

# Kapitel 5

## Transportfallstudien im Modell: Einfluss der horizontalen Auflösung

In diesem Kapitel werden Transportfallstudien im Berliner Modell in Abhängigkeit von der horizontalen Auflösung durchgeführt. Es wird der Transport eines passiven idealisierten Spurengases im Zusammenhang mit dem Auftreten von Stratosphärenenerwärmungen untersucht. Hierbei sollen die Transportprozesse in Abhängigkeit von sich im operationellen Einsatz befindenden horizontalen Auflösungen T21/T42 im Berliner Zirkulationsmodell miteinander verglichen und diskutiert werden. Es handelt sich dabei um voneinander unabhängige Modellsimulationen, so dass für den Vergleich des Spurengastransportes nur Fälle mit „ähnlichen synoptischen Lagen“ in Frage kommen.

Die Auswirkungen der horizontalen Auflösung auf den chemischen Ozonabbau wurden in Edouard et al. (1996) und Searle (1998) untersucht, die zu widersprüchlichen Aussagen über die Größe der Auswirkung kommen. Ein Zusammenhang von erhöhter Transportaktivität mit intensiven Stratosphärenenerwärmungen wurde von Leovy et al. (1985) und Norton und Chipperfield (1995) festgestellt. Reid et al. (1998) verglichen die mittlere Variabilität von Laminaefrequenzen mit den Januartemperaturen in 30 hPa für mehr als zwanzig Jahre und stellten eine erhöhte Korrelation in Jahren mit intensiven Stratosphärenenerwärmungen fest. In diesem Kapitel wird der Zusammenhang zwischen Streameraktivität<sup>1</sup> und Stratosphärenenerwärmungen der Kategorie „Major Midwinter Warmings“ (deutsch: starke Erwärmung im Winter) als Funktion der horizontalen Auflösung untersucht. Die dabei auftretenden Unterschiede werden im Hinblick auf den Spurengastransport in die mittleren Breiten diskutiert. Ein Vergleich mit Beobachtungsdaten soll Aufschluss über die Stärke des zu erwartenden realistischen Transports und der Durchmischung von Luftmassen während eines Major Warmings bringen. Aus aktuellem Anlass wird dazu der Winter 2001/02 analysiert und mit den Transportfallstudien verglichen.

---

<sup>1</sup>In den folgenden Kapiteln soll der Begriff Streamer nicht mehr kursiv geschrieben werden.

## 5.1 Major Midwinter Warmings

Major Midwinter Warmings werden laut WMO als eine plötzliche Erwärmung der Stratosphäre mit einem Zusammenbruch des Polarwirbels während der Mitte des Winters definiert. Das notwendige Kriterium hierfür ist erfüllt, wenn der zonal gemittelte Wind in 60° N bis mindestens 10 hPa sein Vorzeichen wechselt, also anstatt der vorherrschenden Westwinde in der winterlichen Stratosphäre Ostwinde beobachtet werden. Ein zusätzliches Kriterium ist die Umkehr des Temperaturgradienten zwischen dem Nordpol und 60° N.

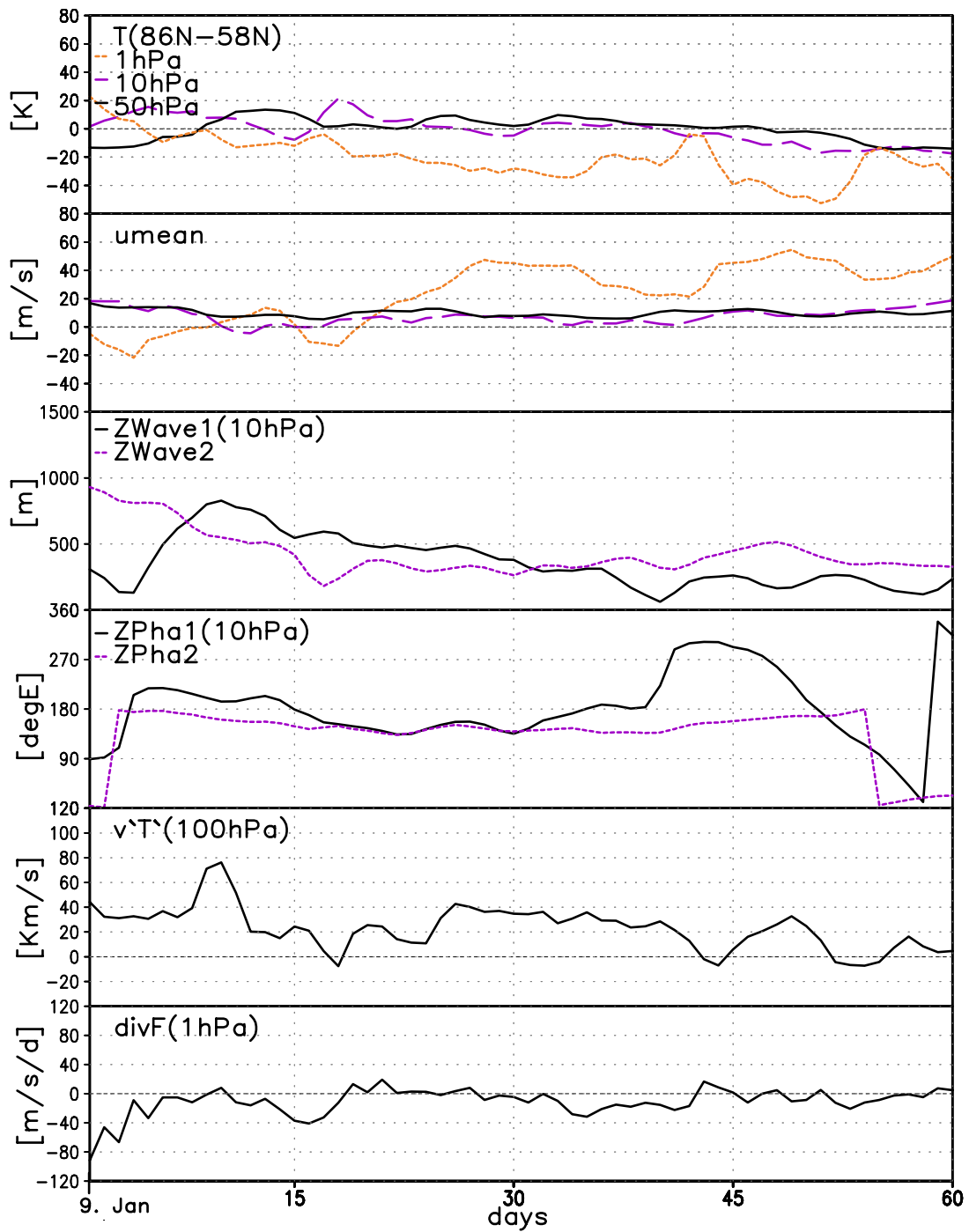
Die erste erfolgreiche Simulation eines Major Midwinter Warmings mit einem Modell gelang Matsuno (1971). Der Autor testete mit verschiedenen Experimenten die Anregungsmechanismen, die zu einer plötzlichen starken Erwärmung der Stratosphäre führen. Er stellte einen deutlichen Zusammenhang zwischen einer in der Troposphäre angeregten Wellenaktivität fest, die sich bis in die Stratosphäre ausbreitete und zu einer intensiven Stratosphärenenerwärmung mit einem Zusammenbruch des Polarwirbels führte. Erlebach et al. (1996) untersuchten in der damaligen Konfiguration des Berliner Modells die Simulation von Major Midwinter Warmings und verglichen sie mit Beobachtungen. Zu diesem Zeitpunkt hatte das Berliner GCM noch einen „zu warmen Winterpol“ und zeichnete sich durch eine hohe Variabilität und zahlreiche Major Midwinter Warmings aus. Braesicke und Langematz (2000) zeigten in ihrer Untersuchung des Berliner CMAMs, dass die neue Konfiguration zahlreiche Stratosphärenenerwärmungen in der Stratopausenregion simuliert, in guter Übereinstimmung mit der beobachteten Stärke wie auch Frequenz von Erwärmungen (von Zahn et al., 1998). Es werden auch Major Midwinter Warmings simuliert, aber mit einer deutlich reduzierten Frequenz im Gegensatz zur alten Konfiguration.

In diesem Unterkapitel soll die Fähigkeit der neuen Konfiguration des Berliner Zirkulationsmodells untersucht werden, Major Midwinter Warmings zu simulieren. Es werden Fallstudien mit dem T21- und dem T42-Modell präsentiert, die zum einen den dynamischen Hintergrund der Erwärmung analysieren und zum anderen den dabei stattfindenden Spurengastransport eines passiven, idealisierten Tracers im Vergleich der beiden Auflösungen untersuchen. Die Fallstudien beginnen je nach Verfügbarkeit der „History Files“ am 9. Januar 14 bzw. 1. Januar 11 für die T21- bzw. T42-Simulation. Die Zeitskala wird in Tagen nach der Initialisierung der Simulation ausgedrückt.

### 5.1.1 Welle 2 Erwärmung im T21-Modell

Im mittlerweile 30 Jahre umfassenden Kontrolllauf des T21-Modells werden zwei Major Midwinter Warmings simuliert, beide Erwärmungen stellten sich als Welle 2 Erwärmungen heraus.

In Abb. 5.1 ist der zeitliche Verlauf synoptisch relevanter Größen dargestellt. Die Fallstudie beginnt mit dem 9. Januar, dem entspricht Tag 1 der Tracerinitialisierung. Die hier dargestellte Zeitserie beginnt mitten in der Entwicklung der Erwärmung. Zu Beginn der Simulation ist der Temperaturgradient zwischen dem Nordpol und 58° N ( $\Delta T$ ) in der mittleren Stratosphäre positiv, eine Woche später auch in der unteren Stratosphäre



**Abbildung 5.1.** T21: Synoptische Darstellung relevanter Größen, beginnend mit dem 9. Januar des 14. Modelljahres in  $58^\circ$  N. Von oben nach unten: (a) Temperaturgradient zwischen  $86^\circ$  N und  $58^\circ$  N, (b) zonaler Wind, (c) geopotentielle Höhe Welle 1 und 2, (d) Phasen der Welle 1 und 2, (e) Wärmefluss  $\overline{v'T'}$  und (f) die Divergenz des Eliassen-Palm-Fluss Vektors  $divF$  in den jeweils angezeigten Druckniveaus.

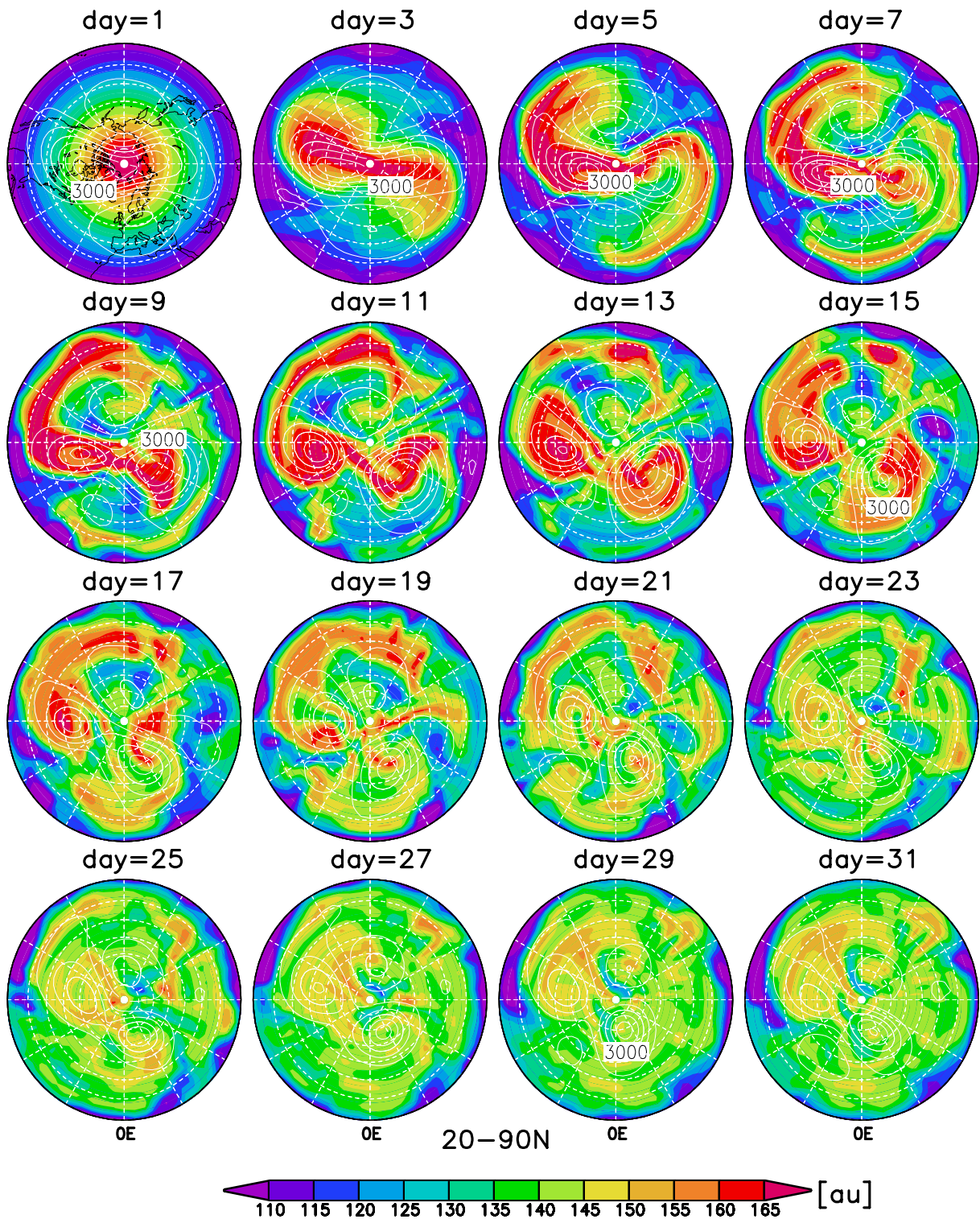
(Abb. 5.1a). Ab Tag 10 werden Ostwinde und der Zusammenbruch des Polarwirbels in 10 hPa simuliert (Abb. 5.1b). Damit ist das Major Warming Kriterium erfüllt. Der Prozess der Erwärmung zieht sich bis Ende Februar hin, danach kühlt sich die Stratosphäre ab, sichtbar in einem wiederkehrenden negativen  $\Delta T$  in der gesamten Stratosphäre. Die Wellenaktivität, hier dargestellt durch die Amplituden und Phasen der geopotentiellen Höhen der Welle 1 und 2 (Abb. 5.1c und d), sowie der zonal gemittelte Wärmefluss<sup>2</sup> in 100 hPa (Abb. 5.1e), geben Aufschluss über die Störung des Polarwirbels. Der Januar beginnt mit einer Verstärkung der quasi-stehenden ( $c = 0$ ) Welle 2, die am 9. Januar mit einem Maximum von fast 1000 m die Welle 1 übertrifft. Danach beginnt die Welle 1 sich zu verstärken, was auch mit einer erhöhten vertikalen Ausbreitung der Wellenaktivität einhergeht, zu erkennen an dem Maximum des nordwärts gerichteten Wärmeflusses in 100 hPa. Die Divergenz des Eliassen-Palm-Fluss Vektors  $div F$  (siehe Kapitel 4) in 1 hPa (Abb. 5.1f) zeigt an, inwiefern diese troposphärisch angeregten Wellen in der oberen Stratosphäre brechen und zu einer Welle-Grundstrom Wechselwirkung führen. Negative Werte, gleichbedeutend mit einer Konvergenz des Eliassen-Palm-Fluss Vektors, zeigen eine Abschwächung des zonalen Grundstromes an, positive dagegen eine Beschleunigung des Grundstroms. Wie an den Tagen 1–20 zu erkennen ist, wird erst in der oberen Stratosphäre der zonale Grundstrom abgeschwächt. Dort werden schon ab dem 9. Januar Ostwinde beobachtet, die sich dann von oben nach unten ausbreiten (siehe z.B. Kodera et al., 1990). Dies führt am 20. Januar zu Ostwinden und zu einem Zusammenbruch des Polarwirbels in 10 hPa. Danach kommt es zu der häufig beobachteten strahlungsbedingten Abkühlung der oberen und mittleren Stratosphäre im Spätwinter, während der die Wellen nur noch schwache Aktivitäten aufweisen. Damit geht eine späte Umstellung von der Winter- auf die Sommerzirkulation Ende Mai einher.

## Synoptik

Die simulierte Erwärmung begann mit einer starken Welle 2 und wurde mit einer Welle 2 fortgeführt (siehe Abb. 5.2). Im Vergleich mit Abb. 5.1 fällt auf, dass dort ab Tag 20 auch die Welle 1 ein Maximum aufweist. Nach Überprüfung der Phasen der Welle 1 und 2 wird klar, dass es sich hier um ein und die gleiche Welle handeln muss, da die Phasen beider Wellenzahlen bei ca.  $180^\circ$  E überlappen. Vergleichbare Welle 2 Erwärmungen finden sich in Beobachtungen recht selten. So wurde in der langen Berliner Datenreihe nur in den Winter 1962/63, 1984/85 und 1988/89 eine Welle 2 Erwärmung beobachtet (Naujokat und Labitzke, 1993, persönliche Mitteilung Labitzke, 2002). Die polarstereographische Projektion der synoptischen Entwicklung ist in Abb. 5.2 für den passiven Tracer und die geopotentielle Höhe in ca. 32 km Höhe dargestellt. Tag 1 der Transportberechnung entspricht dem 9. Januar im Jahr 14 des Kontrolllaufes. Man erkennt einen stark elongierten Polarwirbel, dessen Zentren über der kanadischen und sibirischen Arktis liegen (ab Tag 5), und die von zwei Hochdruckgebieten über Europa und dem Pazifik flankiert werden. Bis Tag 9 bleibt diese synoptische Situation

<sup>2</sup>Der zonal gemittelte Wärmefluss ist bei positivem Vorzeichen nordwärts gerichtet und kennzeichnet die vertikale Ausbreitung der in der Troposphäre angeregten planetarischen Wellen. Er wird meist in 100 hPa betrachtet, da dort die troposphärisch angeregten Wellen (in der Regel Wellenzahl 1–3, Charney und Drazin, 1961), die sich bis in die Stratosphäre ausbreiten, angezeigt werden.



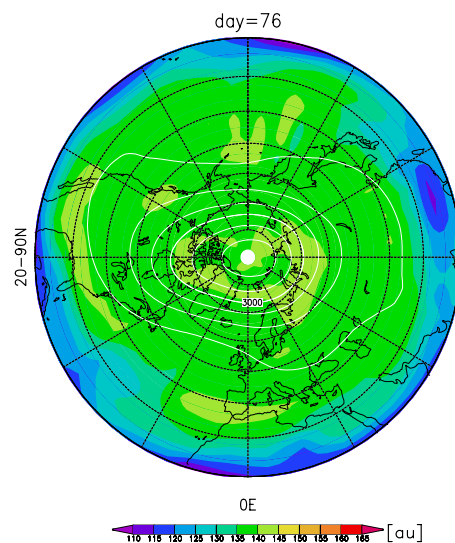


**Abbildung 5.2.** T21: Polarstereographische Darstellung des Tracers (au) in 32 km Höhe und der geopotentiellen Höhe (Intervall: 32 gdam) in 10 hPa. Beginnend mit dem 9. Januar des 14. Modelljahres sind die Tage 1–31 im zweitägigen Abstand illustriert.

aufrechterhalten (quasi-stationäre Wellen). Danach beginnen die zwei Antizyklonen Richtung Pol zu drängen, schnüren damit den Polarwirbel ein, so dass ab Tag 11–15 eine Hochdruckbrücke über dem Pol liegt. Zwei Tage später ist diese Bewegung rückläufig. Das ganze System beginnt langsam westwärts zu rotieren, die Hochdruckgebiete schwächen sich dabei ab. Sie bleiben dennoch sehr weit im Norden liegen, so dass weiterhin zwei Wirbelzentren aufrecht erhalten werden. Dieser Prozess zieht sich bis etwa Tag 60 hin, begleitet von einem erneuten Vorstoß des ehemaligen Aläutenhochs in Richtung Pol (hier nicht gezeigt).

### Tracertransport

Die polarstereographische Projektion des passiven Tracers ist in Abb. 5.2 dargestellt. Wie man von Tag 1–3 erkennen kann, nimmt der zonal verteilte Tracer sehr schnell die Form des Polarwirbels an. Die über den Rand des Polarwirbels reichenden hohen Konzentrationen werden über dem Pazifik und über Europa an den Ostflanken der beiden Hochdruckgebiete von den Winden Richtung Westen transportiert (Tag 5–9). Diese Extrusionen des Polarwirbels (siehe Kapitel 2 und 5) – hier mit Konzentrationen höher als 165 au ausgezeichnet, dem entspricht eine Breite polwärts von  $75^\circ$  N – werden bis in mittlere Breiten transportiert. Die ageostrophischen Komponenten des Windes scheinen dabei eine entscheidende Rolle zu spielen (siehe Abschnitt 6.4). Bei der näheren Inspektion der Bilder fällt auf, dass der Luftmassenaustausch in mittlere Breiten nicht wirklich vom Inneren des Polarwirbels stammen kann, da zum Initialisierungsbeginn die Wirbelzentren südlich von  $75^\circ$  N liegen. Bis Tag 11 werden die zwei Polarwirbelextrusionen in Richtung der Hochdruckgebiete advehiert und werden um dieses gewickelt. Von der Westflanke des Aläutenhochs kommen Luftmassen tropischen Ursprungs hinzu, die ebenfalls zur Antizyklone advehiert werden. Zum vollständigen Einrollen der tropischen Zunge kommt es jedoch nicht (Tag 7–11) (siehe Kapitel 6). Danach beginnen sich die Enden des Streamers irreversibel mit den umgebenden Luftmassen zu vermischen. Ab Tag 13 hat die Tracerkonzentration eine realistischere Form des Polarwirbels samt seiner Barriere eingenommen. Es kommt zum erneuten Vorstoß einer großräumigen Polarwirbelextrusion an der Ostflanke des Aläutenhochs (Tag 15–21). An den Tagen 12–14 werden die beiden Wirbelzentren von den Hochdruckgebieten eingeschnürt, so dass es zur Teilung des Wirbels am Tag 13 kommt und das (ehemalige) Aläutenhoch die Polarkappe einnimmt. Es kommt zur vollständigen Durchmischung des passiven Spurengases (Tag 19–31). Danach ist es kaum noch möglich, eine geordnete Struktur im Tracerbild zu beschreiben. Sind am Tag 19 noch Konzentrationen von 160 au übrig, so haben sich diese bis Tag 31 irreversibel mit den umgebenden Luftmassen vermischt. Am Ende der Entwicklung ist ein Maximum von 150 au an der dem Aläutenhoch zugewandten Flanke des Polarwirbels zu erkennen. In Abb. 5.3 ist der Tag 76 dargestellt. Mittlerweile ist das langsame Fortschreiten des Major Warmings beendet. Der stark abgeschwächte Wirbel ist zur Polarkappe zurückgekehrt. Wie man an den Konzentrationen erkennen kann, gibt es ein Maximum der Tracerkonzentration von 140 au, das zum größten Teil im Inneren des Polarwirbels liegt. Die ursprünglich initialisierten Tracerwerte gingen bis 180 au und sind entweder im Verlauf des Winters im Polarwirbel abgesunken, numerisch diffundiert oder irreversibel in der *Surf Zone* vermischt worden. Reste der noch vorhandenen Maxima von 140 au befinden sich auch in der *Surf Zone*.

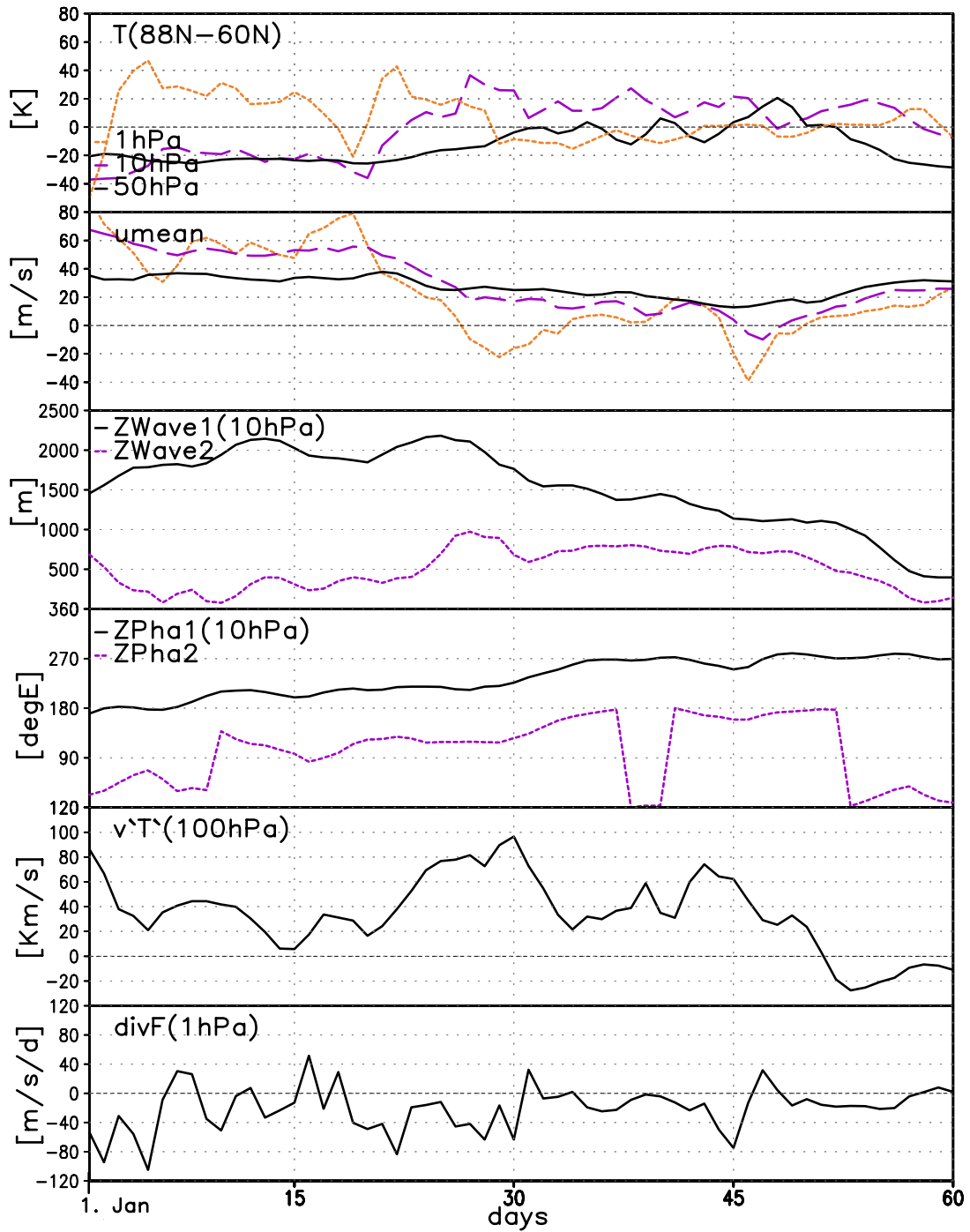


**Abbildung 5.3.** T21: Polarstereographische Darstellung des Tracers und der geopotentiellen Höhe für Tag 76 nach der Initialisierung, wie in Abb. 5.2.

### 5.1.2 Welle 1 Erwärmung im T42-Modell

In der 10 Jahre umfassenden T42-Simulation werden ebenfalls zwei Major Midwinter Warmings simuliert, die sich aber beide als Welle 1 Erwärmungen herausstellten. Damit geht die Möglichkeit verloren, ein ähnliches synoptisches Verhalten in Abhängigkeit von der horizontalen Auflösung zu untersuchen. Dennoch sollen die Major Midwinter Warmings analysiert und der dabei aufgetretene Spurengastransport unter Berücksichtigung der unterschiedlichen Dynamik diskutiert werden.

In Abb. 5.4 ist der zeitliche Verlauf synoptisch relevanter Größen dargestellt. Zu Beginn der Simulation tritt ein „Minor Warming“ (deutsch: kleine Erwärmung) in der oberen Stratosphäre auf. Das Kriterium hierfür ist erfüllt, wenn sich die Stratosphäre innerhalb einer Woche um mehr als 25 K erwärmt bzw. sich der Temperaturgradient zwischen Pol und 60° N umkehrt. Eine sehr starke Welle 1 ist Ende Januar mit einem Maximum von über 2000 m in 10 hPa einhergehend mit einem maximalen Wärmefluss von 100  $Km/s$  in 100 hPa zu erkennen, was zu einer Umkehr von  $\Delta T$  und zu einer deutlichen Abschwächung des zonalen Grundstroms in der oberen und mittleren Stratosphäre führt. In 1 hPa treten schon Ostwinde auf und in 10 hPa ist der Westwind auf unter 20 m/s abgeschwächt worden, was zu einer Art Vorkonditionierung des Major Midwinter Warmings führt. Die Welle 1 ist mit einer kurzen Unterbrechung im Februar, in der eine ostwärts wandernde Welle 1 auftritt, quasi-stehend. Zwei Wochen später, am Tag 45, reicht die Wellenaktivität aus, um Ostwinde in 10 und 1 hPa hervorzurufen. Nach der maximalen Entwicklung des Major Warmings nimmt die Amplitude der Welle 1 sukzessive bis Ende Februar ab. Auf Grund der vorherrschenden Ostwinde in der oberen und mittleren Stratosphäre können sich die Wellen nicht weiter bis dorthin ausbreiten, so dass die Wellenaktivität abnimmt und die Stratosphäre wieder zu fast normalen Bedingungen



**Abbildung 5.4.** T42: Synoptische Darstellung relevanter Größen ab dem 1. Januar des 11. Modelljahres, wie in Abb. 5.1. Hier für  $60^\circ N$  und  $88^\circ N$  dargestellt.

zurückkehrt. Ende Februar wird der Temperaturgradient wieder negativ, das heißt am Pol ist es wieder kälter als in  $60^\circ$  N, und der zonale Wind in der Stratosphäre kehrt zu Westwinden zurück, allerdings auf ein geringeres Niveau als vor der Erwärmung.

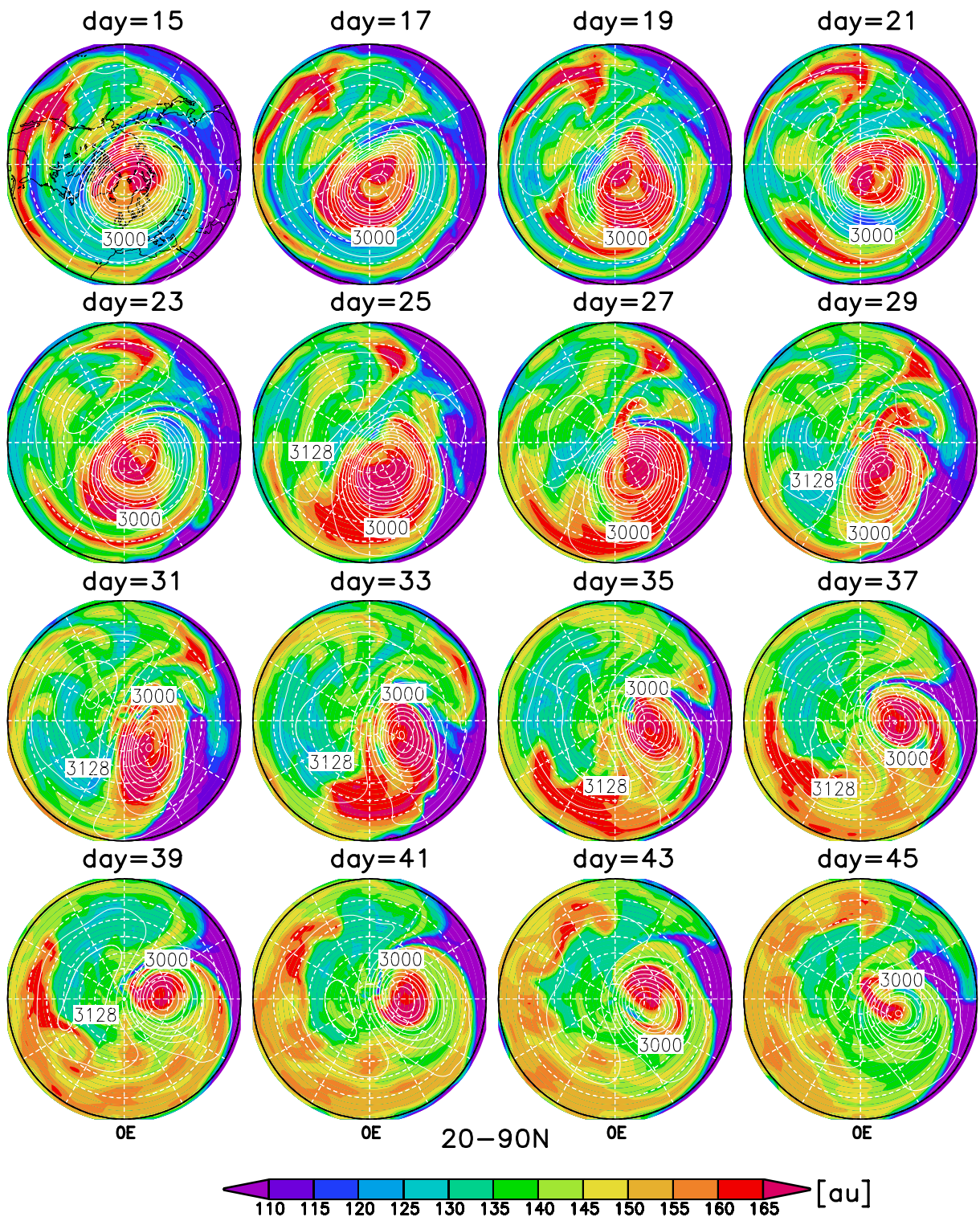
### Tracertransport

In Abb. 5.5 ist die zweitägige Sequenz des passiven Tracers zusammen mit der geopotentiellen Höhe ab dem 15. Januar in 10 hPa dargestellt. Kurz nach der Initialisierung bildet sich das Aläutenhoch, so dass es zu einer „Welle 1 Verschiebung“ des Polarwirbels kommt. Das Zentrum des Wirbels liegt über der europäischen Arktis. Während des hier dargestellten Zeitraums kommt es mehrfach zur Ausbildung von großflächigen Polarwirbelextrusionen, die Konzentrationen von 165 au bis in mittlere Breiten transportieren. Dieses Phänomen wird im Detail in Kapitel 6 untersucht. Dabei entsteht eine Anhäufung an Tracerkonzentrationen von 145–160 au in den mittleren Breiten (Tag 35), die ab Tag 43–45 fast die gesamte Westhälfte der Hemisphäre einnehmen. Das Ausmaß der Durchmischung kann dabei durch diffusive Effekte überschätzt werden.

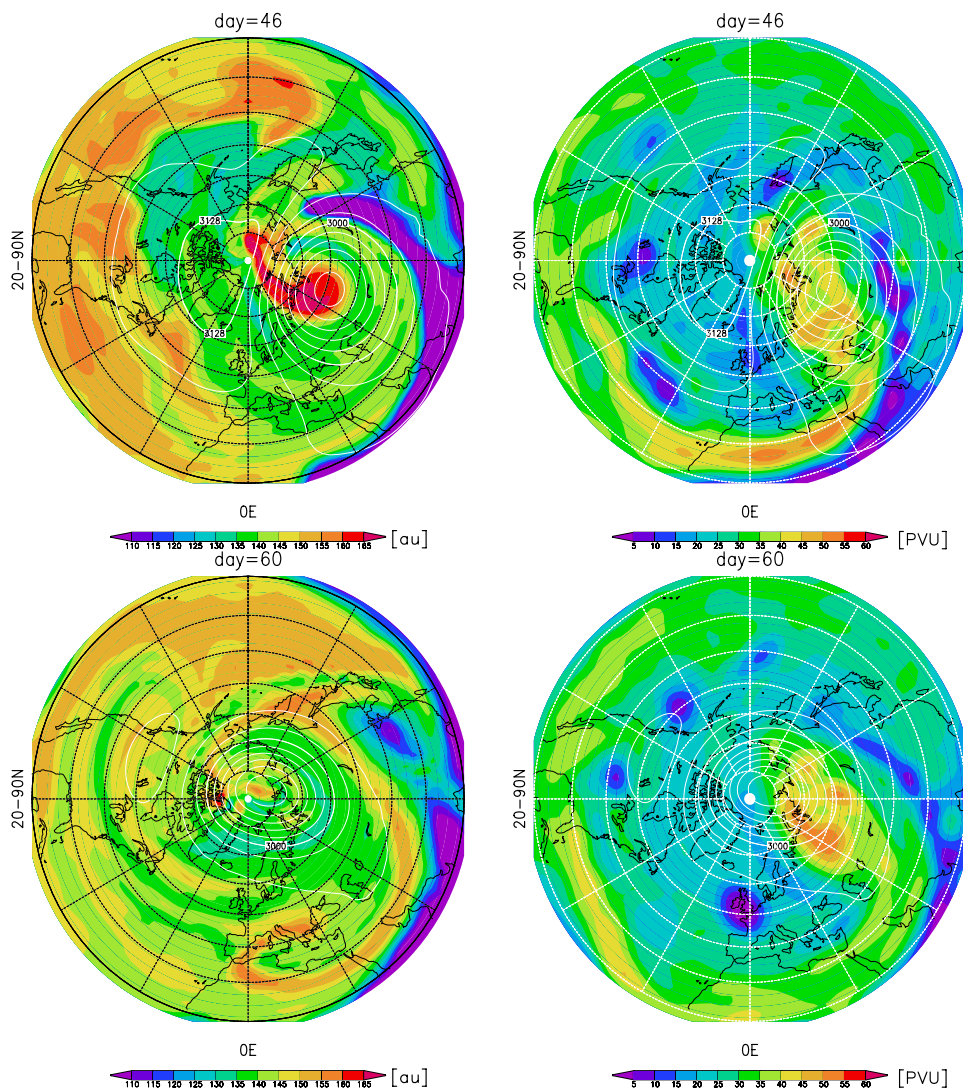
Am Tag 15 ist eine Polarwirbelextrusion zu erkennen, die von den USA bis zum Pazifik reicht und sich um das großflächige Aläutenhoch wickelt. Auf Grund der Verschiebung des Polarwirbels zu niedrigeren Breiten ist auch eine Zunge tropischer Luftmassen von Osteuropa bis zum Nordpazifik auszumachen. Dieses Phänomen wird ausführlicher in Kapitel 6 untersucht. In den darauf folgenden Tagen lösen sich die beiden Phänomene in den umgebenden Luftmassen auf. Ab Tag 21 ist ein erneuter Vorstoß einer Polarwirbelextrusion und einer tropischen Zunge über den gleichen Gebieten zu erkennen. Dieses Mal kommt die Entwicklung aber zum Stillstand (Tag 23), da jetzt die Erwärmung polwärts vorzustoßen beginnt. Das Aläutenhoch verstärkt sich und zieht Richtung Pol. Eine weitere Zunge tropischer Luftmassen zieht sich um den Polarwirbel von Sibirien Richtung Polarkappe, aber auch dieser Prozess stagniert in den Tagen 29–45. Die Zunge bleibt die ganze Zeit über als Struktur erhalten, kann aber nicht weiter vordringen bzw. sich weiterentwickeln. Ab Tag 35 schält sich erneut eine Polarwirbelextrusion großflächig über Europa ab und wird bis Nordamerika advehiert. Schließlich ist am Tag 46 (Abb. 5.6 oben links) die maximale Entwicklung des Major Warmings erreicht. Das Hochdruckgebiet hat die Polarkappe eingenommen, so dass das Zentrum des Polarwirbels bis  $60^\circ$  N über Russland verdrängt wurde. Es sind immer noch Tracerkonzentrationen von mehr als 160 au in einem kleinen Gebiet im Zentrum des Polarwirbels, das sich bis zum Rand der Antizyklone erstreckt, erhalten. Die Minima erreichen immer noch Werte von unter 110 au in der Osthälfte der Hemisphäre. Eine Verschiebung des Polarwirbels zu niedrigen Breiten führt dort zu einer stetigen Zufuhr tropischer Luftmassen in diese Region.

Trotz der großflächigen Durchmischung des Tracers, die durch die Dynamik des Major Warmings verursacht wird und einen regen Transport und Austausch von Luftmassen verdeutlicht, ist der Transport im T42-Modell wenig diffusiv und erhält die Extremwerte. In Abb. 5.6 (oben rechts) ist die PV im direkten Vergleich zum Tracer in 850 K aufgetragen. Entsprechend der Tracerverteilung hat die PV ein Minimum am Äquator und maximale Werte in polaren Breiten.





**Abbildung 5.5.** T42: Darstellung des passiven Tracers wie in Abb. 5.2 ab den 15. Januar des 11. Modelljahres.



**Abbildung 5.6.** T42: Polarstereographische Darstellung (oben links): des Tracers in 32 km Höhe; (oben rechts): der PV auf 850 K für den Tag 46; und den Tag 60: (unten links und rechts), wie in Abb. 5.5.

Es ist eine grobere, tropfenförmige Struktur des „dynamischen Tracers“ zu erkennen. Ähnliche Strukturen wie zum Tracertransport deuten sich an. Maximale Werte der PV liegen über der sibirischen Arktis im Polarwirbelinneren, die sich in einem Schweif von Sibirien über Osteuropa bis zum Atlantik erstrecken. Auch in der PV kommt es zur Ausbildung einer Zunge tropischer Luftmassen, die sich von Südosteuropa nordostwärts bis nach Sibirien ausbreitet. Die Strukturen zwischen PV und Tracer stimmen qualitativ gut überein. Es kommt jedoch zu einem Versatz der PV Strukturen Richtung Westen. Die PV wurde auf der 850 K Isentropen, der Tracer hingegen in 32 km Höhe auf geometrischen Flächen berechnet. Ein leichter Versatz zwischen den beiden dargestellten Größen ist dementsprechend zu erwarten.

In Abb. 5.6 (unten links) sind der Tracer und die PV für den Tag 60 illustriert. Der nun wieder stabilere, kalte Polarwirbel ist in seine fast polzentrische Lage zurückgekehrt. Der stratosphärische Jet hat sich von dem Zusammenbruch des Wirbels erholt (Abb. 5.4). Der passive Tracer hat 60 Tage nach der Initialisierung und trotz eines Major Midwinter Warmings, was zu größtmöglicher Durchmischung der Spurengase während des Winters führen kann, maximale Werte von 150 au in 32 km Höhe. Das Maximum des Initialwertes lag bei ursprünglich 180 au. Wie in diesem Fallbeispiel gezeigt werden konnte, führt auch in der T42-Simulation ein Major Midwinter Warming der Welle 1 zu einer starken Durchmischung der Spurengase und damit zur Aufweichung der Polarwirbelbarriere und zur Durchmischung in der *Surf Zone*. In den mittleren Breiten hat sich ein zonales Mittel von ca. 140 au gebildet. In der T21-Simulation wurde nach dem Major Warming ein zonaler Durchschnittswert in der *Surf Zone* von 135 au erhalten. Der Hauptunterschied liegt jedoch in der Erhaltung der Extremwerte, die Aufschluss gibt über die numerische Diffusivität des Transportschemas, und der damit eng verbundenen Erhaltung der Barrieren. Ungeachtet des synoptischen Hintergrundes ist in der T21-Simulation ein meridionaler Gradient der noch vorhandenen Extremwerte von 10 au auszumachen, wohingegen die T42-Simulation noch 45 au aufzuweisen hat. Im Vergleich zum Tracer zeigt die PV in Abb. 5.6 (unten rechts) außerdem ein Maximum, das sich in der Osthälfte des Polarwirbelinneren befindet und aus dem Polarwirbel herausgeschält wird. Diese Struktur ist in dem Tracertransport nicht zu erkennen. Eine gute Übereinstimmung herrscht jedoch bei der Zunge tropischer Luftmassen, die sich von Südosteuropa bis nach Sibirien erstrecken.

Wie in dem T42-Fallbeispiel deutlich wurde, kann es während eines Major Midwinter Warmings einen erheblichen Eintrag von polaren Luftmassen in die mittleren Breiten geben. Interessant ist dieser Eintrag nicht nur für die in-situ Ozonerstörung, sondern auch für den Eintrag chemisch aktivierter Luft. Typischerweise werden vor großen Erwärmungen sehr tiefe Temperaturen beobachtet, die zum Teil sogar die Existenztemperatur von Eis-PSCs (unter  $-90^{\circ}\text{C}$ ) unterschreiten, wie z.B. im Februar 1989 beobachtet wurde (Naujokat und Labitzke, 1993). Dadurch wird die Vermutung nahegelegt, dass nach Major Midwinter Warmings eine verstärkte Ozonabnahme in den mittleren Breiten beobachtet werden müßte.

### 5.1.3 Vergleich mit Beobachtungen

In diesem Abschnitt werden die Major Warmings aus den beiden Modellsimulationen mit Beobachtungsdaten verglichen. Hierzu bietet es sich an, das Early Major Warming des letzten Winters 2001/02, das auch eine Welle 1 Erwärmung war, zu untersuchen. Mit Hilfe der potentiellen Wirbelstärke werden die dort aufgetretenen Transportphänomene illustriert und mit dem Transport der Modell-Fallstudien verglichen.

#### Das Early Major Warming im Winter 2001/02

Die Synoptik des Winters 2001/02 war in ihrer Art außergewöhnlich. Der Winter zeichnete sich durch zwei Major Warming Ereignisse aus: Ein sehr frühes, das Ende Dezember

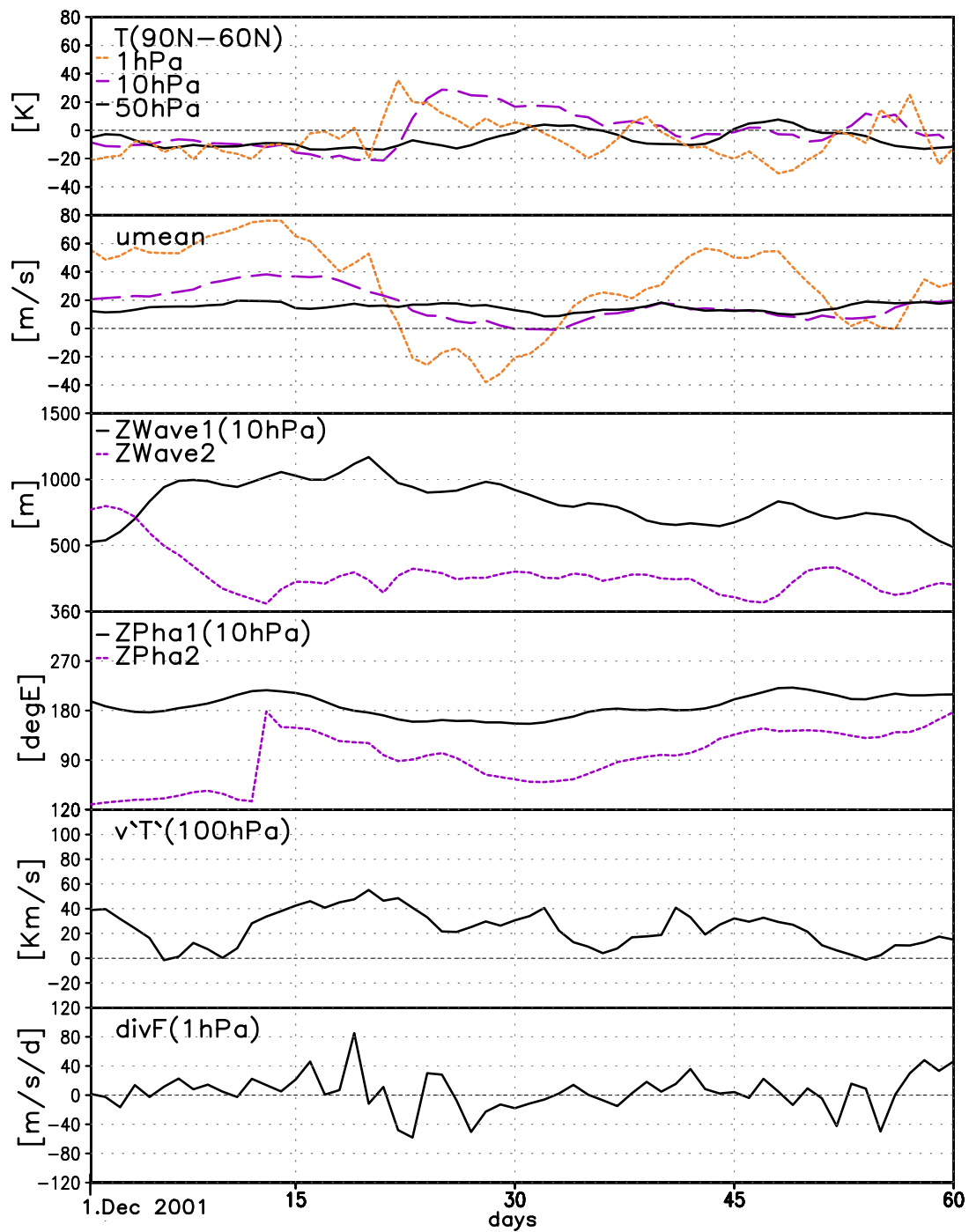


stattfind, wonach der Winter gestört blieb bis zum zweiten großen Ereignis dieser Art, das Mitte Februar zu einem Major Midwinter Warming führte. Zwei Major Warmings innerhalb eines Winters wurden in der 50-jährigen Aufzeichnung der Berliner Analysen nur in den Wintern 1998/99 und 2001/02 beobachtet (Labitzke und Naujokat, 2000; Naujokat et al., 2002). Im April kam es dann zur Umstellung von der Winter- auf die Sommerzirkulation. Eine Beschreibung des Winters, im speziellen der frühen starken Stratosphärenenerwärmung (englisch: „Early Major Warming“), findet sich in Naujokat et al. (2002).

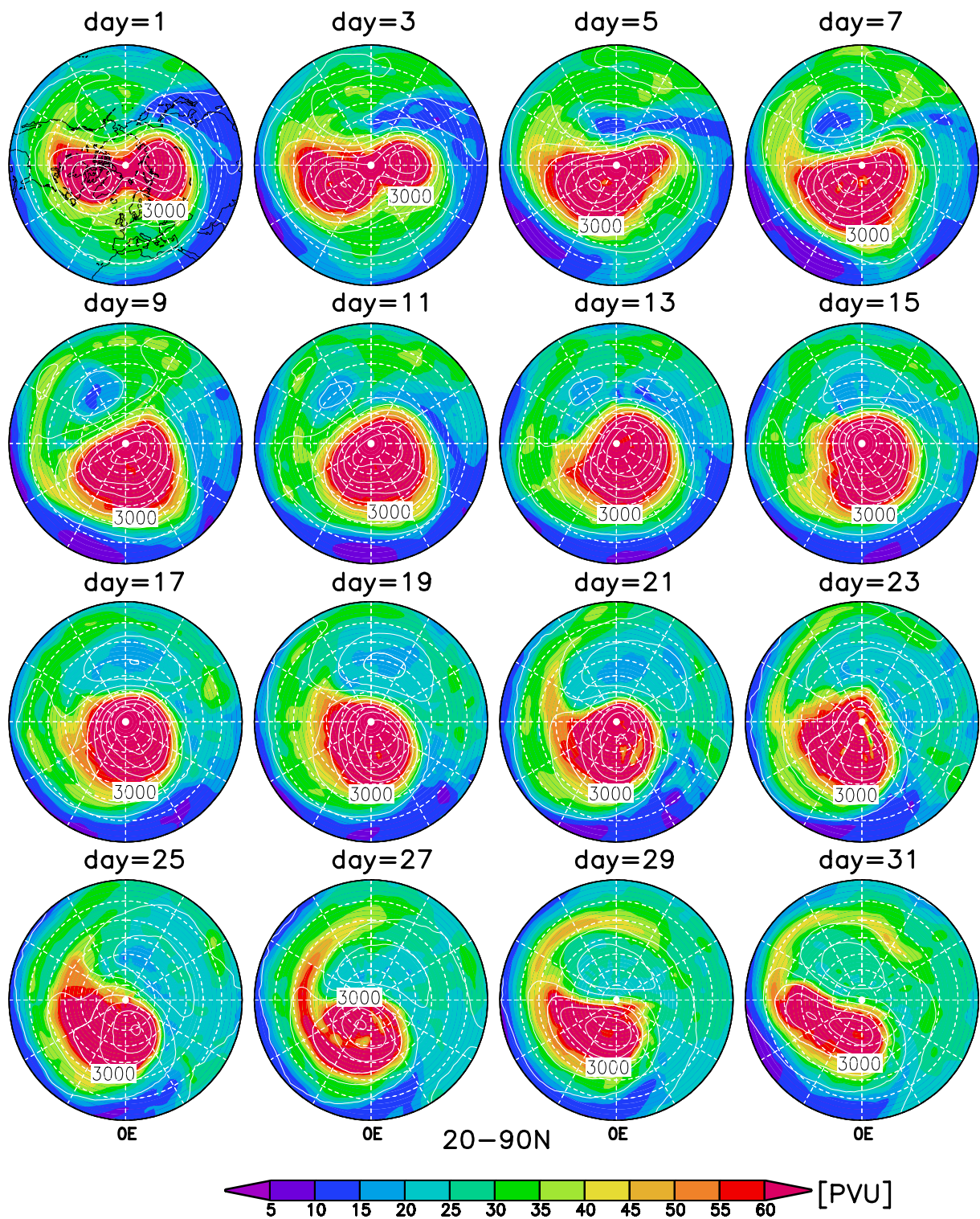
In Abb. 5.7 ist die Zeitreihe für synoptisch relevante Größen dargestellt (siehe Abb. 5.4). Der Winter begann mit einer mittleren zonalen Grundströmung von 40 m/s in 10 hPa (hier nicht gezeigt), die Ende November durch eine starke, dominante ostwärts wandernde Welle 2 abgeschwächt wird, die maximal am 1. Dezember mit 800 m Amplitude in 10 hPa ist. Diese Wellenaktivität macht sich auch in einem Maximum des Wärmeflusses in 100 hPa bemerkbar. Danach verstärkt sich die Welle 1, beginnt dabei westwärts zu wandern und wird Mitte Dezember maximal mit einer Amplitude von 1200 m. Ordnet man diesen Wert entsprechend einer Wellenklimatologie ein, die mit den Berliner Analysen für den Zeitraum 1979–93 in 10 hPa erstellt wurde (Krüger, 1997), so ist die Amplitude nur mittel stark. Die Anregung der Welle 1 reicht nach der Vorkonditionierung der Welle 2 Störung aus, um einen starken nordwärts gerichteten Wärmefluss zu erzeugen. Durch die Welle-Grundstrom Wechselwirkung kommt es zu einer deutlichen Abschwächung des zonalen Grundstroms erst in 1 hPa und später in 10 hPa, die zu Ostwinden am 22. bzw. 30. Dezember 2001 führt. In guter Übereinstimmung mit der Theorie läuft die Temperaturentwicklung der Abschwächung des Grundstroms voraus (siehe Gleichung 4.3). Theoretisch kommt es zu einem maximalen Wärmefluss, wenn die Phase der Temperaturwelle der Höhenwelle um ein Viertel der Wellenlänge vorausläuft (Pawson und Kubitz, 1996). Der Temperaturgradient ist schon am 16. Dezember in 1 hPa und am 20. Dezember in 10 hPa umgedreht. An Hand des 50 hPa Niveaus kann man erkennen, inwiefern sich die Erwärmung bis dorthin auszuwirken beginnt. Eine Umkehr des Temperaturgradienten erfolgt dort erst Ende Dezember. Der zonal gemittelte zonale Wind in 50 hPa ist und bleibt schwach westlich. Am 16. Februar ist zum zweiten Mal das Kriterium des Major Warmings bis 10 hPa erfüllt.

### **Potentielle Vorticity**

In Abb. 5.8 ist die polarstereographische Darstellung der PV und der geopotentiellen Höhe ab dem 1. Dezember 2001 illustriert. Zu Beginn des Winters ist ein elongierter Polarwirbel mit zwei Zentren zu erkennen, der sich eine Woche später zu einer Welle 1 formiert. Das Zentrum des Polarwirbels liegt bis zum 19. Dezember über der Europäischen Arktis und breitet sich dann langsam Richtung Atlantik aus. Während dieser Periode finden auf Grund der Verstärkung des Aläutenhochs vermehrt Intrusionen von Luftmassen tropischer Herkunft in die mittleren Breiten von Ostasien bis zum Pazifik statt. Ab dem 21. Dezember wird ein Schweif von Polarwirbelluft an der der Antizyklone zugewandten Flanke herausgezogen und Richtung Pazifik advehiert. Dieser Vorgang wiederholt sich am 25. Dezember. Maximale Verdrängung zusammen mit einer Elongation



**Abbildung 5.7.** ECMWF-Analysen: Synoptische Darstellung relevanter Größen vom 1. Dezember 2001 bis 28. Februar 2002, wie in Abb. 5.4



**Abbildung 5.8.** Polarstereographische Darstellung der PV ( $1 \text{ PVU} = 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$ ) im zweitägigen Abstand vom 1.–31. Dezember 2001 auf der 850 K Isentropen, wie in Abb. 5.5. Hier sind die ECMWF-Analysen illustriert, die auf  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  Auflösung für den 12 UTC Termin extrapoliert wurden.

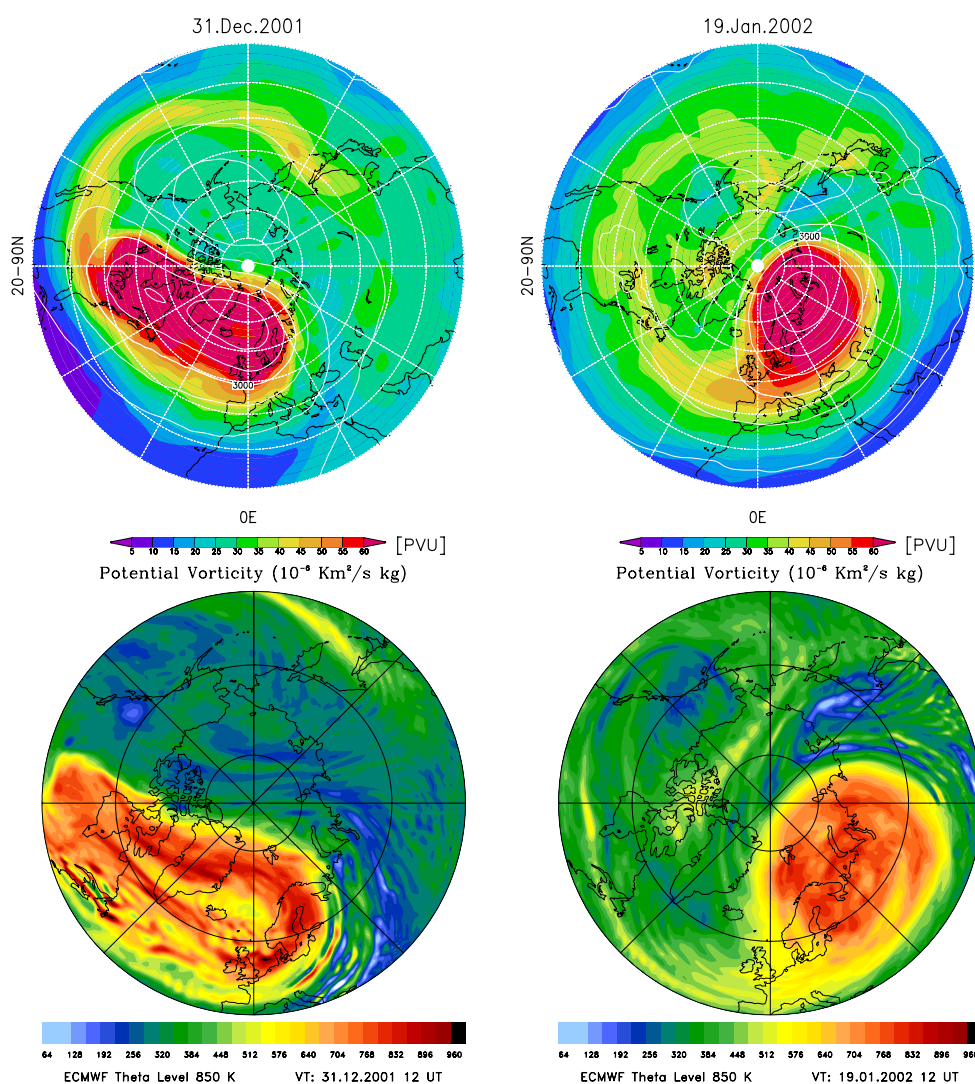
des Polarwirbels ist am 31. Dezember zu sehen. Zu diesem Zeitpunkt werden Ostwinde in 10 hPa beobachtet (siehe Abb. 5.7). Danach wandert der Wirbel wieder in seine ursprüngliche Lage über Europa zurück, diesmal jedoch geschwächer und kleiner.

In der hier dargestellten Entwicklung des Major Warmings kommt es zu keiner so starken Vermischung von Polarwirbelluftmassen mit den mittleren Breiten, wie in den T21- und T42-Fallstudien simuliert wurde. Die Dynamik war in diesen Fällen jedoch eine andere und auch die numerische Diffusivität des Transportschemas wird einen Beitrag liefern. Es kam in den Modell-Fallstudien zu der typischen Welle 1 oder Welle 2 angeregten Verschiebung des Polarwirbels, die in einer Zerteilung des Wirbels in zwei Zentren resultiert, oder -wie im Falle der T42-Simulation und im Winter 2001/02- zu einer starken Welle 1 Verdrängung des Polarwirbels führt. Es kommt also nicht immer zum Zusammenbruch des Polarwirbels in zwei Zentren, was in einer starken Welle 2 resultiert. In diesem jüngsten Beispiel aus Beobachtungen kommt es zu einer Verschiebung des Polarwirbels Richtung Äquator, der Wirbel teilt sich dabei aber nicht in zwei Zentren. Die Welle 1 bleibt dominant. Im Gegensatz zu der in T42 simulierten Welle 1 Erwärmung fällt die Verdrängung des Wirbels vom Pol erstens schwächer aus und dauert zweitens nur wenige Tage an. Das Zentrum des Hochdruckgebietes kann sich nicht über den Pol schieben. Somit fällt die Durchmischung der Luftmassen vermutlich auch sehr gering aus.

Das Early Major Warming im Winter 2001/02 war auf Grund seiner Entwicklung kein sehr starkes Ereignis im Vergleich zu anderen beobachteten Major Warmings wie z.B. Dezember 1987 oder zu den in dieser Arbeit simulierten Fallbeispielen. Da in der letzten Dekade nur zwei Winter mit Major Warmings auftraten und diese sich in ihrer Art sehr ähnlich waren (Naujokat et al., 2002), gab es auf Grund der Nichtverfügbarkeit der hochauflösenden ECMWF-Analysen keine Möglichkeit, ein passenderes Beispiel aus Beobachtungsdaten heranzuziehen.

In Abb. 5.9 (oben links) ist der Zustand der PV zwei Wochen nach der maximalen Entwicklung des Early Major Warmings im Winter 2001/02 dargestellt. Es ist zu erkennen, dass sich die Polarwirbelbarriere abgeschwächt hat. Es findet mehr Durchmischung des Polarwirbelrandes mit den umgebenden Luftmassen statt. Der Rest einer Antizyklone ist über Alaska zu erkennen. Im Gegensatz zu Anfang Dezember hat der Polarwirbel eine fast um die Hälfte reduzierte Fläche eingenommen. Im Vergleich zu dem passiven Tracer der T21- und T42-Simulationen findet nicht einmal annähernd die Durchmischung von polaren Luftmassen in der *Surf Zone* statt. Das liegt hauptsächlich an der unterschiedlichen dynamischen Entwicklung des Major Warmings, aber auch daran, dass die PV nur für wenige Tage als eine Art passives Spurengas betrachtet werden kann (siehe Kapitel 4.) Dass der Beitrag von Stratosphärenenerwärmungen bzw. Zusammenbruch des Polarwirbels an der beobachteten Ozonabnahme in den mittleren Breiten groß sein kann, wurde von Marchand et al. (2002) mit einer CTM-Berechnung des Winters 1999/2000 mit einem 50%igen Austausch am Ende des Winters 2000 bestätigt.

In Abb. 5.9 (unten) sind die gleichen Tage für die hochaufgelösten ( $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ ) ECMWF-Analysen dargestellt, die schon einmal in Abb. 2.10 vorgestellt wurden. Die Lage des Polarwirbels und der Polarwirbelextrusionen stimmen sehr gut überein. Ein deutlicher Unterschied herrscht jedoch bei der Auflösung der Feinstrukturen der PV. So zeichnen sich die breiten Polarwirbelextrusionen (Abb. 5.9 oben) als dünne Filamente ab (Abb. 5.9 unten), ähnlich zu den in Konturadvektionssimulationen beobachteten Filamenten, die sich vom Polarwirbelrand abschälen (siehe Kapitel 2).



**Abbildung 5.9.** Wie Abb. 5.8: PV für den 31. Dezember 2002: (oben links) und den 19. Januar 2002: (oben rechts) auf  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  N extrapoliert,  $20-90^\circ$  N (1 PVU =  $10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$ ); (unten links) und (unten rechts) auf  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  extrapoliert,  $40-90^\circ$  N (1 PVU =  $10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$ ); (Abb. unten: persönliche Mitteilungen Dörnbrack, 2002).

## 5.2 Typischer kalter, ungestörter Winter

Zu guter letzt wird für einen typisch kalten, ungestörten Winter der Spurengastransport zwischen T21- und T42-Modellsimulationen miteinander verglichen.

Die T21-Simulation war eine Fallstudie, die auf den 5. Januar 09 des T21-Kontrolllaufs aufsetzt (siehe Kapitel 3) und bis Ende Mai integriert wurde. Die T42-Modellsimulation gehört zu den Experimenten, die für 10 Winter von Oktober bis Mai eines jeden Jahres mit online gekoppeltem Transport integriert wurden. Die Simulation beginnt am 1. Oktober des 11. Modelljahres und ist nicht zu verwechseln mit der T42-Fallstudie (siehe 5.1.2), die auf den 1. Januar 11 des T42-Kontrolllaufes aufgesetzt wurde.

### 5.2.1 Vergleich T21 und T42

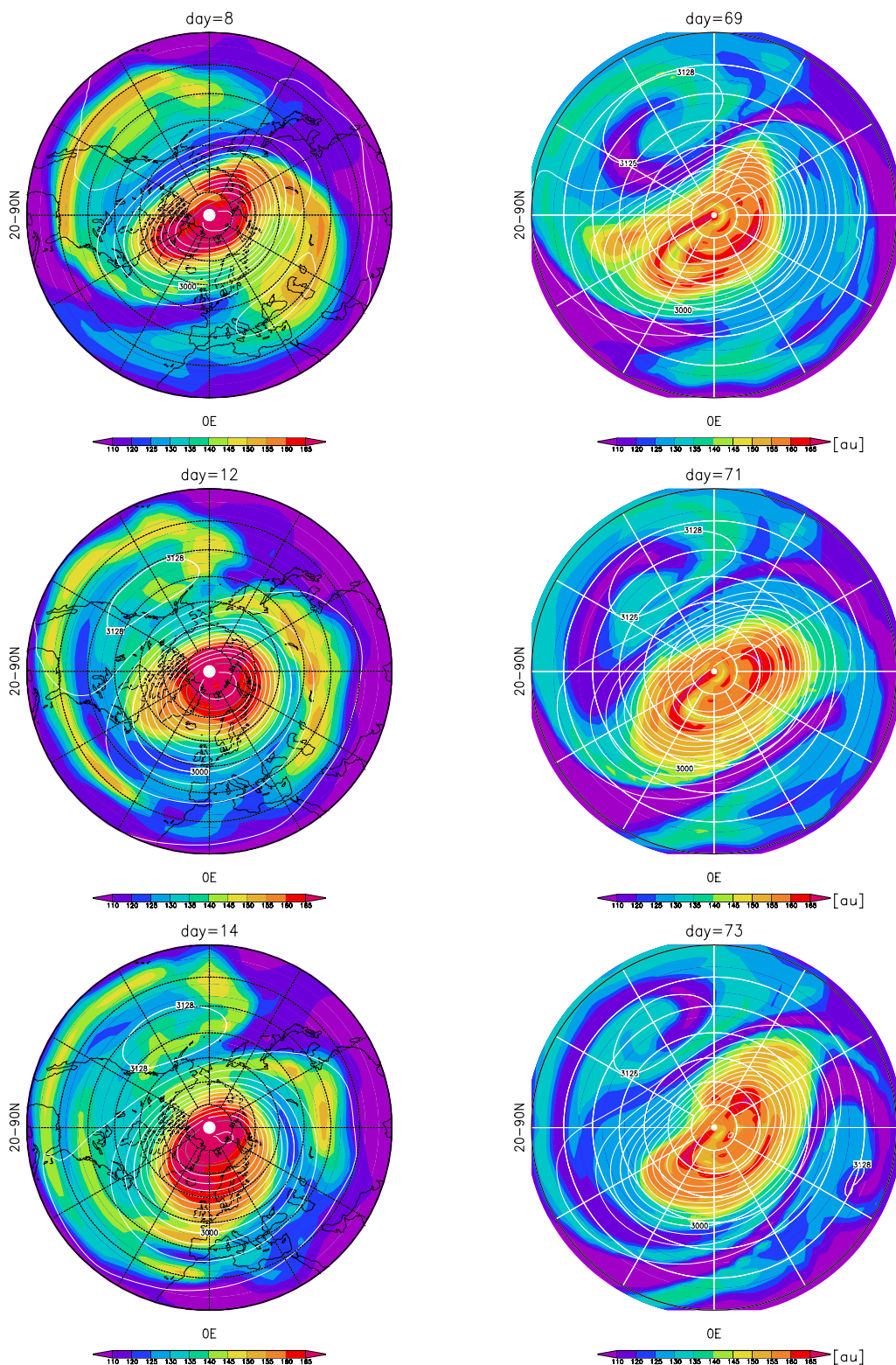
In der T21-Simulation wird eine zeitliche Sequenz im Monat Januar dargestellt, die sich direkt nach der Initialisierung des Tracers abspielt. Ein leicht elongierter Wirbel, der mit seinem Zentrum südlich vom Nordpol liegt, und ein sich in der Entwicklung befindendes Aläutenhoch sind in Abb. 5.10a zu erkennen. Am 8. Januar des Modelljahres 9 zeichnet sich die Stratosphärendynamik durch eine dominante Welle 2 Struktur aus, die sich in den folgenden Tagen zugunsten einer Welle 1 Struktur des Polarwirbels ändert. Mittlerweile hat sich das Aläutenhoch etabliert. Der Polarwirbel bleibt stationär über der europäischen Arktis liegen.

Zu Beginn der Sequenz ist die Welle 2 deutlich in der Tracerverteilung zu erkennen. Es werden Luftmassen tropischen Ursprungs zum einen von den USA über den Atlantik nach Europa advehiert und zum anderen von Ostasien nordostwärts bis zum Pazifik. Während des dargestellten zeitlichen Verlaufs werden Luftmassen aus dem Polarwirbel Richtung Aläutenhoch advehiert. Am 12. Januar deutet sich das Einrollen der Polarwirbelextrusion um das Aläutenhoch an. Dagegen wickeln sich die tropischen Luftmassen nicht um das Aläutenhoch: Obwohl die synoptische Lage sich zeitlich nicht ändert, also ein stetiger Grundstrom vorhanden ist, der das Einrollen der Zunge unterstützen müsste, löst sich die tropische Zunge auf. Der Grund dafür ist die zu hohe numerische Diffusivität des Transportalgorithmus, so dass das Minimum von 105 au nicht in der Struktur erhalten bleibt.

Die hier dargestellte Sequenz der T42-Simulation (Abb. 5.10) stellt den Monat Dezember des 11. Modelljahres dar, gut zwei Monate nach der Initialisierung des Tracers. Zu Beginn ist ebenfalls ein elongierter Wirbel zu erkennen, der über der Europäischen Arktis zentriert ist. Ein stationäres Aläutenhoch ist während der gesamten Zeit auszumachen. Am 13. Dezember (Tag 73) erhält dieses Zuwachs von einer weiteren Hochdruckzelle über Afghanistan. Im Gegensatz zu der oben gezeigten synoptischen Entwicklung in T21 bleibt die Welle 2 Formierung des Polarwirbels erhalten, mit den dafür notwendigen Konsequenzen im Spurengastransport (siehe Kapitel 6). In der Tracerverteilung erkennt man während der gesamten Zeit eine Welle 2 Struktur.

Betrachtet man die Entwicklung der tropischen Luftmassen, die in mittlere Breiten transportiert werden, in beiden Modellauflösungen, ist am jeweils ersten gezeigten Tag eine ähnliche synoptische Entwicklung und damit auch ähnlicher Spurengastransport festzustellen. Es werden tropische Luftmassen Richtung Nordosten advehiert. Im Beispiel der T42-Simulation wickeln sich diese Luftmassen um das dort schon ausgeprägte Aläutenhoch, das im Fall von T21 noch nicht genügend ausgebildet war. In den darauf folgenden Tagen bildet sich das Aläutenhoch auch in der T21-Sequenz aus (Abb. 5.10 links), trotzdem wickelt sich die Zunge tropischer Luftmassen nicht um des Aläutenhoch. Auf Grund der hohen numerischen Diffusivität im T21-Modell beginnt der Streamer sich vorher aufzulösen. Dagegen wickelt sich in der T42-Simulation die tropische Zunge um das Aläutenhoch. Hier ist eine deutlich geringere numerische Diffusivität auszumachen, die sich in einer Erhaltung des Minimumwertes in der tropischen Zunge bemerkbar macht. In dem Fallbeispiel von T21 ist außerdem eine Polarwirbelextrusion zu erkennen, die das





**Abbildung 5.10.** Passiver Tracer für T21 (linke Spalte) und T42 (rechte Spalte) während einer ausgewählten Periode, die eine ähnliche synoptische Lage aufweist. Die T21-Simulation ist für die Tage 8–14 initialisiert am 5. Januar 09; die T42-Simulation für die Tage 69–73 initialisiert am 1. Oktober 11, dargestellt. Der Tracer (au) ist in 32 km Höhe mit der geopotentiellen Höhe in 10 hPa (Intervall: 32 gdam) unterlegt worden.

Aläutenhoch umrundet und sich in dieses einwickelt. Der Wert der Luftmassen innerhalb der Polarwirbelextrusion bleibt in diesem Beispiel erhalten und diffundiert nicht vorher. Ein vergleichbares Beispiel einer Polarwirbelextrusion, die im späteren Verlauf der hier dargestellten Periode auftritt, wird auch im T42-Transport simuliert und detailliert in Kapitel 6 analysiert.

### 5.3 Zusammenfassung

In diesem quantitativen Vergleich zwischen T21- und T42-Transport konnte gezeigt werden, dass sich entscheidende Unterschiede im Spurengastransport abspielen. In beiden Modellauflösungen werden sowohl Zungen tropischer Luftmassen, die nach Kapitel 2 als Atlantik-Streamer und Ostasien-Streamer identifiziert werden können, als auch Polarwirbelextrusionen simuliert. Das Einrollen eines Tropischen Streamers um das Aläutenhoch wird von dem T21-Transport nicht unterstützt. Dagegen wickelt sich die Polarwirbelextrusion um das Aläutenhoch und kann somit erfolgreich mit beiden Auflösungen simuliert werden. Im Vergleich der kalten ungestörten Winter deutet sich an, dass sehr viel feinere Strukturen im T42-Modell simuliert werden, die zum Teil filamentartige Formen annehmen. Diese feinen Strukturen im T42-Modell zu analysieren, sind Ziel der Untersuchung im nächsten Kapitel.

Mit den Transportfallstudien wird deutlich, dass vor allem im T42-Transport eine klare Erhaltung der Maxima und Minima auftritt. Wenn man bedenkt, dass sich die T42-Fallstudie schon zwei Monate nach der Initialisierung des Tracers befindet und im Vergleich zu T21 immer noch die gleiche Bandbreite an Tracerkonzentrationen aufzuweisen hat, wird der Unterschied noch offensichtlicher. Es lässt sich festhalten, dass der höher aufgelöste Transport formhaltender und weniger diffusiv ist. Dieses Ergebnis wurde auch von Methven und Hoskins (1999) sowie Searle (1998), die den Einfluss der horizontalen Auflösung in CTMs und Konturadvektionssimulationen untersuchten, in einem qualitativ geführten Vergleich festgestellt. Der entscheidende Vorteil von T42 gegenüber T21 wird durch die geringere numerische Diffusivität im T42-Transport erzielt. Auf Grund dessen werden die weiteren Transportuntersuchung dieser Arbeit, die charakteristischen Transportprozesse (Kapitel 6) und die Streamer-Klimatologie (Kapitel 7) mit der T42-Modellversion durchgeführt.