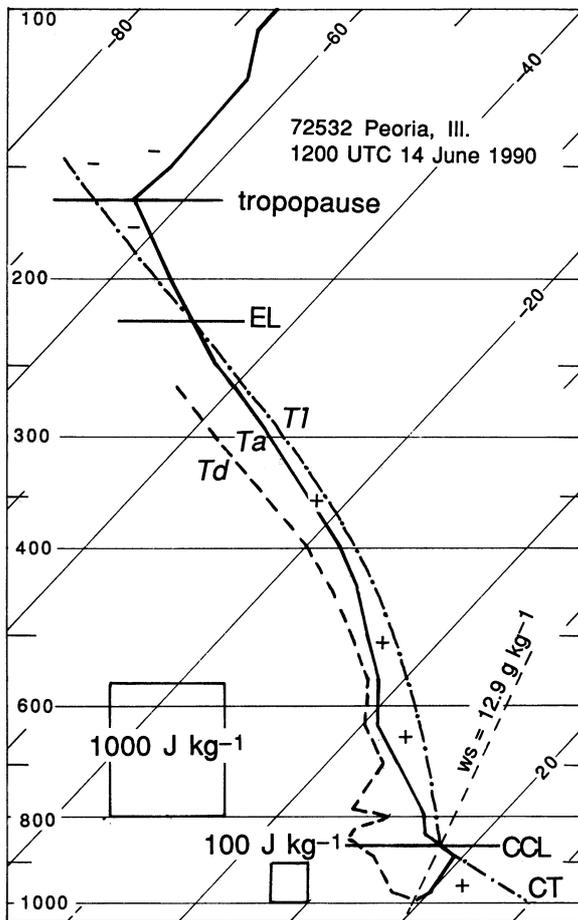


Fig. 1 Beispiel einer vertikalen Sondierung der Umgebungstemperatur T_a . Bei der Darstellung handelt es sich um ein Skew T/log p-Diagramm. Der abrupte Wechsel von einer Temperaturabnahme mit der Höhe zu einer nahezu isothermen Schicht kennzeichnet die Lage der thermischen Tropopause. Zusätzlich sind die Taupunkttemperatur T_d , die Lifting-Temperatur T_l , sowie das Convective Condensation Level (CCL) und die Konvektionstemperatur CT eingetragen [entnommen aus „Weather Analysis“, Dusan Djuric].

Die thermische Tropopause zeichnet sich vor allem durch ihre Einfachheit aus. Aus einer einzigen vertikalen Temperatursondierung lässt sie sich bestimmen. Die Sprünge in der Tropopausenhöhe, die sich im Zusammenhang mit Jetstreams und Fronten ergeben, werden durch die thermische Tropopause gut wiedergegeben. Dies zeigt die folgende Abbildung:

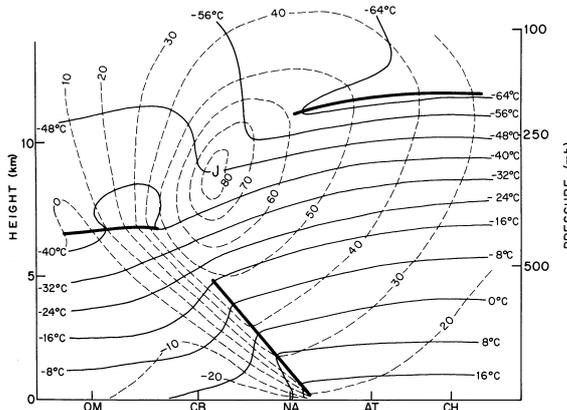


Fig. 2 Isothermen in Grad Celsius (dünn, ausgezogen) und Isotachen in m/s (strichliert) in einem vertikalen Querschnitt durch eine Kaltfront. Die Isotachen beziehen sich auf die Windkomponente senkrecht zum Querschnitt, wobei positive Werte einen Wind in die Blattebene hinein bezeichnen. Die dicken Linien geben die Lage der thermischen Tropopause und der Kaltfront an. Mit J ist die Achse des Jetstreams bezeichnet [entnommen aus „Atmospheric Science, An Introductory Survey“, J. M. Wallace and P. V. Hobbs].

Demgegenüber steht jedoch, dass diese Definition der Tropopause nicht auf einer Erhaltungsgrösse basiert. Die Lapse-Rate $-dT/dz$ ist keine Grösse, die direkt dynamisch oder chemisch besonders wichtig ist. Vom dynamischen Standpunkt bietet sich die folgende Definition an.

[b] **Die dynamische Tropopause:** Weiter vorne wurde gezeigt, dass die Troposphäre kleine PV-Werte aufweist, die Stratosphäre hingegen grosse. Ausserdem handelt es sich bei der PV um eine adiabatische Erhaltungsgrösse. Zusammen mit den anderen Eigenschaften der PV (Invertibilitätsprinzip, Partitionsprinzip) bietet sich somit eine Definition der Tropopause an, die auf der PV basiert. In der Regel definiert man diese Tropopause in den Aussertropen durch die 2 pvu-Isosfläche.

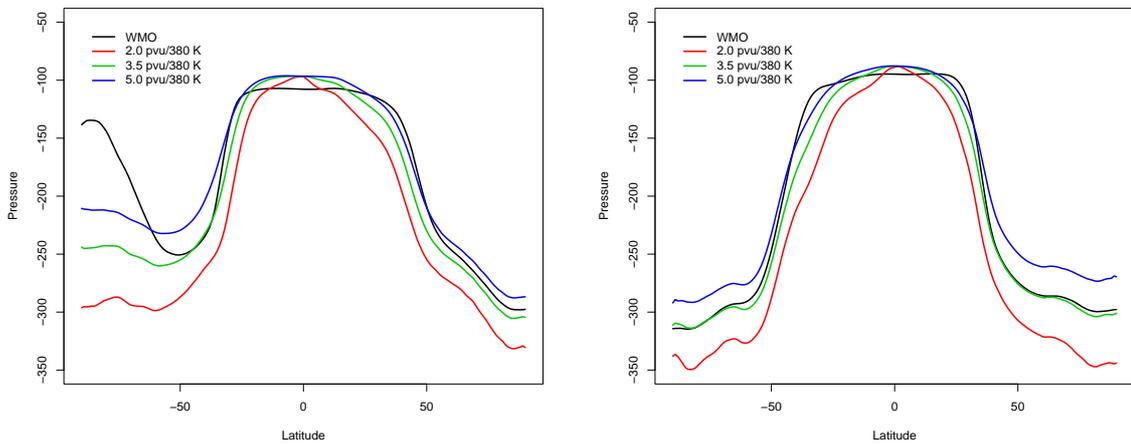


Fig. 3 Zonales und saisonales (links Sommer, rechts Winter) Mittel der thermischen Tropopause (WMO) und einiger PV-Isflächen (2 pvu, 3.5 pvu und 5 pvu). In den Tropen wird anstelle der Höhe der PV-Fläche diejenige der 380 K-Isentropen gezeigt (siehe unten).

Die Abbildung zeigt, dass man im saisonalen und zonalen Mittel eine gute Übereinstimmung von thermischer und dynamischer Tropopause (2 pvu-Isfläche) hat. Das darf aber nicht darüber hinweg täuschen, dass es lokal und instantan wesentliche Unterschiede geben kann. Dies zeigt die folgende Abbildung:

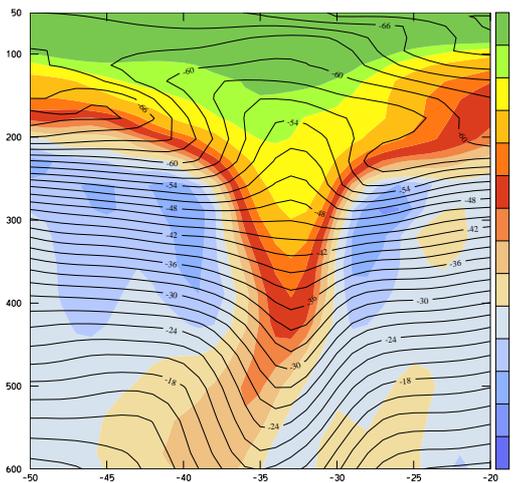


Fig. 4 PV und Temperatur in einem Ost/West-Schnitt durch einen PV-Streamer. Man erkennt deutlich, dass mit dem PV-Streamer eine tiefe dynamische Tropopause einhergeht. Das Temperaturfeld wird hingegen durch den PV-Streamer so deformiert, dass das Lapse-Rate-Kriterium der thermischen Tropopause erst in grossen Höhen erreicht wird. Damit liegt hier die thermische Tropopause bedeutend höher als die dynamische Tropopause.

Der Unterschied in den beiden Tropopausenhöhen wird besonders klar, wenn man den Druck auf Tropopausenhöhe zeichnet:

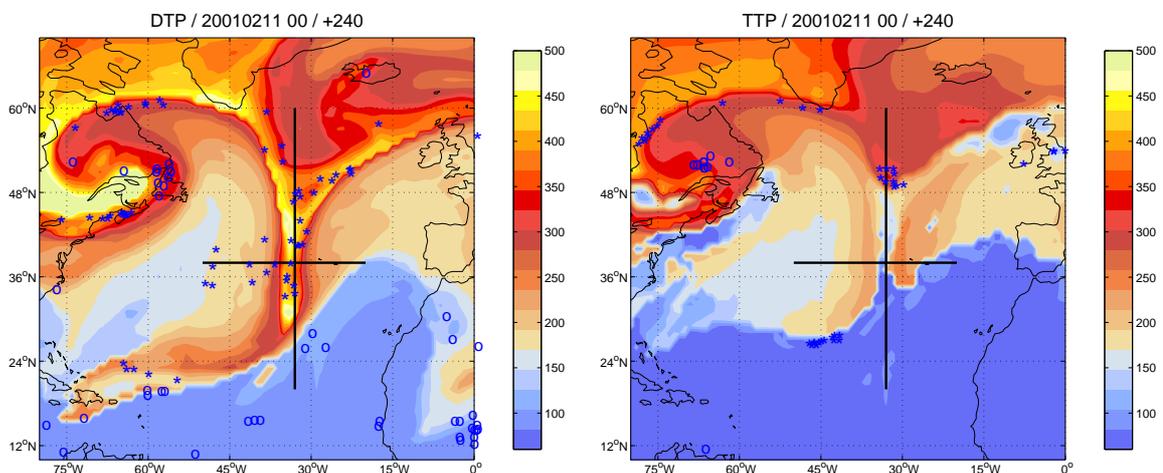


Fig. 5 Druck auf der dynamischen (links) und thermischen (rechts) Tropopause. Die Sterne kennzeichnen Positionen, wo es zu einem Massenaustausch durch die Tropopause kommt.

Besonders klar werden die Unterschiede in den beiden Definitionen, wenn es zu komplizierten Deformationen der dynamischen Tropopause kommt. Die folgende Abbildung zeigt die Ausbildung sogenannter Tropopausenfalten. In einem vertikalen Profil kommt zu mehrfachen Schnitten mit der PV-Isofläche. Man spricht hier von einer multiplen Tropopause. Gemäss ihrer Definition kann die thermische Tropopause solche multiplen Tropopausen nicht darstellen. Denn es gibt nur genau eine Höhe, bei der das Lapse-Rate Kriterium erfüllt ist.

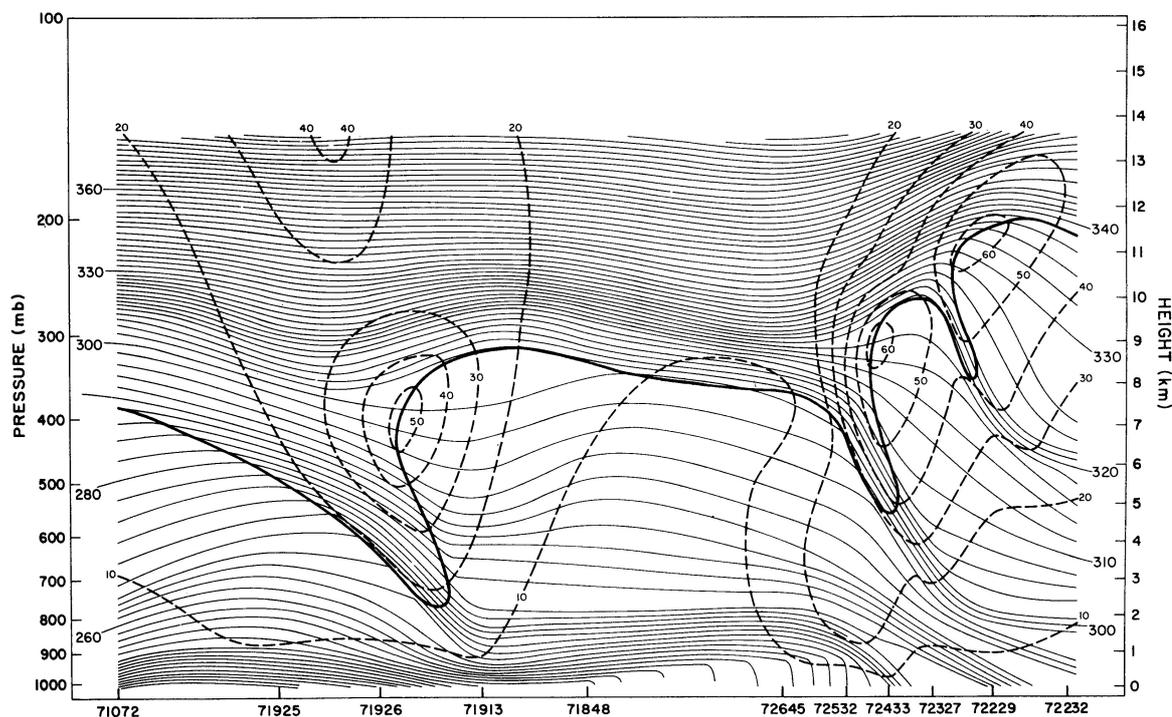


Fig. 6 Vertikaler Querschnitt der potentiellen Temperatur (in K, dünn ausgezogen), der Windgeschwindigkeit (in m/s, strichliert). Die dicke Linie entspricht der $100 \cdot 10^{-7} K s^{-1} mb^{-1}$ Isolinie der potentiellen Vortizität. Dies entspricht der 1 pvu-Isolinie, und kann damit als eine untere Grenze der dynamischen Tropopause betrachtet werden. Der Querschnitt geht von Resolute, Canada (71072) bis Boothville, Louisiana (72232) [entnommen aus „Shapiro, Hampel, and Krueger, 1978: The arctic tropopause fold, Mon. Wea. Rev., 107,458-476].

Beachte auch, wie die dynamische Tropopause von ca. 11 km Höhe beim südlichen Louisiana auf die tiefere Höhe von ca. 8 km beim nördlichen Resolute abfällt. Dabei findet man die markantesten Sprünge in der Tropopausenhöhe im Zusammenhang mit ausgeprägten PV-Strukturen. Ausserdem fallen die Sprünge zusammen mit lokalen Maxima der Windgeschwindigkeiten. Von links nach rechts kann man diese drei Jets als arktischen, polaren und subtropischen Jet bezeichnen.

Im folgenden werden wir unter der Tropopause stets die dynamische Tropopause verstehen, wobei wir einen PV-Wert von 2 pvu als Grenze nehmen. Einzig in den Tropen ist diese Definition nicht anwendbar. Wir werden eine sinnvolle Fortsetzung der dynamischen Tropopause in die Tropen weiter unten diskutieren.

[c] Die chemische Tropopause: Die Stratosphäre und Troposphäre weisen unterschiedliche Konzentrationen von chemischen Substanzen auf. Zum Beispiel hat man in der Stratosphäre bedeutend höhere Ozon-Konzentrationen als in der Troposphäre. Deshalb lässt sich so eine chemische Tropopause als Isofläche gleicher Ozonkonzentration definieren. Die folgende Messung zeigt für den Fall einen Faltung der dynamischen Tropopause (links), dass die PV-Struktur näherungsweise auch im Ozon (rechts) erkennbar ist:

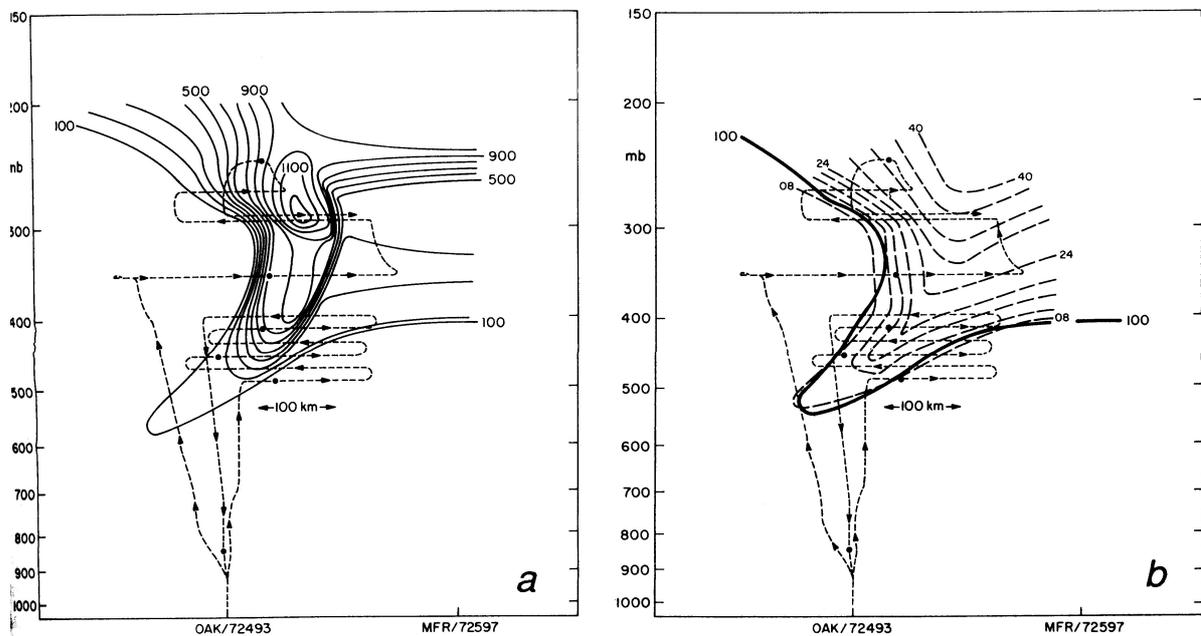


Fig. 7 Links: PV in Einheiten von $10^{-7} K s^{-1} mb^{-1}$, Rechts: Ozonkonzentration (in ppb vol^{-1}) und die $100 \cdot 10^{-7} K s^{-1} mb^{-1}$ -Isolinie der PV. Die strichlierten Linien geben die Pfade von Forschungsflugzeugen an [entnommen aus „Shapiro, 1978: Further evidence of the mesoscale and turbulent structure of upper level jet stream-frontal zone systems, *Mon. Wea. Rev.*, 106, 1100-1111].

[d] **Die tropische Tropopause:** Eine besondere Situation ergibt sich in den Tropen. Betrachtet man die Definition der PV,

$$Q \simeq \frac{1}{\rho} (f + \zeta) \frac{\partial \theta}{\partial z}$$

so erkennt man, dass diese in Äquatornähe wegen $f = 0$ schlecht definiert ist. In Abwesenheit einer relativen Vortizität ζ wird die PV am Äquator gleich Null. Damit lässt sich hier die dynamische Tropopause nicht mehr sinnvoll als 2 pvu-Isofläche definieren. Es gibt keine eindeutige Fortsetzung der 2 pvu-Tropopause der Aустertropen in den Tropen. Eine Möglichkeit basiert auf der potentiellen Temperatur. Häufig wird hierbei die 380 K-Isentrope verwendet. Die folgende Abbildung zeigt, wie diese Definition in einem konkreten Fall funktioniert:

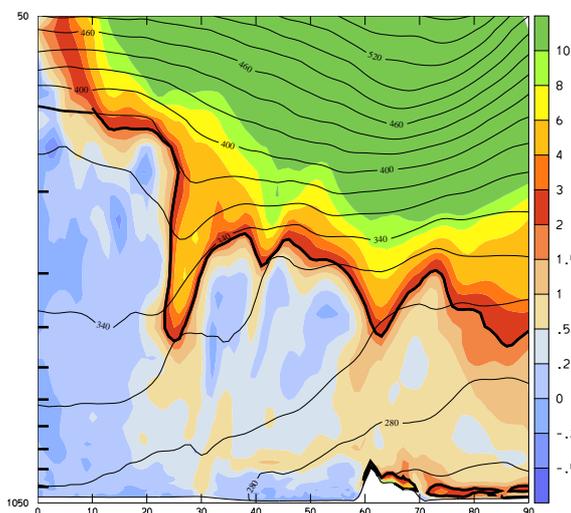


Fig. 8 Definition der dynamischen Tropopause. In den Aустertropen fällt diese mit der 2 pvu Isofläche der potentiellen Vortizität zusammen, in den Tropen mit der 380 K-Isentropen. Formal ist sie definiert durch den Druck $p(\text{Tropopause}) = \max(p@2, pvu, p@380 K)$. Die vertikale Skala ist in $\log(p)$ aufgetragen, wobei die Striche links 100 hPa-Abstände markieren. Folgende Merkregel kann hilfreich sein für die Höhe der Tropopause: Tropen 100 hPa, mittlere Breiten 200 hPa, Polargebiete 300 hPa.

Aufgabe: Überlege, warum es sinnvoll sein kann, die tropische Tropopause mit Hilfe einer Isentropen zu definieren.

Neben der Definition der tropischen Tropopause als 380 K-Isentrope gibt es noch einige andere Möglichkeiten. Eine einfache, aber grobe Definition betrachtet die 100 hPa-Druckfläche als tropische Tropopause. Diese Definition ist zwar praktisch, aber physikalisch kaum motiviert. Es könnte genauso gut eine andere Druckfläche genommen werden. Ebenfalls etwas willkürlich ist die Definition über die Lapse Rate ($-DT/dz$), wobei dieselben Grenzwerte wie in den Ausser-tropen verwendet wird.

Möchte man den Eintrag von Wasserdampf von der Tropopause in die Stratosphäre studieren, so ist zum Beispiel eine Definition über das Temperaturminimum sinnvoll (siehe unten). In diesem Fall spricht man von der „cold point tropopause“. In der Regel liegt die „cold point“ Tropopause höher als die „lapse rate“ Tropopause. Eine weitere Definition geht von der Tatsache aus, dass in den Tropen häufig Konvektion auftritt. Die tropische Tropopause wird dann als das Niveau definiert, das über der höchsten durch Konvektion erreichbaren Schichten liegt. Das ist schematisch in der folgenden Abbildung dargestellt.

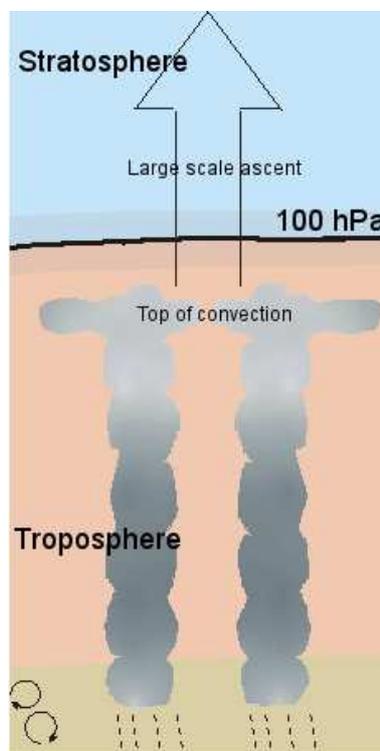


Fig. 9 Definition der tropischen Tropopause mittels der maximalen Höhe der konvektiven Zellen („top of convection“). Bis zu dieser Höhe wird durch Konvektion Masse von der unteren Troposphäre in die obere Troposphäre transportiert. Über der Obergrenze der Tropopause befindet sich die TTL („tropical tropopause layer“), die eine Übergangsschicht von troposphärischer in stratosphärische Luft darstellt. In der Stratosphäre herrscht ein grossräumiges Anheben der Luftmassen vor, wobei das Anheben nicht durch Konvektion stattfindet.

Beachte, dass in der obigen Skizze die Tropopause etwas höher als die konvektiven Türme eingezeichnet ist. Das entspricht der aktuellen Auffassung, dass man tatsächlich nicht von einer tropischen Tropopause sprechen sollte, sondern vielmehr von einer Übergangsschicht. Der Ausdruck „Tropical Tropopause Layer“ (TTL) hat sich in den letzten Jahren durchgesetzt. Die TTL befindet sich also über den konvektiven Zellen. Sie bildet den Übergang von troposphärischer Luft zu stratosphärischer Luft. Eine ungeklärte Frage betrifft den Mechanismus, wie Luftmassen diese TTL durchqueren können.

Die folgende Abbildung schliesslich zeigt eine Zusammenfassung der besprochenen tropischen Tropopausen. Ausserdem zeigt sie die vertikalen und horizontalen Massenflüsse an, die man in den einzelnen Schichten beobachtet.

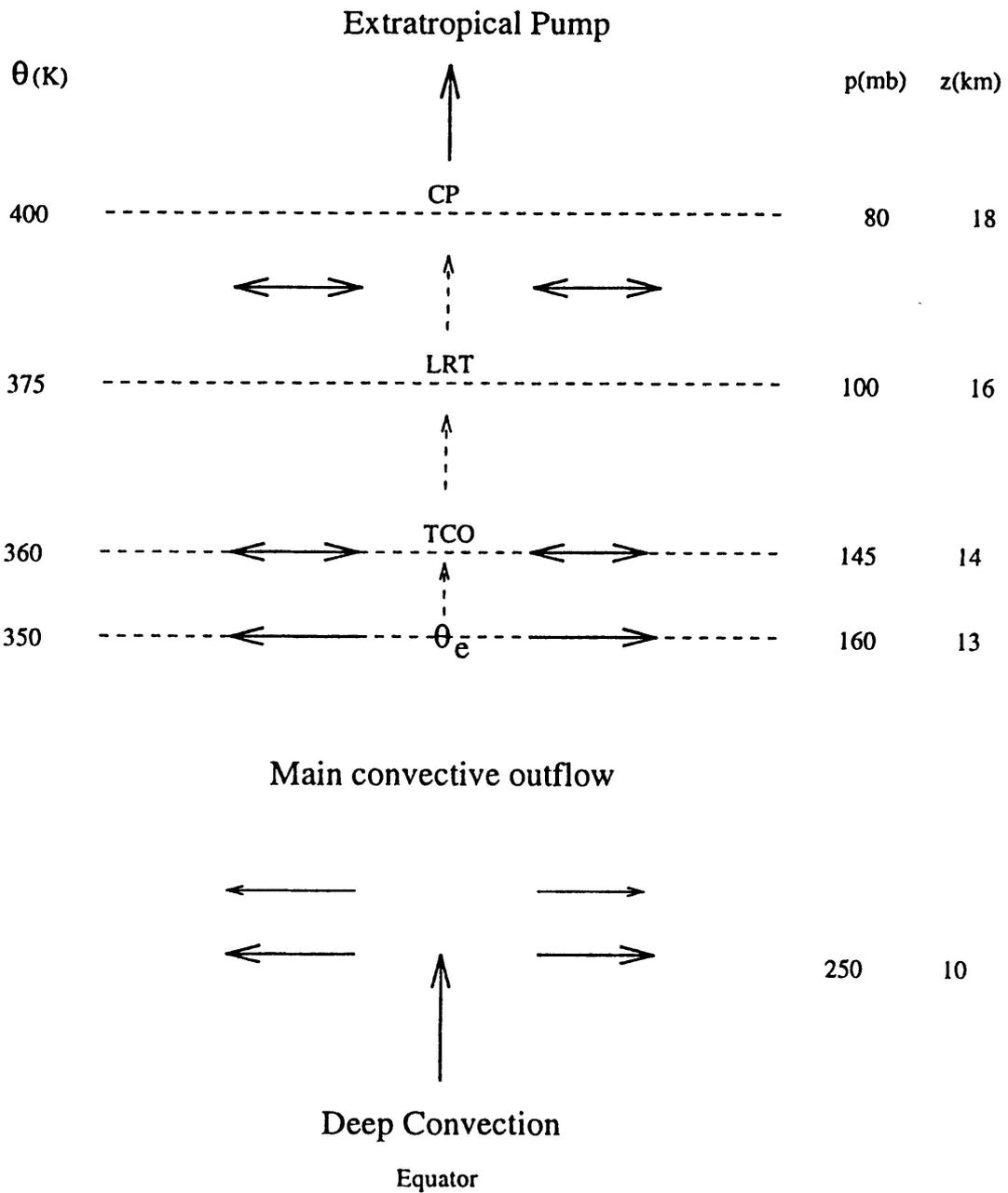


Fig. 10 Schematischer Überblick über die Massenflüsse und die wichtigsten Schichten in Höhe der tropischen Tropopause. Links und rechts sind die potentielle Temperatur, der Druck und die Höhe angegeben. TCO: Maximale Höhe, die von Konvektion erreicht wird; LRT: Standard WMO Lapse-Rate Tropopause; CP: Cold point Tropopause. In der Regel liegt die TCO tiefer als die LRT, und diese wiederum tiefer als die CP. Die Pfeile geben den möglichen Massetransport von und aus den mittleren Breiten an [entnommen aus „The tropical tropopause“, Highwood, E. J. and B. J. Hoskins, Q. J. R. Meteorol. Soc., 1998, 124, pp. 1579-1604].

Unter 200 hPa befindet sich die Region, die von hochreichender Konvektion direkt betroffen wird. Ein Teil des Massenausfluss dieser Konvektion kann in die Aussertropen „abfließen“. Ein weiterer Teil des konvektiven Massenausfluss bewegt sich durch die tropische Tropopause und erreicht schliesslich Höhen über 400 K (80 mb, 18 km), wo sie in einer grosskaligen Zirkulation einfließt (hier bezeichnet mit „Extratropical Pump“). Der Durchgang durch die tropische Tropopause ist zum Teil durch strahlung angetrieben. Es findet auch ein horizontaler Massenaustausch mit den Aussertropen statt, wie durch die Doppelpfeile angedeutet ist.