

Kapitel 7

Das Signal in der Troposphäre

In diesem Kapitel soll untersucht werden, ob es in den Modellexperimenten, welche eine bessere Übereinstimmung mit Beobachtungen in der Stratosphäre zeigen, auch (signifikante) Signale in der Troposphäre gibt. Dann könnte die Übertragung des Sonnensignales von der Stratosphäre in die Troposphäre ansatzweise erklärt werden (vgl. Abb. 2.15). Die Untersuchungen bleiben qualitativ, da die Modellexperimente mit klimatologischen Meeresoberflächentemperaturen integriert wurden. Diese waren für alle Experimente gleich und reduzieren so die Variabilität am unteren Modellrand von vornherein. Auf einen genauen Vergleich mit Beobachtungen wird verzichtet, da außerdem die in Beobachtungen gefundenen starken Signale im nordhemisphärischen Sommer im Modell nicht wiedergegeben werden und sich deswegen kein Signal bis in die Troposphäre fortpflanzen kann. Es erfolgt eine Analyse des Zusammenhanges zwischen stratosphärischen und troposphärischen Sonnensignalen für die Monate des nordhemisphärischen Winters, die die stärksten Signale in der Stratosphäre zeigten.

7.1 Ein Sonnensignal in der Troposphäre?

Bereits an mehreren Stellen wurde in den Kapiteln 5 und 6 daraufhingewiesen, dass die stratosphärischen Anomalien des Sonnensignales im nordhemisphärischen Winter bis in die Troposphäre hineinreichen. Betrachtet man das globale Jahresmittel der Temperaturdifferenzen zwischen dem mittleren Sonnenfleckenmaximum und -minimum (Abb. 7.1), so fällt als erstes das starke Temperatursignal von +1 K an der Stratopause auf, welches bereits ausführlich in Kapitel 5 diskutiert wurde. In der Mesosphäre bekommt man ein, wenn auch schwaches, negatives Signal. Für die Troposphäre sind keine bzw. verschwindend geringe Unterschiede auszumachen. Wie im Folgenden gezeigt werden wird, bekommt man aber in der Troposphäre deutliche Signale, wenn man räumliche und jahreszeitliche Differenzen betrachtet. Das bedeutet, dass globale Jahresmittel nur für solche Signale aussagekräftig sind, die keine starke räumliche und jahreszeitenabhängige Struktur besitzen.

In Kapitel 6 wurde gezeigt, dass das mittlere Sonnensignal und das Signal für die QBO-Ost-Experimente sehr ähnlich verlaufen, weswegen im Folgenden nur die troposphärischen Signale für die QBO-Ost-Experimente gezeigt werden. Die stratosphärischen Signale in den QBO-West-Experimenten reichen nicht so weit in die Troposphäre hinein, wie das in den QBO-Ost-Experimenten der Fall ist (vgl. z. B. Abb. 6.4).

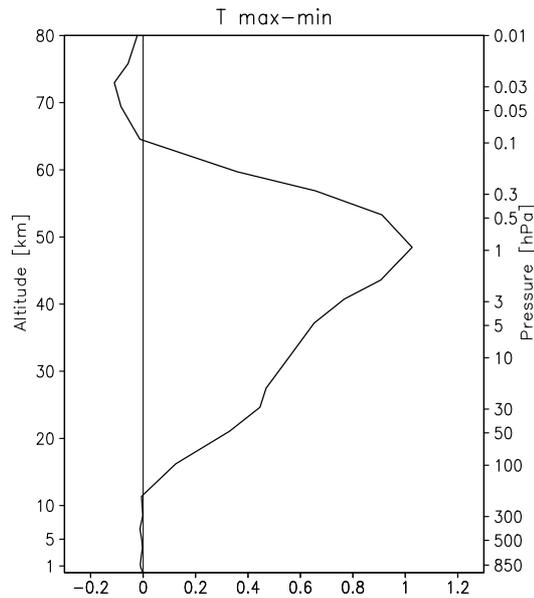


Abbildung 7.1: Globales Jahresmittel der Temperaturdifferenzen zwischen dem mittleren Sonnenfleckensmaximum- und Sonnenfleckensminimum-Experiment von 0-80 km Höhe (1000-0,01 hPa).

7.1.1 Änderungen des troposphärischen Strahlstromes

Für das QBO-Ost-Experiment treten die stärksten stratosphärischen Windanomalien im November auf, welche mit der Zeit polwärts und abwärts wandern und im Dezember und Januar bis in die untere Stratosphäre und die Troposphäre hineinreichen (vgl. Abb. 6.4b). Ein Zusammenhang zwischen den Änderungen im extratropischen Wellenantrieb und den Änderungen der Temperatur in der tropischen Stratosphäre konnte ebenfalls für den Dezember und Januar nachgewiesen werden (vgl. Abb. 6.9). Die Frage ist nun, ob es eine Verbindung zwischen den stratosphärischen Anomalien und den Änderungen troposphärischer Zirkulationsmuster gibt. In Abb. 7.2 sind die Absolutfelder und die Differenzen des zonal gemittelten zonalen Windes für das QBO-Ost-Experiment von Dezember bis März noch einmal vergrößert für die Troposphäre und die untere und mittlere Stratosphäre dargestellt. Man erkennt, dass die aus der Stratosphäre herunterreichenden Anomalien zu einer signifikanten Abschwächung des nordhemisphärischen troposphärischen Strahlstromes, dessen Kern im Modell bei etwa 35°N und 12 km Höhe liegt, und zu einer Verbreiterung der polwärtigen Strahlstromflanke im Dezember und Januar führen. Im Februar ist dieser Einfluss sehr viel schwächer ausgeprägt und im März tritt eine signifikante Abschwächung des nordhemisphärischen troposphärischen Strahlstromes und eine schmalere polwärtige Strahlstromflanke auf, die im Zusammenhang mit einem im Sonnenfleckensmaximum und -minimum unterschiedlichen Zeitpunkt der Umstellung zur Sommerzirkulation in der Stratosphäre stehen könnte. Für das QBO-West-Experiment findet eine Beeinflussung des nordhemisphärischen troposphärischen Strahlstromes nur im März statt (vgl. Abb. 6.4), in den anderen Monaten bleiben die Anomalien auf die Stratosphäre begrenzt (hier nicht explizit gezeigt). Dass nicht nur der troposphärische Strahlstrom beeinflusst wird, sondern auch andere Größen, zeigt der folgende Abschnitt.

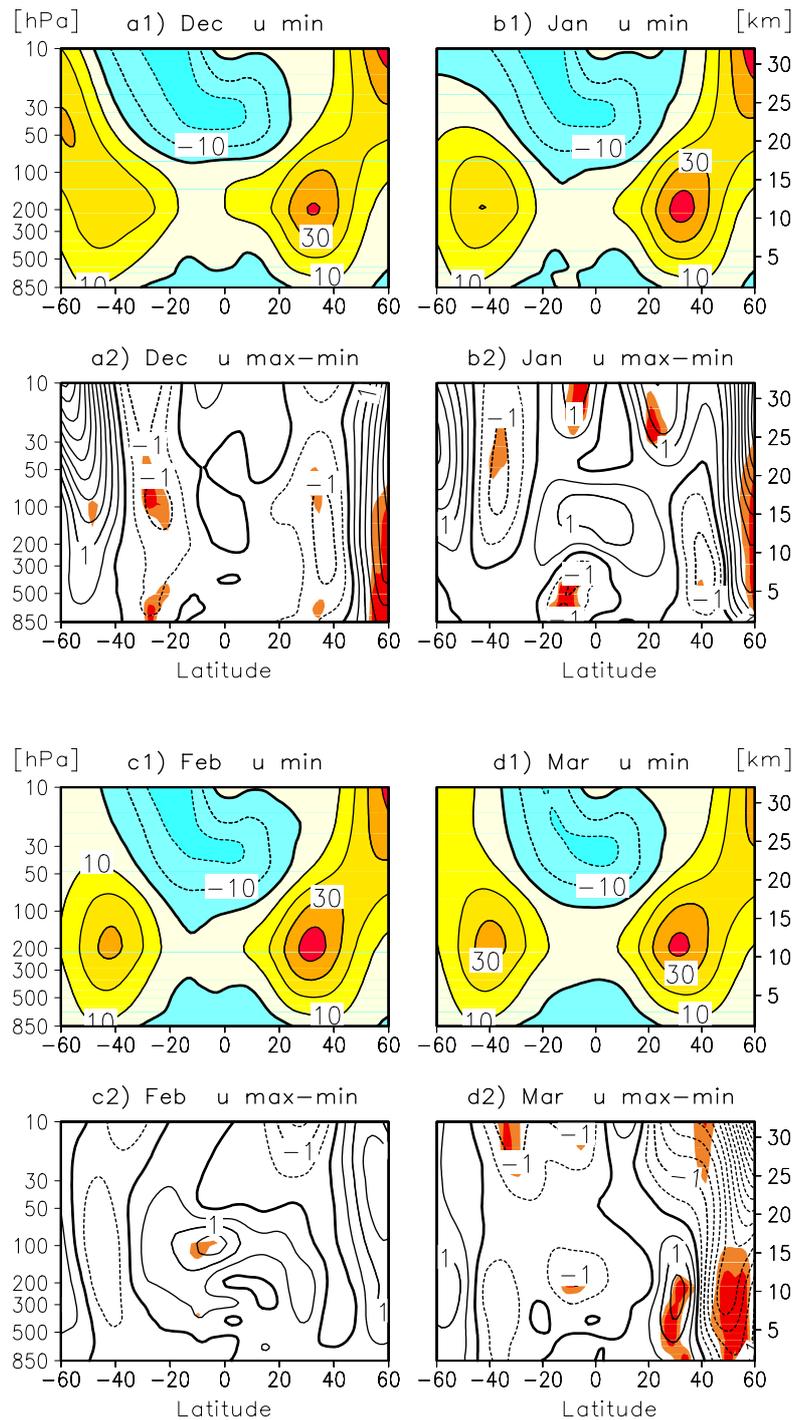


Abbildung 7.2: a1)-d1) Absolutfelder des zonal gemittelten zonalen Windes (Isolinienabstand: 10 m/s) von 0-32 km (1000-10 hPa) von 60°S bis 60°N für das Sonnenfleckenninimum-QBO-Ost-Experiment, a2)-d2) Differenzen zwischen Sonnenfleckenninimum und -maximum des QBO-Ost-Experimentes im a) Dezember, b) Januar, c) Februar und d) März, Isolinienabstand: 0,5 m/s, zu 95% (99%) statistisch signifikante Gebiete sind orange und rot dargestellt.

7.1.2 Änderungen der Temperatur und tropischer Vertikalbewegungen

In Abb. 7.3 sind die Absolutwerte sowie die Differenzen der zonal gemittelten Vertikalkomponente des Windes sowie der zonal gemittelten Temperatur für Dezember, Januar und Februar für die Troposphäre und die untere und mittlere Stratosphäre dargestellt. Man erkennt ein Aufsteigen südlich des Äquators bei 10°S auf der Sommerhemisphäre, welches sich von Dezember bis Januar verstärkt und dann wieder abschwächt, sowie die Gebiete mit Absinken in den Subtropen (Abb. 7.3 a1,b1,c1). Der absinkende Ast ist auf der Nordhemisphäre stärker ausgeprägt und zeigt eine Verbindung zur Stratosphäre. Die Anomalien der Vertikalkomponente des Windes (Abb. 7.3 a3,b3,c3) verstärken sich von Dezember bis Januar. Im Januar findet eine signifikante Verringerung der Vertikalbewegung südlich des Äquators sowie eine leichte Verschiebung nach Norden statt. Offensichtlich kommt es im Modell im Januar zu signifikanten Änderungen tropischer Vertikalbewegungen.

Die Temperaturdifferenzen im Dezember und Januar zeigen eine signifikante Erwärmung von $0,75\text{ K}$ im Sonnenfleckmaximum oberhalb der tropischen Tropopause, die im Januar am stärksten ausgeprägt ist und in die Troposphäre ab- und in die Stratosphäre zunimmt (Abb. 7.3 a4,b4). Die positiven Temperaturdifferenzen ($<0,25\text{ K}$) reichen bis zum Erdboden, sind zwischen 40° und 60°N signifikant und erreichen dort Werte von bis $0,5\text{ K}$. Im Januar befinden sich schwach negative Temperaturdifferenzen in den Subtropen der Troposphäre. Auffällig bei den tropischen und subtropischen positiven Temperaturanomalien in der Stratosphäre ist, dass diese statistisch signifikant sind und vom Frühwinter bis in den Januar von der mittleren Stratosphäre in die untere Stratosphäre und das Tropopausenniveau wandern (vgl. auch Abb. 6.2 und 6.3) und dort zu Änderungen im Bereich der tropischen Tropopause, die im Modell bei etwa $17\text{--}18\text{ km}$ Höhe liegt, führen. Im Februar treten geringere Temperaturdifferenzen sowohl in der Strato- als auch in der Troposphäre auf.

Die positiven Temperaturdifferenzen in der Stratosphäre führen zu einer stabileren¹⁾ Schichtung in der unteren Stratosphäre und im Tropopausenniveau. Es gilt allgemein, dass ein verstärktes stratosphärisches Absinken die untere Stratosphäre erwärmt und zu einer niedrigeren und wärmeren Tropopause führt (umgekehrt gilt das genauso für ein verstärktes Aufsteigen) (Shepherd, 2002). Dies führt zu einer relativen Abkühlung und einer geringeren Vertikalbewegung in der Troposphäre. Im Modell ist dieser Effekt im Januar am stärksten ausgeprägt: die Temperaturzunahme im Sonnenfleckmaximum oberhalb der Tropopause (Abb. 7.3 b4) führt zu einer Stabilisierung und verringerten troposphärischen Vertikalbewegungen (Abb. 7.3 b3). Die schwach positiven Temperaturdifferenzen in der äquatorialen Troposphäre und die negativen Differenzen zwischen 20° und 40°S passen zu der Verschiebung der Auf- und Abstiegsgebiete (Abb. 7.3 b3,b4). Im Februar sind sowohl die großflächig signifikante tropische Temperaturanomalie in der unteren Stratosphäre/Tropopausenniveau als auch die signifikanten Änderungen der äquatorialen Vertikalbewegungen verschwunden.

Um den Zusammenhang zwischen den Temperaturdifferenzen in der Stratosphäre und den Änderungen der äquatornahen Vertikalbewegungen in der Troposphäre zu untersuchen, wurden Korrelationen zwischen der zonal gemittelten Vertikalkomponente des Windes in 300 hPa und $2,8^{\circ}\text{S}$ und der zonal gemittelten Temperatur berechnet (Abb. 7.4). Aufgrund der höheren

¹⁾Als Maß für die statische Stabilität in der Stratosphäre wird die Brunt-Väisälä-Frequenz verwendet, welche die Frequenz der Schwingung eines Luftteilchens um seine Ruhelage bei einer stabil geschichteten Atmosphäre angibt.

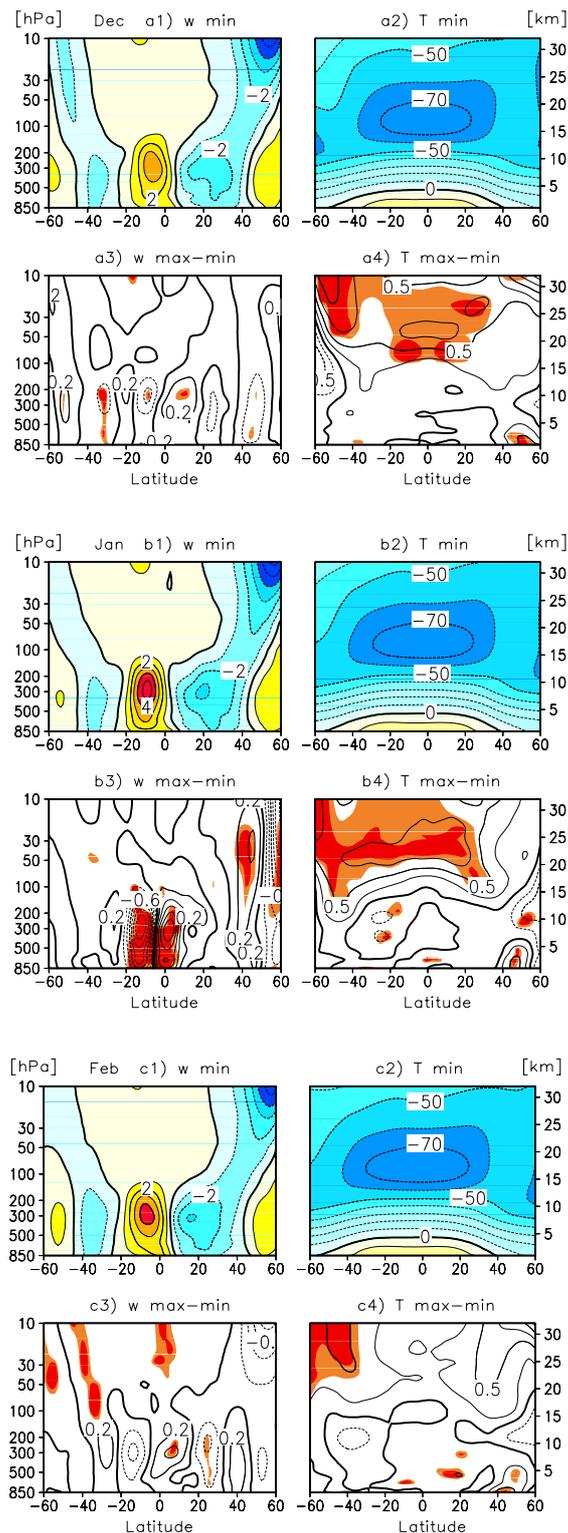


Abbildung 7.3: a) Dezember, b) Januar, c) Februar; a1)-c1): Absolutfelder der Vertikalkomponente des Windes für das Sonnenfleckenminimum-QBO-Ost-Experiment (Isolinienabstand: 1 mm/s) von 0-32 km (1000-10 hPa) und 60°S bis 60°N, positive (negative) Werte geben Gebiete mit aufsteigender (absinkender) Bewegung an; a3)-c3): Differenz der Vertikalkomponente des Windes zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum für das QBO-Ost-Experiment (Isolinienabstand: 0,2 mm/s, statistisch signifikante Gebiete sind farbig dargestellt). a2)-c2): Absolutfelder der zonal gemittelten Temperatur (Isolinienabstand: 10°C); a4)-c4): Differenz der zonal gemittelten Temperatur (Isolinienabstand: 0,25 K, statistisch signifikante Gebiete sind farbig dargestellt).

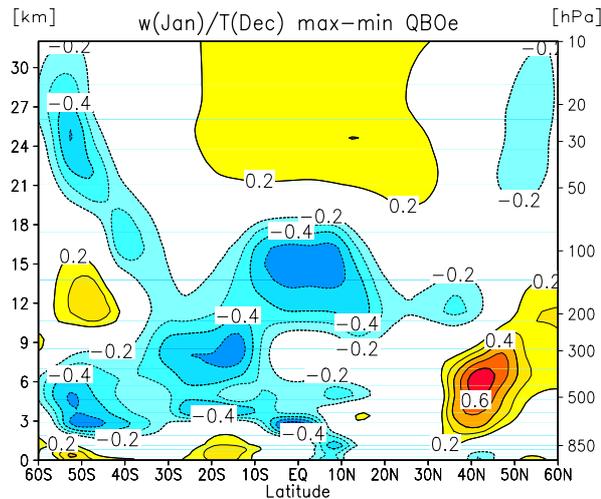


Abbildung 7.4: Korrelationen zwischen der zonal gemittelten Vertikalwindkomponente des Windes in der tropischen Troposphäre (300 hPa, 2,8°S) im Januar und dem zonal gemittelten Temperaturfeld im Dezember von 60°S bis 60°N und 0-32 km Höhe (1000-10 hPa) für die Differenz zwischen Sonnenfleckmaximum- und Sonnenfleckminimum des QBO-Ost-Experimentes. Dargestellt sind nur Korrelation größer als 0,2, wobei positive Korrelationen in Rot- und negative in Blautönen dargestellt sind, Isolinienabstand: 0,1.

Variabilität in der Troposphäre sind die Korrelationen nicht mehr so stark wie in der Stratosphäre (Abb. 6.8 und 6.9). Die Korrelationen in Abb. 7.4 zeigen, dass die äquatornahen Änderungen der Vertikalgeschwindigkeit mit entgegengesetzten Temperaturänderungen in der Troposphäre und Stratosphäre zusammenhängen. Eine geringere Vertikalgeschwindigkeit tritt gemeinsam mit einer negativen troposphärischen und einer positiven stratosphärischen Temperaturanomalie auf (vgl. Abb. 7.3b3,b4). Die Erwärmung der Stratosphäre führt, wie bereits erwähnt, zu einer Stabilisierung der unteren Stratosphäre und einer Erwärmung und Absenkung der Tropopause, wodurch sich die Troposphäre abkühlt und geringere Vertikalbewegungen auftreten. Die negativen Temperaturdifferenzen südlich des Äquators könnten auch mit einer verringerten Konvektion (Abschnitt 7.1.3) und einer damit zusammenhängenden verringerten Freisetzung von latenter Wärme erklärt werden. Die Korrelationen gehen nur für die gezeigte Abbildung (Vertikalgeschwindigkeit im Januar korreliert mit dem Dezember-Temperaturfeld) in diese Richtung, was eventuell an der Verwendung von Monatsmitteln liegen könnte. Auch wenn diese Korrelationen nicht so deutlich sind, lässt sich jedoch feststellen, dass es einen Zusammenhang zwischen stratosphärischen und troposphärischen Anomalien gibt.

Auch aus Beobachtungen kann man eine Beeinflussung der Tropopausenhöhe durch verschiedene stratosphärische (z. B. QBO, Ozonanomalien) und troposphärische (z. B. ENSO) Zirkulationsmuster erkennen (z. B. Wong und Wang, 2003). Shepherd (2002) argumentiert, dass ein verstärktes stratosphärisches Absinken die Tropopause absenken und erwärmen würde (umgekehrt gilt das genauso für ein verstärktes Aufsteigen). Dies stützt die im Modell gefundene Änderung troposphärischer Vertikalbewegungen, welche im Zusammenhang mit stratosphärischen Temperaturänderungen stehen. Im Modell werden diese stratosphärischen Temperaturänderungen durch die geänderte solare Einstrahlung und das Ozon hervorgerufen (Kapitel 5).

7.1.3 Änderungen des Niederschlages und der Bewölkung

Die eben gezeigte Abschwächung und Verbreiterung der Gebiete mit aufsteigenden Vertikalbewegungen südlich des Äquators, lassen einen Einfluss auf die Niederschlags- und Wolkenbildung erwarten. Um dies zu überprüfen, sind in Abb. 7.5 die Zeitreihen der zonalen Mittel der Absolutwerte und Differenzen der Vertikalkomponente des Windes in 300 hPa, des Niederschlages und der Bewölkung von 40°S bis 40°N von Juli bis Juni dargestellt. In allen drei Absolutfeldern erkennt man die Verschiebung der Innertropischen Konvergenz Zone (ITZ) von einer Sommerhemisphäre zur anderen mit einem kleineren Maximum im Januar südlich des Äquators (Abb. 7.5a,c,e). In den Differenzfeldern zeigt sich ein starkes Signal im Januar, welches für die Vertikalkomponente des Windes in 300 hPa statistisch signifikant ist (Abb. 7.5b,d,f) und bereits im zonalen Mittel der Differenzen der Vertikalkomponente des Windes erkennbar war (in Abb. 7.3b3). Im Januar tritt konsistent mit der Abschwächung der Vertikalbewegungen südlich des Äquators eine Abschwächung der Niederschlagsaktivität und der Bewölkung auf (Abb. 7.5b,d,f). Die leichte Verbreiterung (nördliche Verschiebung) des Gebietes mit Aufsteigen findet man ebenfalls in den Niederschlags- und Bewölkungsmustern wieder. Das Modell zeigt im Januar, wenn starke Änderungen in der tropischen unteren Stratosphäre auftreten, auch ein starkes troposphärisches Signal, welches konsistent in verschiedenen Parametern (Vertikalgeschwindigkeit, Niederschlag und Bewölkung) ist. Auf die Probleme und Unterschiede in den Niederschlagsfeldern und damit verbunden den Konvektionsschemata in den Modellen soll an dieser Stelle nicht eingegangen werden (vgl. z. B. Nissen, 1998), da es hier um die Unterschiede zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum geht und nicht um Absolutwerte.

Um einen Eindruck von den räumlichen Mustern der Anomalien zu bekommen, sind in Abb. 7.6 die Breiten-Längen Schnitte für die Vertikalkomponente des Windes in 300 hPa, den Niederschlag und die Bewölkung für den Monat mit den stärksten Änderungen (Januar) dargestellt. Anhand der Absolutfelder erkennt man, dass es starke Unterschiede in Ost-West-Richtung gibt (Abb. 7.6a,c,e). Während passend zu den aufsteigenden Luftbewegungen eine erhöhte Niederschlagsaktivität und Bewölkung über dem Westpazifik, Indonesien und dem Indischen Ozean stattfindet, sind absinkende Luftbewegungen, geringere Niederschlagsaktivität und Bewölkung im Ostpazifik sowie Ostatlantik zu finden. Diese Muster entsprechen einer im Modell auftretenden Walker-Zirkulation, die im Prinzip den Beobachtungen entspricht und der meridionalen Hadley-Zirkulation überlagert ist. In den Beobachtungen und auch im Modell befindet sich der stärkere Ast der Walker-Zirkulation im pazifischen Raum. Über den sehr warmen Meeresoberflächentemperaturen im Westpazifik findet man starke aufsteigende Bewegungen und über den kühleren Meeresoberflächentemperaturen im Ostpazifik Absinkbewegungen. In der Realität ändert sich die Walker-Zirkulation mit den auftretenden ENSO-Ereignissen, die durch Anomalien in den Meeresoberflächentemperaturen zu einer Verschiebung der Hauptniederschlags- und Bewölkungsgebiete führen. Im Modell sind solche Phänomene aufgrund der festen, klimatologischen Meeresoberflächentemperaturen nicht enthalten. Die in den zonalen Mitteln gefundene Abschwächung der Vertikalgeschwindigkeits-, Niederschlags- und Bewölkungsmaxima sowie die leichte Verschiebung nach Norden im Sonnenfleckenmaximum konzentriert sich auf den Westpazifik und den Indischen Ozean (Abb. 7.6b,d,f), genau dort, wo sich die Gebiete mit starken Vertikalbewegungen und starke Niederschlagszellen im Modell befinden (Abb. 7.6a,c,e).

Auch wenn die hier gezeigten troposphärischen Einflüsse nur qualitativ zu betrachten sind, geben sie doch wichtige Hinweise für einen Einfluss solarer stratosphärischer Änderungen auf die Troposphäre. Da die Meeresoberflächentemperaturen im Modell für alle Experimente fest vor-

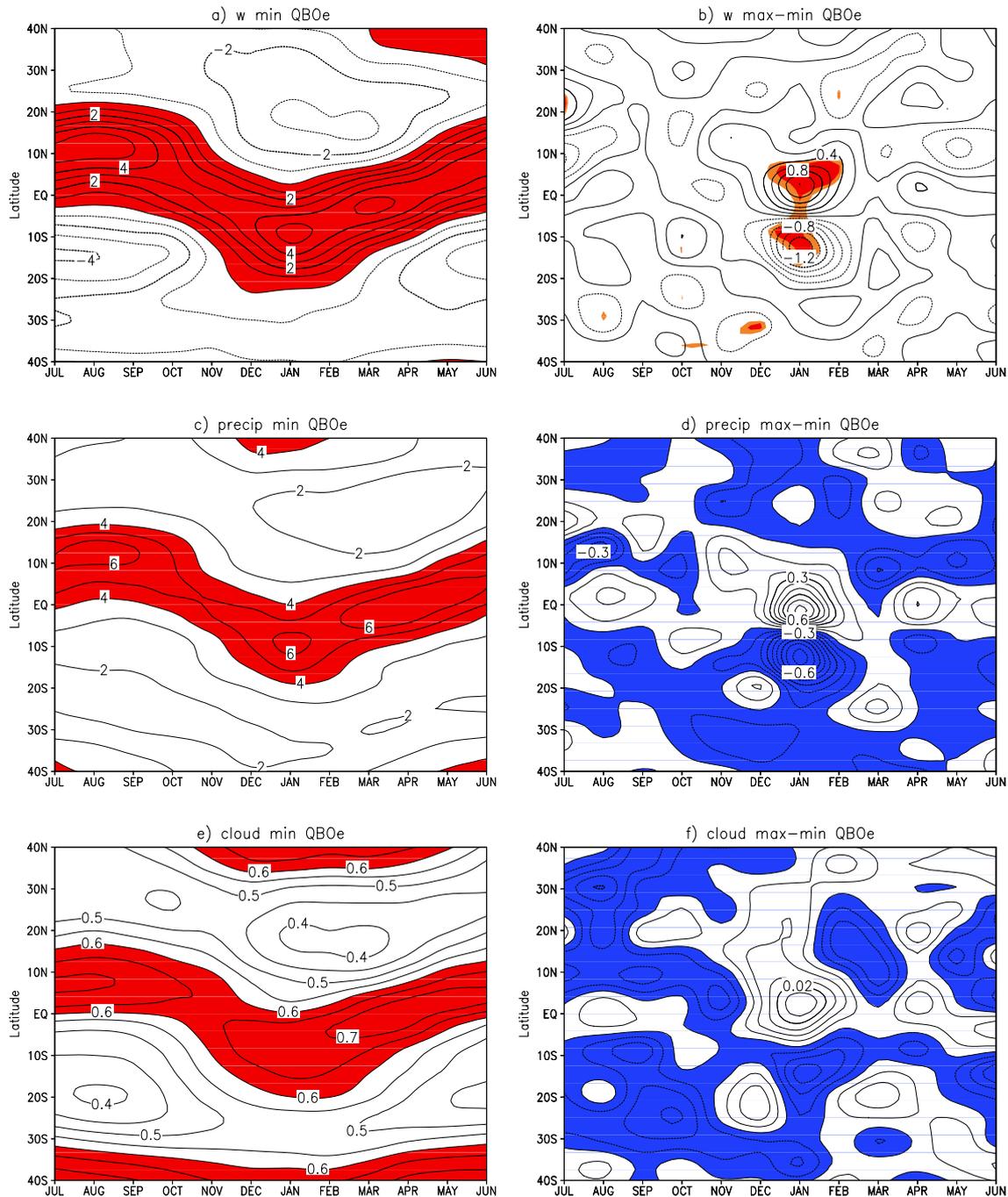


Abbildung 7.5: a) Absolutwerte der zonal gemittelten Vertikalkomponente des Windes für das Sonnenfleckenminimum-QBO-Ost-Experiment in 300 hPa (8,5 km) von 40°S bis 40°N und von Juli bis Juni (Isolinienabstand: 1 mm/s), Gebiete mit aufsteigender Vertikalbewegung sind rot dargestellt, b) Differenzen der zonal gemittelten Vertikalkomponente des Windes (in 300 hPa) zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum des QBO-Ost-Experimentes (Isolinienabstand: 0,2 mm/s), statistisch signifikante Gebiete sind farbig dargestellt, c) Absolutwerte des zonal gemittelten Niederschlages (enthalten sind der großräumige und konvektive Niederschlag sowie Schnee) (Isolinienabstand: 1 mm/d), Gebiete mit mehr als 4 mm/d sind rot dargestellt, d) Differenz des zonal gemittelten Niederschlages (Isolinienabstand: 0,1 mm/d, negative Werte sind blau gefärbt), e) Absolutwerte der zonal gemittelten totalen Bewölkung (Isolinienabstand: 0,05 Bruchteile), Gebiete mit mehr als 0,6 Bruchteilen sind rot dargestellt, f) Differenzen des zonal gemittelten totalen Bewölkung (Isolinienabstand: 0,005 Bruchteile), negative Werte sind blau gefärbt.

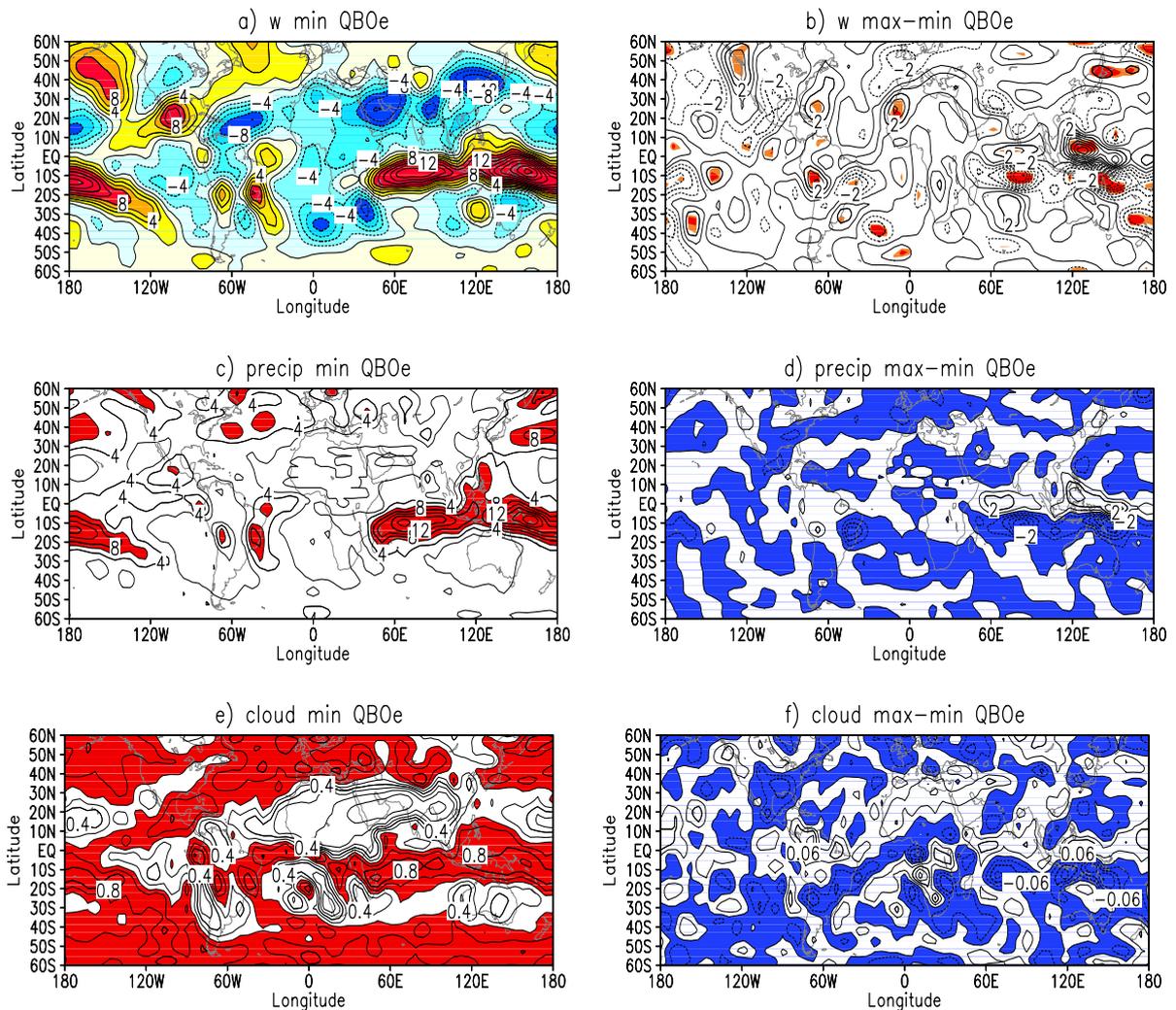


Abbildung 7.6: Januar-Monatsmittel für a) die Absolutwerte der Vertikalkomponente des Windes für das Sonnenfleckenninimum-QBO-Ost-Experiment in 300 hPa (8,5 km) von 60°S bis 60°N und 180°W bis 180°E (Isolinienabstand: 2 mm/s), b) die Differenzen der Vertikalkomponente des Windes (in 300 hPa) zwischen Sonnenfleckenninimum und -maximum des QBO-Ost-Experimentes (Isolinienabstand: 1 mm/s, statistisch signifikante Gebiete sind in rot und orange dargestellt), c) die Absolutwerte des Niederschlages (Isolinienabstand: 2 mm/d, Werte von mehr als 6 mm/d sind rot gefärbt), d) die Differenz des Niederschlages (Isolinienabstand: 1 mm/d, negative Werte sind blau gefärbt), e) die Absolutwerte der totalen Bewölkung (Isolinienabstand: 0,1 Bruchteil, Werte größer als 0,6 sind rot dargestellt), f) die Differenz der totalen Bewölkung (Isolinienabstand: 0,03 Bruchteile, negative Werte sind blau dargestellt).

geschrieben und exakt gleich sind, man aber genau über den großen Wasserflächen die größten troposphärischen Differenzen zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum im Modell findet, können diese direkt mit stratosphärischen Änderungen in Verbindung gebracht werden. Eine unterschiedliche Beeinflussung der Vertikalbewegungen am Äquator in den beiden Phasen des Sonnenfleckenzyklus ist auch in den Beobachtungsdaten zu erkennen (K. Kodera, persönliche Mitteilung, 2003). Diese Änderungen sind jedoch (genau wie im Modell) nicht zonalsymmetrisch verteilt, sondern konzentrieren sich auf den Pazifik bzw. Indik. Auch andere Untersuchungen zeigen eine Beeinflussung der Vertikalgeschwindigkeiten und der Niederschläge in der tropischen Troposphäre (z. B. van Loon und Meehl, 2003; Labitzke, 1999). Diese Studien beziehen sich allerdings alle auf den Juli/August, da in den Beobachtungen in diesen Monaten das stärkste Signal in den Tropen und Subtropen auftritt. Für das Modell wurde wie bereits beschrieben der Monat (Januar) ausgewählt, in dem die stärksten Signale in der Troposphäre auftraten - auch in dieser Hinsicht ist also Vorsicht bei einem Vergleich zwischen Beobachtungen und Modell geboten.

7.1.4 Änderungen am Erdboden

In Abb. 7.2 und 7.3 ist bereits die Verschiebung des troposphärischen Westwindstrahlstromes auf der Nordhemisphäre diskutiert worden, sowie auf die in Erdoberflächennähe auftretenden signifikanten Wind- und Temperaturanomalien in mittleren Breiten hingewiesen worden. In Abb. 7.7 soll beispielhaft die räumliche Struktur der Temperaturdifferenzen an der Erdoberfläche (1000 hPa) gezeigt werden. Sehr gut zu erkennen sind die unterschiedlichen räumlichen Muster der Differenzen, wodurch das Signal im globalen Mittel sehr gering ist (Abb. 7.1), sowie die Konzentration der stärksten Anomalien auf die Kontinente. Die Konzentration der Anomalien auf die Landflächen ist mit den festen Meeresoberflächentemperaturen in den Experimenten zu erklären, die die Variabilität am unteren Rand über den wasserbedeckten Flächen im Modell von vornherein reduzieren. Die Größenordnung der Temperaturdifferenzen über den Kontinenten erreicht mehr als +3 K und ist daher nicht vernachlässigbar. Die stärksten Differenzen sind statistisch signifikant und verstärken sich von Dezember bis Februar über Nordamerika. Die starke, signifikante positive Differenz im Dezember über Eurasien verschwindet in den Folgemonaten.

Die für die Stratosphäre getroffene Aussage, dass sich die Größenordnung der Differenzen nur in der dynamisch aktiven Saison der Nordhemisphäre in den Modellsimulationen verbessert hat, trifft auch für die Troposphäre zu. Während die stärksten Temperaturdifferenzen von +3 K bis -2 K im nordhemisphärischen Winter auftreten, sind diese Differenzen im nordhemisphärischen Sommer sehr viel schwächer (-1 bis +1 K; nicht gezeigt). Dies könnte ein weiterer Hinweis darauf sein, dass Änderungen in der MRZ eine entscheidende Rolle spielen. Da diese im Modell nur im nordhemisphärischen, nicht aber im südhemisphärischen Winter auftreten, erklären sich damit die schwächeren Temperatursignale im Nordsommer.

Aufgrund der Struktur der Modellexperimente (feste Meeresoberflächentemperaturen) erfolgt keine weitere Interpretation von regionalen Zirkulationsänderungen.

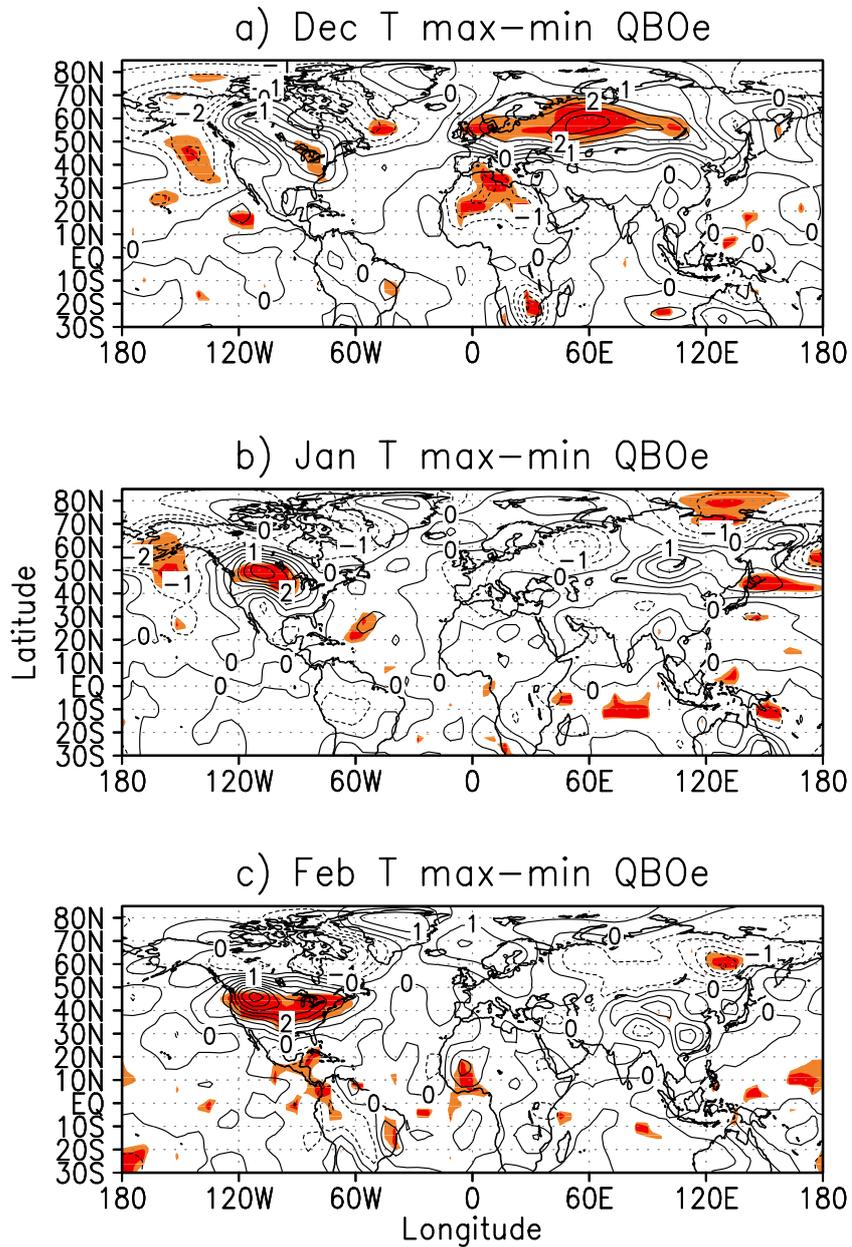


Abbildung 7.7: Differenzen der Temperatur in 1000 hPa (Erdoberflächennähe) zwischen dem Sonnenfleckennmaximum und -minimum des QBO-Ost-Experimentes von 30°S bis 80°N und 180°W bis 180°E, Isolinienabstand: 0,5 K, statistisch signifikante Gebiete sind farbig dargestellt, für a) Dezember, b) Januar und c) Februar.

7.2 Diskussion der Ergebnisse

In diesem Kapitel ist qualitativ gezeigt worden, dass es in den Modellexperimenten im nordhemisphärischen Winter auch in der Troposphäre zu signifikanten Zirkulationsänderungen kommt, die in etwa zwei Monate nach den stärksten Änderungen in der oberen Stratosphäre auftreten. Für das hier vorgestellte QBO-Ost-Experiment traten die stärksten Änderungen in der oberen Stratosphäre im November auf, die stärksten Änderungen in der tropischen unteren Stratosphäre und in der Troposphäre treten zwei Monate später, im Januar, auf.

- Die höheren Temperaturen im Sonnenfleckmaximum in der unteren Stratosphäre führen zu einer erhöhten Stabilität der Stratosphäre und beeinflussen tropische Vertikalbewegungen, die sich sowohl in der Vertikalkomponente des Windes als auch in den Niederschlags- und Bewölkungsmustern zeigen.
- Die Änderungen in der Troposphäre können aufgrund der Struktur der Modellexperimente (feste Meeresoberflächentemperaturen) als indirekte Effekte, die durch Zirkulationsänderungen in der Stratosphäre hervorgerufen werden, interpretiert werden.
- Die Experimente zeigen, dass diese indirekten Effekte nicht zu vernachlässigende Größenordnungen erreichen und daher bei zukünftigen Klimaabschätzungen berücksichtigt werden sollten.

Die in den Beobachtungen gefundenen Signale können mit den hier vorgestellten Experimenten natürlich nicht vollständig erklärt werden, sie geben jedoch wichtige qualitative Hinweise darauf, dass es eine Beeinflussung der Troposphäre durch stratosphärische Zirkulationsanomalien aufgrund von solaren Einstrahlungsänderungen gibt.

Im Folgenden werden die Ergebnisse dieser Arbeit zusammengefasst und ein möglicher Ausblick für zukünftige Arbeiten gegeben.