

Die arktische Inversion in ERA-40 Reanalysedaten

Diplomarbeit im Fach Meteorologie

vorgelegt von
Christian Wetzel
September 2007

Meteorologisches Institut
Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg

Zusammenfassung

Die fast permanente Temperaturinversion ist ein Hauptmerkmal der arktischen atmosphärischen Grenzschicht. Die Wechselwirkungen mit anderen Komponenten des Klimasystems sind vielfältig. Die durch die Inversion begrenzten turbulenten Flüsse von Wärme, Feuchte und Impuls wirken unter anderem auf die Oberflächenenergiebilanz, die Wolkenbildung und den mechanischen Antrieb des Meereises. Die verstärkte Schichtungsstabilität hat außerdem Auswirkungen auf die Schadstoffausbreitung und die Konzentration von troposphärischem Ozon.

Klimatologische Studien zur arktischen Inversion zeigen die zeitliche und regionale Verteilung der Häufigkeit und der Inversionseigenschaften, beschränken sich aber auf begrenzte Zeiträume und Regionen. Verwendete Beobachtungsdaten stammen aus dem relativ dünnen Stationsnetz an Land und aus Driftstationsmessungen im Arktischen Ozean.

In dieser Arbeit wurde die ERA-40 Reanalyse des ECMWF verwendet, um eine Inversionsstatistik für den gesamten Bereich der Arktis nördlich von 60° Nord zu erstellen. Der untersuchte Zeitraum reicht von September 1957 bis August 2002. ERA-40 hat eine horizontale Auflösung von 125×125 km und 60 Vertikalniveaus. Genutzt wurden die untersten 31 Modell-Niveaus sowie die 2m-Temperatur und die Oberflächentemperatur. Damit werden die untersten 10 km der Atmosphäre abgedeckt. 18 Modell-Niveaus liegen unterhalb von 3000 m.

Der Algorithmus zur Inversionsdetektion registriert zu jedem Termin (00, 06, 12, 18 UTC) und jedem Gitterpunkt bis zu drei übereinander liegende Inversionen und speichert Temperatur, Feuchte und Höhe der Unter- und Obergrenze. Aus diesen Werten wurde die Inversionsdicke und Inversionsstärke berechnet. Außerdem wurden Inversionen, die im untersten verwendeten Modell-Niveau beginnen, als Bodeninversionen gekennzeichnet.

In 89% aller analysierten Vertikalprofile wurde eine Inversion erkannt. Die Häufigkeit von Bodeninversionen für das gesamte Gebiet und den gesamten Zeitraum beträgt 66%. Inversionen sind in den meistens Fällen bodengebunden oder haben ihre Untergrenze in den meisten Fällen zwischen 100 und 2000 m. Zwischen 3 km und 6 km Höhe werden fast keine Inversionen festgestellt. Inversionen in Höhen über 6 km werden der Tropopause zugerechnet und sind hier nicht von Interesse.

Die Inversionsanalyse wurde in drei Versionen mit jeweils unterschiedlichen untersten Temperaturniveaus durchgeführt. Als unterstes Niveau wurden das erste Modell-Niveau (ca. 10 m), die 2m-Temperatur und die Oberflächentemperatur (Skin-Temperatur) verwendet. Dabei zeigt sich, dass die Inversionshäufigkeit und insbesondere die Bodeninversionshäufigkeit von Version zu Version sehr unterschiedlich ist. Eine hohe Zahl an Inversionen ist auf die jeweils unterste betrachtete Schicht begrenzt.

Die zeitliche und räumliche Verteilung der Häufigkeit und Inversionseigenschaften entspricht gut den in früheren Studien gezeigten Ergebnissen. Im Bereich des Arktischen Ozean dominieren das ganze Jahr über abgehobene Inversionen mit höheren Inversionsuntergrenzen im Sommer. In den kontinentalen Regionen werden die höchsten Inversionsdicken und Inversionsstärken im Winter erreicht, während im Sommer schwächere abgehobene Inversionen vorkommen. Im Bereich des Nordatlantik sind die Inversionen mit einer minimalen Häufigkeit von 30% im Winter nicht selten, weisen aber die höchsten Inversionsuntergrenzen auf.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
1.1	Arktisches Klimasystem	2
1.2	Temperaturschichtung der Atmosphäre	4
2	Temperaturinversion	7
2.1	Inversionseigenschaften und Definitionen	7
2.2	Entstehungsmechanismen	9
2.2.1	Absinkinversion	9
2.2.2	Aufgleitinversion	10
2.2.3	Strahlungsinversion	11
2.3	Bedeutung der Inversion im arktischen Klimasystem	13
2.4	Andere Arbeiten	14
3	ERA-40 Reanalyse	23
4	Datenverarbeitung	27
4.1	ERA-40 Daten	27

4.2	Höhe der Modell-Flächen	29
4.3	Inversionsanalyse	34
4.4	Weiterverarbeitung	37
5	Ergebnisse	39
5.1	Inversionshäufigkeit	39
5.1.1	Inversionshäufigkeit im gesamten Gebiet	39
5.1.2	Inversionshäufigkeit nach Höhenklassen der Inversionsuntergrenze	41
5.1.3	Häufigkeit von niedrigen Inversionen	43
5.1.4	Jahresgang	45
5.1.5	Regionale Verteilung	47
5.2	Inversionsdicke und Inversionsstärke	51
5.2.1	Inversionsdicke und Inversionsstärke nach Höhenklassen der Inversionsuntergrenze	51
5.2.2	Jahresgang	53
5.2.3	Regionale Verteilung	57
5.3	Mittlere Profile der Temperatur und Feuchte	64
5.4	Langjährige Zeitreihen	78
6	Diskussion und Ausblick	85
	Literaturverzeichnis	91

1 Einleitung

Die Temperatur nimmt in der unteren Atmosphäre in der Regel mit der Höhe ab. Unter bestimmten Bedingungen ist der vertikale Temperaturverlauf aber umgekehrt und die Temperatur nimmt mit der Höhe zu. Man spricht von einer Inversion.

In der Arktis sind solche Bedingungen besonders häufig und das Auftreten einer Temperaturinversion ist ein Hauptmerkmal der arktischen Grenzschicht. Durch die überwiegend negative Energiebilanz der Oberfläche entstehen bodennahe Inversionen, die den vertikalen Austausch von sensibler und latenter Wärme sowie Impuls entscheidend beeinflussen. Abgehobene Inversionen in einigen hundert Metern Höhe entstehen durch Warmluftadvektion und großräumiges Absinken. Dadurch bilden sich Sperrschichten für Feuchte und Luftbeimengungen mit Wirkung auf die Bewölkung, langwellige Strahlung und Schadstoffausbreitung.

Messungen und Studien mit dem Ziel, die arktische Inversion quantitativ zu erfassen, werden etwa seit der Mitte des 20. Jahrhunderts durchgeführt. Durch die extremen klimatischen Bedingungen und die schlechte Erreichbarkeit ist das Messnetz der Arktis relativ dünn. Aerologische Messungen über dem Arktischen Ozean stammen aus zeitlich und räumlich begrenzten Messkampagnen mit Driftstationen und aus militärischen Erkundungsflügen. Klimatologische Studien zur arktischen Inversionen existieren daher nur für bestimmte Regionen und relativ kurze Zeiträume von einigen Jahren. Die Analyse des Temperaturprofils anhand von Satellitenmessungen bietet die Chance, die gesamte Arktis mit relativ hoher horizontaler Auflösung zu erfassen. Bisherig beschränkt sich die Möglichkeit, Inversionen zu detektieren, aber auf wolkenlose Bedingungen und relativ grobe Vertikalaufösungen.

Reanalyseprojekte wie ERA-40 (ECMWF Re-Analysis) nutzen die Gesamtheit historischer Wettermessungen aus einer Vielzahl zur Verfügung stehender Quellen (Bodenbeobachtung, Radiosonden, Satelliten usw.), um ein modernes Wettermodell mit relativ hoher Auflösung anzutreiben. Das Produkt ist ein Datensatz, der zu jedem Termin und jedem Gitterpunkt Zustandsgrößen wie Temperatur, Feuchte, Wind und Luftdruck enthält.

In dieser Arbeit werden Vertikalprofile der Temperatur und Feuchte aus ERA-40 Daten gewonnen und auf vorkommende Inversionen und deren Eigenschaften analysiert. Es werden alle zur Verfügung stehenden Beobachtungstermine und alle Modell-Niveaus zwischen Erdoberfläche und circa 10 Kilometer Höhe benutzt. Damit entsteht ein umfassendes Bild der arktischen Inversion für den gesamten Bereich polwärts von 60° Nord.

1.1 Arktisches Klimasystem

Die formale Begrenzung der Arktis ist der nördliche Polarkreis. Sinnvoll sind aber auch klimatologische Kenngrößen wie die 10°C-Juli-Isotherme oder physische Merkmale wie die Ausdehnung von Permafrost oder die Baumgrenze. Charakteristisch ist der starke Jahresgang der solaren Einstrahlung. Am geographischen Nordpol herrscht die Hälfte des Jahres Polartag, das heißt die Sonne sinkt nicht unter den Horizont. Die andere Hälfte des Jahres herrscht Polarnacht. Zusammen mit dem flachen Einfallswinkel der Sonnenstrahlen in hohen Breiten führt dies zu einer negativen Strahlungsbilanz im Winter.

Das Zentrum der Arktis bildet der Arktische Ozean mit einer Gesamtfläche von $14 \cdot 10^6 \text{ km}^2$. Der Arktische Ozean ist im Winter fast vollständig von Meereis bedeckt. Im Sommer geht die Ausdehnung zurück und erreicht im September ein Minimum ($8 \cdot 10^6 \text{ km}^2$). Begrenzt wird der Ozean von den Landmassen Nordamerikas und Asiens. Verbindungen zu den Weltmeeren sind die flache Beringstraße zum Pazifik, die Framstraße, die Barentssee und das Kanadische Archipel zum Atlantik.

Die Landgebiete der Arktis bestehen überwiegend aus Tundra oder polarer Wüste (nur 2-3% Vegetation). Weiter südlich schließen sich Steppenlandschaften und die Taiga (borealer Wald) an. Große Teile der arktischen Inselwelt (Kanada, Svalbard, Franz-Josef-Land, Severna Semlja) sind mit Gletschern bedeckt. Eine Ausnahmestellung nimmt die Insel Grönland ein, die sich von 60°N bis 83°N erstreckt und von bis zu 3200 m hohem Inlandeis bedeckt ist.

Das Klima der arktischen Regionen ist nicht allein von der geographischen Breite abhängig. Sibirien hat ein kontinentales Klima mit Temperaturwerten zwischen -40°C im Winter (Monatsmittel Januar) und bis zu 20°C über schneefreien Gebieten im Juli. In der zentralen Arktis werden derart niedrige Winter-Werte nicht gemessen, da der Wärme-fluss vom Ozean, auch durch das Meereis hindurch, die Abkühlung dämpft. Im Sommer, bei schmelzendem Meereis, liegt die Lufttemperatur um 0°C. Der atlantische Sektor zwischen Grönland und Norwegen weist durch den relativ warmen Nordatlantik-Strom und die Vielzahl nördlich ziehender Tiefdruckgebiete ein relativ gemäßigtes Klima mit viel Niederschlag auf. Während hier Niederschlagssummen um 1000 mm pro Jahr registriert werden, gibt es sehr trockene Gebiete (Kanadisches Archipel, sibirische Inseln), in denen nur um 200 mm/a gemessen werden.

In den nördlicheren Gebieten fällt der Niederschlag nur in den Sommermonaten als Regen. Weite Teile der Arktis sind daher für 6 bis 8 Monate im Jahr mit Schnee bedeckt. Die Schneedecke ist ein wichtiger Faktor in der Energiebilanz der Arktis, da über Schnee- und Eisflächen die Albedo sehr hoch ist. Die Eis-Albedo-Wechselwirkung ist ein entscheidender positiver Rückkopplungsmechanismus im arktischen Klimasystem. Bei einer Erwärmung nimmt die Schneebedeckung und damit die Albedo ab. Von der dunkleren Oberfläche kann mehr kurzwellige Strahlung absorbiert werden und die Erwärmung wird verstärkt.



Abbildung 1.1: Übersicht der Arktis. Quelle: CIA World Fact Book.

Großen Einfluss auf die Energiebilanz hat auch die Bewölkung. Typisch für die Arktis ist eine niedrige Stratus-Bewölkung. Im Sommer liegt der mittlere Bedeckungsgrad über dem arktischen Ozean bei 80%. Im Winter beträgt die Bedeckung dort im Mittel 60%, in den Landgebieten ist die Bewölkung etwas geringer. Konvektive Bewölkung ist typisch im Sommer über Landgebieten und im Winter bei Kaltluftausbrüchen über relativ warmen Meeresbereichen.

Der deutliche Unterschied zwischen sommerlichen und winterlichen Bedingungen in der Arktis zeigt sich auch in der atmosphärischen Zirkulation. In der mittleren Troposphäre (500 hPa) besteht ganzjährig ein zyklonaler Wirbel, der im Winter verstärkt ist und drei ausgeprägte Tröge (östliches Nordamerika, östliches Asien und westliches Asien) bildet. Der stärkste winterliche Rücken bildet sich über dem kanadischen arktischen Archipel aus. Auch in Bodennähe sind die winterlichen Druckgebilde stärker als im Sommer. Die 'Centers of Action' sind das Islandtief und das Aleutentief, die jeweils stromabwärts von den mitteltroposphärischen Trögen entstehen, sowie das Sibirienhoch, das ein flaches Kältehoch ist. Außerdem liegt über der Beaufortsee ein Hochdruckgebiet, das für eine antizyklonale Eisdrift in diesem Gebiet verantwortlich ist. Im Sommer sind Island- und Aleutentief schwächer und über Sibirien bildet sich leichter Tiefdruck heraus. Über dem Arktischen Ozean herrscht im Sommer im Mittel, vor allem durch eine Vielzahl nordwärts ziehender Tiefdruckgebiete, niedriger Luftdruck.

1.2 Temperaturschichtung der Atmosphäre

Im Allgemeinen nimmt die Temperatur in der Atmosphäre mit der Höhe ab. Unter bestimmten Umständen kann der vertikale Temperaturverlauf aber umgekehrt sein. Die Temperatur nimmt dann in einer Schicht mit der Höhe zu und man spricht von einer Temperaturinversion.

Die Erdatmosphäre lässt sich in verschiedene Höhenbereiche mit unterschiedlichen Eigenschaften unterteilen. Die untersten 10 km bilden die Troposphäre. In ihr nimmt die Temperatur im Mittel mit der Höhe ab. Oberhalb der Troposphäre schließt sich die Stratosphäre an. Dort nimmt die Temperatur langsam mit der Höhe zu, da sich die Luft durch Absorption von UV-Strahlung durch Ozon erwärmt. Die Grenzfläche zwischen Troposphäre und Stratosphäre heißt Tropopause. Ihre Höhe variiert jahreszeitlich und mit der geographischen Breite. Sie liegt in den kalten Polarregionen einige Kilometer niedriger als am Äquator. In den mittleren Breiten beträgt die Tropopausenhöhe etwa 10 km.

Die Troposphäre ist außerdem unterteilt in die atmosphärische Grenzschicht und die freie Atmosphäre. Die Grenzschicht ist der Bereich, in dem Wärme, Feuchte und Impuls zwischen Atmosphäre und Oberfläche durch Turbulenz ausgetauscht werden. Die Dicke der Grenzschicht beträgt je nach Intensität der mechanischen oder konvektiven Turbulenz

wenige hundert bis einige tausend Meter. Oberhalb der Grenzschicht schließt sich die freie Atmosphäre an, die weitgehend unbeeinflusst vom Erdboden ist, und in der sich die Strömung im geostrophischen Gleichgewicht befindet.

Die Prozesse und Faktoren, die die Temperaturschichtung der Troposphäre beeinflussen, sind vielfältig und im Detail sehr kompliziert. Sie überspannen einen großen Skalenbereich von molekularen Prozessen bis zur großräumigen atmosphärischen Zirkulation. In einer ruhenden Atmosphäre aus trockener Luft (kein Wasserdampf vorhanden) nimmt die Temperatur um etwa $9,8^{\circ}\text{C}$ pro Kilometer Höhe ab. Man spricht vom adiabatischen Temperaturgradienten, da ein virtuelles Luftpaket bei vertikaler Auslenkung eine adiabatische Zustandsänderung durchläuft. Das heißt, dem Luftpaket wird keine Wärme zugeführt oder entzogen, außer durch die Volumenarbeit, die es gegen den abnehmenden Luftdruck verrichtet.

Ist in der Luft Wasser in Form von Wasserdampf, Wolkentröpfchen oder Eiskristallen vorhanden, sind Phasenumwandlungen möglich, bei denen latente Wärme umgesetzt wird. Wenn ein aufsteigendes Luftpaket mit Wasserdampf gesättigt ist, setzt Kondensation ein und die frei werdende latente Wärme sorgt dafür, dass die Abkühlung geringer als im trocken-adiabatischen Fall ist.

Eine entscheidende Rolle spielt außerdem die Strahlung. Luftmoleküle, Wasserdampf, Tröpfchen, Eiskristalle, Spurengase und Aerosolpartikel sind selektive Absorber. Das bedeutet, sie absorbieren im kurz- und langwelligen Spektralbereich und emittieren langwellige Strahlung. Das Strahlungsgleichgewicht zwischen Atmosphäre und Erdoberfläche bestimmt die Oberflächentemperatur, die eng an die bodennahe Lufttemperatur gekoppelt ist.

Energie und Feuchte, die die Oberfläche an die Atmosphäre abgibt, werden hauptsächlich durch turbulente Flüsse in der Grenzschicht verteilt. Die Turbulenz entsteht mechanisch durch Reibung und Scherung oder durch Konvektion.

Großräumige Luftbewegung durch Hoch- und Tiefdruckgebiete kann ebenfalls die vertikale Temperaturverteilung beeinflussen. Frontalzonen zwischen unterschiedlichen Luftmassen sind geneigt, so dass zum Beispiel warme Luft auf eine kalte Luftmasse aufgleitet. In Hochdruckgebieten findet eine großräumige Absinkbewegung statt. Dabei wird die absinkende Luft adiabatisch erwärmt.

2 Temperaturinversion

Temperaturinversionen treten unter verschiedenen Bedingungen in unterschiedlichen Höhen über dem Boden auf. Man unterteilt sie daher grob in Bodeninversionen und abgehobene Inversionen. Häufig wird weiter zwischen den Entstehungsmechanismen differenziert, wobei die Klassifizierung je nach betrachtetem Phänomen oder der zu untersuchenden Region unterschiedlich sein kann. Hinzu kommt, dass in der Regel verschiedene Entstehungsmechanismen gleichzeitig wirksam sind und so eine Differenzierung erschwert wird.

2.1 Inversionseigenschaften und Definitionen

Angesichts der vielen genannten Einflussfaktoren können reale Vertikalprofile einen recht komplizierten Verlauf zeigen. Ein Beispiel ist in Abbildung 2.1 gezeigt. Das linke Profil ist ein Radiosondenaufstieg aus der FRAMZY 2002 Kampagne (Brümmer et al., 2005), gemessen in der Eisrandzone der Framstraße im Spätwinter. Rechts ist ein Temperaturprofil aus dem ERA-40 Datensatz, dessen Termin und Koordinaten etwa denen der Radiosonde entsprechen. Die Kreuzchen markieren die Höhen, an denen Temperaturwerte vorliegen. Die Messung und das ERA-40 Profil sind voneinander unabhängig, die Radiosondendaten sind also nicht in die Reanalyse eingegangen. Die Übereinstimmung ist erkennbar, allerdings sieht man, dass die Messung höher aufgelöst ist und daher mehr Details wiedergegeben werden.

In den untersten 1000 m fällt die Temperatur annähernd adiabatisch. Darüber beginnt die Temperatur mit der Höhe zuzunehmen. Dieses Niveau ist die Inversionsuntergrenze (IUG). Bei etwa 1500 m nimmt die Temperatur über einen schmalen Höhenbereich wieder ab. Daran schließt sich wieder eine dicke Schicht mit positivem Temperaturgradienten an. In vielen subjektiven und auch in objektiven Analysen werden solche flachen, in eine Inversion eingebettete, Schichten ignoriert. Gerade wenn, wie in diesem Fall, das Temperaturmaximum darüber zu finden ist, wird erst dessen Niveau als Inversionsobergrenze (IOG) registriert.

Die Höhendifferenz zwischen Inversionsober- und -untergrenze wird Inversionsdicke (engl.: thickness) genannt. Die Temperaturdifferenz zwischen Ober- und Untergrenze heißt Inversionsstärke (engl.: strength). Teils wird auch der Temperaturgradient in der Inversionsschicht betrachtet und als Inversions-Intensität (engl.: intensity) bezeichnet.

2 Temperaturinversion

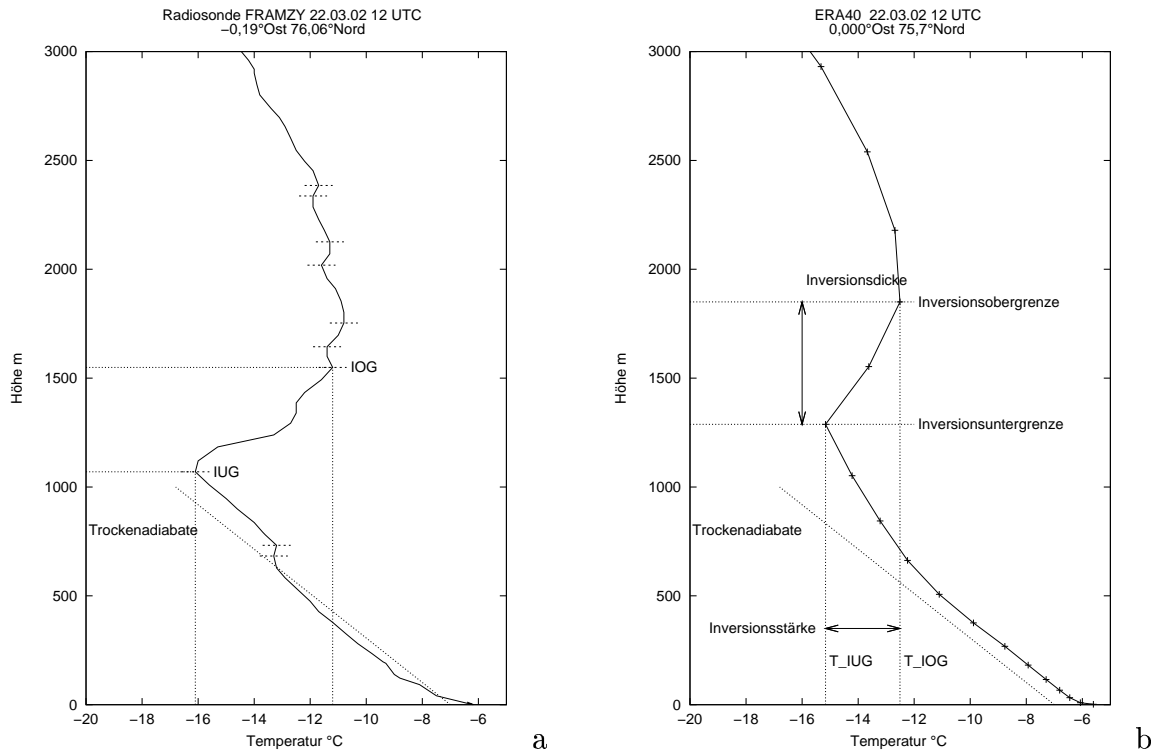


Abbildung 2.1: Radiosonde (a) und ERA-40 (b) Temperaturprofil an etwa gleichem Ort und gleichem Zeitpunkt. Inversionsuntergrenzen und -obergrenzen sind markiert.

Inversionen, die bereits im Bodenniveau beginnen, heißen Bodeninversion oder Oberflächeninversion (engl.: surface inversion). Sie entstehen zum Beispiel nachts, wenn der Boden durch Abstrahlung auskühlt und damit die Luft vom Boden her abgekühlt wird. Häufig ist unklar, welche Temperatur mit der Oberflächentemperatur gemeint ist. In der aktuelleren Literatur wird unterschieden zwischen 'Skin-Temperatur' als der Temperatur der Boden-, Schnee-, Eis- oder Wasseroberfläche¹ und der 'Surface Air Temperature' (SAT) als der bodennahen Lufttemperatur (meist die standardmäßig in 2m-Höhe gemessene Temperatur). Für den Betrag der Inversionsstärke kann es von großer Bedeutung sein, welche Temperatur als unterstes Temperaturniveau verwendet wird. Die Oberflächentemperatur, zum Beispiel von Schnee, kann deutlich kälter sein als die Luft in 2 Metern Höhe. Diese Temperaturdifferenz würde nicht zur Inversionsstärke beitragen, wenn nur die 2m-Temperatur und die Temperatur der Inversionsobergrenze berücksichtigt werden.

Es ist davon auszugehen, dass in Studien, die auf Radiosondendaten basieren, als unterstes Temperaturniveau die erste Registrierung der Radiosonde oder die 2m-Temperatur

¹Als Wasseroberflächentemperatur wird auch die 'Sea Surface Temperature (SST)' angegeben. Auch hier besteht Verwechslungsgefahr, da zum Beispiel in ERA-40 SST und Skin-Temperatur nicht identisch sind.

am Startort und nicht die Oberflächentemperatur verwendet wurde. Dies sollte beim Vergleich der Inversionsstärken von Bodeninversionen beachtet werden. In dieser Arbeit wird in der Folge für die 'Skin-Temperatur' der Ausdruck 'Oberflächentemperatur' und für 'Surface Air Temperature' der Begriff 'bodennahe Lufttemperatur' oder '2m-Temperatur' verwendet.

2.2 Entstehungsmechanismen

Inversionen haben verschiedene Entstehungsmechanismen. Meist werden die drei folgenden Inversionstypen nach ihrem Entstehungsprozess unterschieden: Absinkinversion, Aufgleit- oder Advektionsinversion und Strahlungsinversion. Oft lässt sich einer bestehenden Inversion nicht ein einzelner Mechanismus zuordnen. Entweder wirken die Prozesse gleichzeitig oder eine Inversion kommt im Laufe der Zeit in den Einfluss eines anderen Mechanismus.

In der Arktis ist die Inversion ein nahezu ständig zu beobachtendes Phänomen. Das lässt sich allerdings nicht auf einen einzelnen Faktor, wie etwa bei der Passatinversion des Subtropengürtels, zurückführen. Die Arktis besteht aus unterschiedlichen Naturräumen, wie dem Arktischen Ozean mit der schwankenden Eisbedeckung, den kontinentalen Landmassen Nordamerikas und Asiens und dem maritimen nordatlantischen Sektor. Hinzu kommt der extreme Wechsel zwischen sommerlichen und winterlichen Bedingungen mit recht kurzen, abrupten Übergangsjahreszeiten.

Im Mittel über die gesamte Arktis beträgt die Wahrscheinlichkeit für das Vorhandensein einer Inversion über 90%. Im Detail betrachtet ergeben sich aber deutliche Unterschiede je nach Jahreszeit und vor allem für verschiedene Regionen. Die unterschiedlichen Entstehungsmechanismen von Absinkinversion, Aufgleit inversion und Strahlungsinversion und die besonderen Bedingungen der Arktis werden in den folgenden Abschnitten genauer beschrieben.

2.2.1 Absinkinversion

Großräumiges Absinken, zum Beispiel in Hochdruckgebieten, führt oft zur Bildung einer Inversion in einigen hundert Metern Höhe. Als einfache Modellvorstellung dient eine Luftschicht mit einer bestimmten Druckdifferenz zwischen Ober- und Unterseite. Diese Luftschicht wird vertikal in eine geringere Höhe verlagert, dabei gerät sie unter höheren Druck und die Luft erwärmt sich adiabatisch. Da die Masse der Luftschicht erhalten bleibt, ist die Druckdifferenz zwischen Ober- und Untergrenze konstant. Weil in geringer Höhe die Druckniveaus enger beieinander liegen, wird die Oberseite um eine größere Höhe verlagert und erwärmt sich daher stärker als die Unterseite. Eine vorhandene stabile

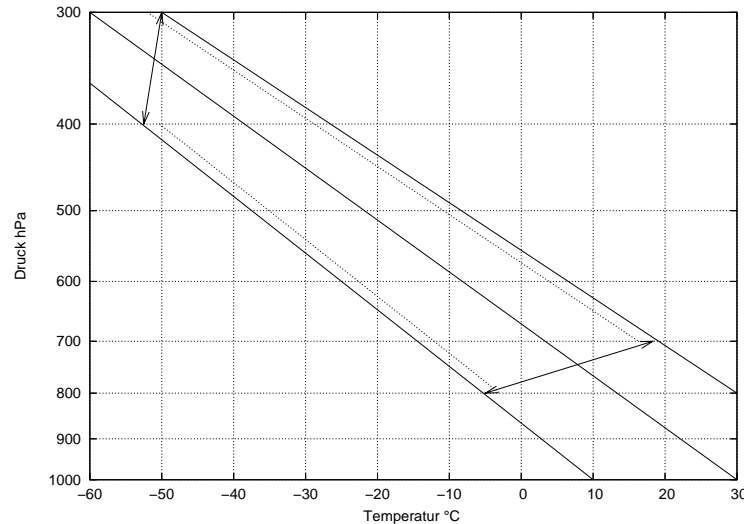


Abbildung 2.2: Verstärkung der stabilen Schichtung bei Absinken. Die Pfeile markieren eine Schicht mit 100 hPa Druckdifferenz. Die ausgezogenen Linien sind Trockenadiabaten, die Neigung ist nicht maßstabsgetreu.

Schichtung wird dadurch verstärkt und es kann sich eine Inversion bilden (Abbildung 2.2).

Verstärkt wird diese Entwicklung noch bei Divergenz des bodennahen Strömungsfelds. In diesem Fall verlieren die untersten Schichten an Masse. Die Schichtdicke wird zusätzlich verringert und die Stabilität weiter verstärkt.

Charakteristisch für eine Absinkinversion ist ein Sprung in der relativen Feuchte. Beim Absinken aus größeren Höhen bleibt die absolute Feuchte konstant, durch die adiabatische Erwärmung nimmt aber die relative Feuchte ab. Dies führt in der Höhe zu Wolkenauflösung. Da die Absinkinversion aber meist abgehoben ist, also in einigen hundert Metern Höhe auftritt, bildet sich darunter eine durchmischte Schicht, die mit Feuchtigkeit angereichert wird. Flache Stratusbewölkung ist dann die Folge, was besonders in der inneren Arktis in den Sommermonaten zu beobachten ist.

2.2.2 Aufgleitinversion

Aufgleitinversionen können entstehen, wenn warme Luftmassen auf kältere Luftmassen aufgleiten, oder wenn warme Luftmassen von kalter Luft angehoben werden. Dieser Vorgang ist typisch an Warm- und Kaltfronten von Tiefdruckgebieten und ist auch in der Arktis an die Zyklonenaktivität gekoppelt. Im Gegensatz zu den dauerhaften arktischen Inversionen durch Absinken oder Strahlungsvorgänge bestehen Aufgleitinversionen nur im Bereich und während der Lebensdauer einer Zyklone.

Zu Aufgleit- oder Advektionsinversionen sind aber auch solche zu zählen, die entstehen, wenn relativ warme Luft über eine kalte Unterlage strömt und von unten her abgekühlt wird. Dieser Fall tritt zum Beispiel am Eisrand bei aufeisiger Anströmung von der offenen See her auf (Brümmer and Thiemann, 2002).

Ein weiterer ähnlicher Entstehungsmechanismus, der von manchen Autoren gesondert genannt wird, existiert bei Schmelzprozessen an der Oberfläche. Beim Schmelzen von Schnee oder Eis beträgt die Oberflächentemperatur 0°C . Ist die Lufttemperatur höher, ist der fühlbare Wärmefluss negativ und die bodennahe Luft wird abgekühlt. Diese Bedingungen sind über Land für kürzere Perioden bei Abschmelzen der Schneedecke anzutreffen. Über dem Meereis treten diese Bedingungen über den gesamten Sommer auf und halten so die bodennahe Lufttemperatur über dem eisbedeckten Arktischen Ozean nahe an der 0°C -Marke.

2.2.3 Strahlungsinversion

Als Beispiel für eine Strahlungsinversion wird oft die Situation genannt, dass in der Nacht der Boden durch langwellige Ausstrahlung abkühlt und der bodennahen Luft Wärme entzieht. Dadurch entsteht eine stabile Schichtung, die die höheren Luftschichten sehr effektiv vom mechanischen Einfluss der Oberfläche abkoppelt. In der Folge kann in der Höhe der Inversion ein sogenannter Low-Level-Jet auftreten.

In der Arktis herrscht je nach Breitengrad über eine lange Zeit des Winters Dunkelheit. Das bedeutet, dass die kurzwellige Einstrahlung minimal ist und die Strahlungsbilanz nur durch langwellige Strahlung bestimmt ist. Exakter formuliert heißt es, dass die Oberflächentemperatur (Skin-Temperature) im Gleichgewicht zur langwelligen Rückstrahlung aus der Atmosphäre ist. Die Rückstrahlung wird durch das Temperaturmaximum in der Grenzschicht (Inversionsobergrenze) und Strahlungsübertragung (Wasserdampf, CO_2 , Wolkentröpfchen, Eiskristalle) bestimmt. Die bodennahe Lufttemperatur weicht dabei nur wenig von der Oberflächentemperatur ab. In der Literatur findet sich dafür der Begriff 'Radiative Boundary Layer' (RBL).

Im Sommer wenden sich die Verhältnisse ins Gegenteil und die solare Einstrahlung ist der dominierende Faktor. Das führt über schneefreien Gebieten zu signifikanten Flüssen von sensibler und latenter Wärme und zur Ausbildung einer konvektiven Mischungsschicht.

Für die Inversionshäufigkeit und die Inversionseigenschaften bedeutet das, dass sich die Verhältnisse zwischen Winter und Sommer stark unterscheiden. Serreze und Barry (2005) fassen die wichtigsten Eigenschaften zusammen. Im Winter existiert eine 1000-1200 m dicke Inversionsschicht, die über Land meist bodengebunden ist und über Meereis oberhalb einer 30-80 m dicken Mischungsschicht liegt. Die Temperaturdifferenz (Inversionsstärke) beträgt 10-12 K. Im Sommer existiert über dem Ozean eine abgehobene Inversion mit einer Untergrenze um 200-400 m und einer Obergrenze bei 750-1000 m. Die Inversionsstärke

beträgt nur etwa 5 K.

Die winterliche Energiebilanz ist Gegenstand einer Reihe von Studien. Darin wurde untersucht, durch welche Prozesse das vertikale Temperaturprofil beeinflusst wird. Wexler (1936) benutzt ein einfaches Modell, um die Umwandlung einer polaren maritimen Luftmasse in eine polare kontinentale Luftmasse zu simulieren. Er zeigt, dass der Unterschied in der Emissivität zwischen Oberfläche und Luftmasse im Strahlungsgleichgewicht eine niedrigere Oberflächentemperatur im Vergleich zur Lufttemperatur zur Folge hat. Wexlers Ergebnisse sind allerdings nicht realistisch, da er die Abstrahlung der Atmosphäre in den Weltraum und den Wärmefluss durch die Oberfläche nicht berücksichtigt.

Ein komplexeres eindimensionales Atmosphärenmodell benutzt Curry (1983), um die Bildung kontinentaler Polarluft zu untersuchen. Ihr Modell berücksichtigt die Strahlungskühlung durch Emission durch CO₂, Wasserdampf, Wassertröpfchen und Eiskristalle. Die Energiebilanz der Oberfläche enthält den Wärmefluss durch eine drei Meter dicke Meereis-schicht mit 30 cm Schneeeauflage. Neben turbulenter Durchmischung und Absinken wird außerdem das Ausfallen von Eiskristallen modelliert. Es zeigt sich, dass die Kondensation von Feuchtigkeit und das Absinken der gebildeten Eiskristalle (Diamond Dust) in tiefere Atmosphärenbereiche entscheidend für die Abkühlung der Luftmasse ist. Das Modell ist sehr sensitiv auf die zur Kondensation zur Verfügung stehende Feuchte. Es zeigt zudem, dass Absinken nicht durch adiabatische Erwärmung für Begrenzung der Abkühlung sorgt, sondern dass die damit einhergehende Reduktion der Feuchte entscheidend ist.

Overland und Guest (1991) untersuchen mit einem ähnlichen Modell das winterliche Temperaturprofil über dem arktischen Ozean unter wolkenlosen Bedingungen. Sie kommen zu dem Ergebnis, dass ein stationäres Profil, so wie es beobachtet wird, nur aufrechterhalten werden kann, wenn eine nordwärtsgerichtete Temperaturadvektion von 1°C pro Tag vorgegeben wird. Die negative Strahlungsbilanz wird hauptsächlich durch diese Advektion in Form von durchziehenden Tiefdruckgebieten, und zu etwa 12% durch Wärmefluss durch die Oberfläche und durch Leads und Polynias ausgeglichen.

Nachdem diese Arbeiten die winterlichen Verhältnisse beschreiben, muss angemerkt werden, dass die sommerlichen Verhältnisse über Land und auch über dem Ozean deutlich anders sind. Im Übergang zum Sommer wird die Strahlungsbilanz der Oberfläche positiv. Dadurch erwärmen sich die Landflächen, die Schichtungsstabilität nimmt ab und der Bedeckungsgrad steigt. Die Inversionshäufigkeit nimmt allgemein ab und Bodeninversionen werden von abgehobenen Inversionen abgelöst.

Das Meereis beginnt im Sommer oberflächlich zu tauen. Solange Meereis vorhanden ist, liegt die Oberflächentemperatur um den Schmelzpunkt. Damit ist auch die Strahlungstemperatur und der Betrag der langwelligen Abstrahlung fixiert. Die bodennahe Luft wird von der Oberfläche her gekühlt und es bildet sich eine flache Bodeninversion.

2.3 Bedeutung der Inversion im arktischen Klimasystem

Die arktische Inversion spielt für viele meteorologische Prozesse eine wichtige Rolle und ist damit Teil einer Reihe meteorologischer Forschungsthemen. Sie bestimmt das Windprofil und damit den Impulsfluss von der Atmosphäre zur Oberfläche. Der Impulsfluss bzw. die Schubspannung wird als Antrieb in dynamischen Meereismodellen (Hibler and Bryan, 1987) benötigt. Die Schubspannungsgeschwindigkeit u_* wird proportional zum geostrophischen Wind G angenommen, mit einer Proportionalitätskonstanten $C_g = u_*/G$ (geostrophic drag coefficient). Overland and Davidson (1992) benutzen die Differenz der potentiellen Temperatur zwischen Oberfläche und 900 hPa, um C_g anzupassen und damit die Stabilität unterhalb der Inversionsobergrenze zu berücksichtigen.

Die Inversion begrenzt auch den Vertikalaustausch von Wärme und Feuchtigkeit. Eine Reihe von Arbeiten (Andreas, 1980; Andreas and Murphy, 1986; Schnell et al., 1989) befassen sich mit der Parametrisierung turbulenter Flüsse über Leads und Polynias. Serreze et al. (1992b) haben anhand eines Modells gezeigt, dass Konvektionszellen über großen Leads die Inversion durchdringen können und zu Vertikalaustausch bis in 4 km Höhe führen können.

Schon in den 50er Jahren sind von Flugzeugen aus dünne Schichten mit starker Lufttrübung beobachtet worden, wofür der Begriff 'Arctic Haze' etabliert wurde. Später konnte gezeigt werden, dass es sich um anthropogene Luftverschmutzungen handelt, die aus südlicheren Gebieten in die Polarregion transportiert werden. Die Inversion als Sperrschicht gegen den Vertikalaustausch trägt dazu bei, dass sich Arctic Haze in flachen Schichten in scharf abgegrenzten Höhenbereichen ausbreitet. Bridgman et al. (1989) beschreiben ein gut dokumentiertes Arctic-Haze-Ereignis und zeigen anhand von Rückwärtstrajektorien die Quellgebiete der Verschmutzungen. Shaw (1995) gibt einen Überblick über das Arctic-Haze-Phänomen.

Im Zuge der Arctic-Haze-Forschung wurden die Messungen zur Luftchemie in der Arktis stark ausgeweitet. Dabei wurde festgestellt, dass es bei Intensivierung der Solarstrahlung im Frühjahr in der Inversionsschicht zu einem rapiden Abbau von Ozon kommt (Barrie et al., 1988; Oltmans et al., 1989). Der Ozonabbau ist auf photochemische Reaktionen mit Brom zurückzuführen, das biogene Quellen im Ozean hat oder nach neueren Ergebnissen bei der Bildung von Meereis entsteht (Sander et al., 2006).

Mehrere klimatologische Studien zur arktischen Inversion weisen auf Trends der Inversionshäufigkeit und Inversionseigenschaften hin (Bradley et al., 1993; Nagurny, 1995; Kahl et al., 1996; Liu et al., 2006). Es ist zu untersuchen, ob diese Trends mit der beobachteten globalen Erwärmung (Christensen and Whetton, 2007) und der Verstärkung der Erwärmung in der Arktis (Serreze and Francis, 2006) korreliert sind und welche Mechanismen (Oberflächentemperatur, Meereisbedeckung, Advektion) zu diesen Trends führen.

2.4 Andere Arbeiten

Erste Versuche, die Temperaturen in höheren Luftschichten der Arktis zu messen, wurden bereits im 19. Jahrhundert von verschiedenen Polarforschern unternommen. William Edward Parry experimentierte 1823 während seiner Nordwestpassagen-Expedition mit an Drachen (Kites) befestigten Thermometern (Gaigerov, 1967). Otto Sverdrup führte während der Norwegischen Nordpolar-Expedition von 1918 bis 1925 aerologische Messungen mit Kites und Fesselballons durch und konnte so erste detaillierte Auswertungen der Inversionsstruktur vornehmen (Serreze and Barry, 2005). Eine umfangreiche Übersicht der früheren Arbeiten über Inversionen findet sich bei Belmont (1957).

Umfangreichere Studien zur räumlichen Verteilung der Inversionseigenschaften wurden erst in der Mitte des vorigen Jahrhunderts mit dem Aufbau eines dichteren Messnetzes möglich. Messungen über dem Arktischen Ozean stammen von russischen und amerikanischen Driftstationen und aus regelmäßigen Aufklärungsflügen der US-Luftwaffe bei denen sogenannte Dropsonden, an Fallschirmen befestigte Instrumente, abgeworfen wurden (Ptarmigan-Reconnaissance-Flights).

Im Folgenden sind die wichtigsten Arbeiten zur arktischen Inversion aufgelistet.

Belmont, 1957

Titel: *Lower tropospheric inversions at ice island T-3*
Gebiet: Westlicher Arktischer Ozean, 80°W-130°W, 84°N-88°N
Zeitraum: 21. Juni 1952 bis 26. April 1954 (23 Monate)
Daten: Radiosondenmessung der US-Driftstation T-3,
2x täglich, 03 UT, 15 UT, insgesamt 1100 Profile,
allerdings mit größeren Datenlücken wegen schlechter Wetterbedingungen

Die von Belmont verwendeten Radiosondenmessungen wurden während der Driftkampagne der Eisinsel T-3 durchgeführt. Dabei handelt es sich um ein mehrere Meter dickes Abbruchstück des Ward-Eisschelfs. Das untersuchte Gebiet bildet einen relativ kleinen Ausschnitt des Arktischen Ozeans zwischen Nordpol und Ellesmere Island.

Belmont teilt die Vertikalprofile in insgesamt 24 Klassen mit vier Haupttypen (Bodeninversion, Inversion über einer Mischungsschicht, isotherme Schichten und inversionsloser Aufstieg) ein. Die statistische Auswertung dieser Inversionsklassifikation ist sehr umfassend. Unter anderem werden Korrelationen zwischen Inversionseigenschaften und anderen beobachteten meteorologischen Größen erstellt. In jüngeren Arbeiten, die ebenfalls Messungen von Driftstationen im Arktischen Ozean verwenden, wird angemerkt, dass Häufigkeit und Dimensionen von Fällen mit einer Mischungsschicht vermutlich unterschätzt werden. Die Stationen werden aus Stabilitätsgründen auf dickem, mehrjährigem Meereis

errichtet. Der Wärmefluss vom Ozean zur Atmosphäre ist dort relativ gering und nicht repräsentativ für das mit dünnerem Meereis bedeckte Gebiet.

Vowinckel and Orvig, 1970

Titel: *The Climate of the North Polar Basin*
Gebiet: Arktischer Ozean
Zeitraum: April 1954 bis April 1959 (NP), 1957 gesamt (Landstationen)
Daten: Radiosondendaten der russischen Driftstationen NP 4, NP 6, NP 7
30 Landstationen während des IGY 1957

Vowinckel und Orvig haben ihre Ergebnisse erstmals in einer anderen Arbeit (Vowinckel and Orvig, 1967) veröffentlicht. Der hier zitierte Text stammt aus einem Sammelband über das Klima der Polarregionen.

Neben der Diskussion der Entstehungsmechanismen wird der Jahresgang der Häufigkeit der einzelnen Inversionstypen (Bodeninversion, abgehobene Inversion) und die mittlere Beständigkeit (Persistenz) von Bodeninversionen angegeben. Außerdem werden Korrelationen zwischen Inversionseigenschaften untereinander und mit den Wetterbedingungen erläutert.

Busch et al., 1982

Titel: *The structure of the subpolar inversion-capped ABL*
Gebiet: Nordatlantik, Norwegen-See. Wetterschiff 'M' (66°N, 2°O)
5 umliegende Landstationen: Lerwick, Thorshavn, Jan Mayen, Bodø, Ørland
Zeitraum: 12.08.1977 bis 20.08.77 (00 UTC und 12 UTC)
Daten: Radiosonden

Busch et al. wenden ein eindimensionales Grenzschichtmodell auf den Fall einer sommerlichen abgehobenen Inversion über einer maritimen Grenzschicht an. Prognostizierte Größen sind dabei die Höhe der Inversion und der Wolkenuntergrenze, die Strahlungskühlung und Profile der thermodynamischen Zustandsgrößen und der turbulenten Flüsse. Als Fallbeispiel wird eine einwöchige Messreihe des Wetterschiffs 'M' in der norwegischen See berechnet. Radiosondendaten von umliegenden Landstationen werden verwendet, um die horizontale Advektion zu berechnen.

Kahl, 1990

Titel: *Characteristics of the low-level temperature inversion along*

2 Temperaturinversion

the Alaskan Arctic coast

Gebiet: Barrow, Barter Island
Zeitraum: 1976 bis 1985 (00 UTC und 12 UTC)
Daten: Radiosonden

Kahl untersucht Radiosondenmessungen an zwei Stationen an der Nordküste Alaskas. Der in dieser Arbeit entwickelte Algorithmus zur Inversionserkennung wird von der Mehrzahl der übrigen Studien aufgegriffen. Kahl definiert die Inversionsunter- und -obergrenze als die Stellen im Temperaturprofil, an denen sich der Temperaturgradient umkehrt. Flache Schichten mit negativem Temperaturgradienten, die in eine Inversion eingebettet sind, sollen aber nicht berücksichtigt werden.

Die analysierten Parameter sind die Höhe der Inversionsuntergrenze, Inversionsdicke und Inversionsstärke. Außerdem werden die Beständigkeit von Bodeninversionen und die Korrelation von Inversionsdicke und Bewölkungsgrad dargestellt.

Timerev and Egorova, 1991

Titel: *Spatial-temporal variability of surface inversions in the Arctic*
Gebiet: Innere Arktis
Zeitraum: Driftstationen NP 1954 bis 1988 (00 UTC), NP 10 1962 (00 UTC, 12 UTC)
9 russische Stationen arktisch, 10 russ. Stationen subarktisch
20 nicht-russische Stationen 1961 bis 1970
Daten: Radiosonden

Timerev und Egorova untersuchen Radiosondendaten der russischen Driftstationen und einer großen Zahl von Landstationen, die am Rand des Arktischen Ozeans liegen. Die Driftstationsmessungen werden so gruppiert, dass sie bestimmten Sektoren (zum Beispiel 75°-80°N, 150°-175°O) zugeordnet werden können.

Ergebnisse sind Zeitreihen der Bodeninversionsdicke und Inversionsintensität (Temperaturgradient) von 1955 bis 1988 für bestimmte Regionen und Monate. Außerdem werden die mittlere Häufigkeit und Dicke von Bodeninversionen im Januar in den angesprochenen Sektoren und die Häufigkeit nach Monaten an mehreren Stationen berechnet. Die Inversionsdicke von Bodeninversionen für Januar und Juli werden zudem als Isoliniengraphik dargestellt.

Serreze et al., 1992a

Titel: *Low-Level Temperature Inversions of the Eurasian Arctic and*

Comparisons with Soviet Drifting Station Data

Gebiet: Arktischer Ozean (3 Driftstationen)
Eurasische Arktis bis 65°N (31 Landstationen,
westlich: Bodø; östlich: Kap Schmidt)
Zeitraum: Driftstationen NP 22, Januar 1981 bis Dezember 1981
NP 26, NP 28 November 1983 bis Dezember 1987 (00 UTC, 12 UTC)
Landstationen 1976 bis 1987
Daten: Radiosonden

Serreze et al. verwenden Stationsdaten von 31 Landstationen, die den gesamten östlichen Sektor der Arktis abdecken. Die Driftstationsdaten stammen aus einem relativ kleinen Bereich und werden daher wie eine einzelne Station behandelt. Die jahrezeitlichen Verhältnisse werden sehr detailliert beschrieben. Dazu werden die regionalen Verteilungen von Inversionshäufigkeit (Bodeninversion, abgehobene Inversion), Inversionsdicke und Inversionsstärke in Isolinienendarstellung gezeigt. Zusätzlich wird der Zusammenhang zwischen Inversionseigenschaften und Bedeckungsgrad diskutiert.

Kahl et al., 1992

Titel: *Tropospheric Low-Level Temperature Inversions in the Canadian Arctic*
Gebiet: Kanadische Arktis (13 Stationen), 50°W-133°W, 65°N-82°N
Zeitraum: 1947 bis 1987, je nach Station Messreihen von 10 bis 40 Jahren
Daten: Radiosonden

Die Studie von Kahl et al. bildet die Entsprechung zu Serreze et al. (1992a). Als Daten werden Aufzeichnung von 13 Stationen in der kanadischen Arktis verwendet. Zu jeder Station werden Zeitreihen der Höhe der Inversionsuntergrenze, Inversionsdicke und Inversionsstärke präsentiert. Die regionale Verteilung der Inversionseigenschaften wird für die Monate Februar und August gezeigt. Auch in dieser Arbeit wird der Zusammenhang von Inversionen und Wolkenbedeckung angesprochen.

Bradley et al., 1992

Titel: *Climatology Of Surface-Based Inversions In The North-American Arctic*
Gebiet: Alaska, Kanada (9 Stationen: Kotzebue, Point Barrow, Barter Island, Inuvik, Sachs Harbour, Mould Bay, Resolute, Eureka, Alert)
62°W-162°W, 70°N-83°N
Zeitraum: 1967 bis 1986 (00 UTC, 12 UTC)
Daten: Radiosonden

Bradley et al. untersuchen Radiosondendaten von 3 US-Stationen und 6 kanadischen Stationen. Alle Orte sind küstennah, beziehungsweise befinden sich im kanadischen Archipel. Gezeigt werden mittlere Jahresgänge der Häufigkeit und Dicke von Bodeninversionen. Dazu kommt eine monatliche Statistik aller Stationen mit Inversionsdicke und -stärke, Häufigkeit, Temperaturgradient und Oberflächentemperatur. Zusätzlich werden die registrierten Extremwerte der Stationen angegeben. Es wird gezeigt, dass eine positive Korrelation zwischen Inversionsdicke und -stärke und eine negative Korrelation zwischen Oberflächentemperatur und Inversionsstärke existiert. Zusätzlich werden bodennahe Windgeschwindigkeit und -richtung sowie die Persistenz von Bodeninversionen untersucht.

Bradley et al., 1993

Titel: *Recent Changes In The North-American Arctic Boundary-Layer In Winter*
Gebiet: Alaska, Kanada (9 Stationen, siehe Bradley et al. (1992))
62°W-162°W, 70°N-83°N
Zeitraum: 1966 bis 1990 (12 UTC), jeweils Dezember bis März
Daten: Radiosonden

Für diese Studie werden die gleichen Stationen wie in Bradley et al. (1992) verwendet. Bradley et al. finden im untersuchten Zeitraum eine Abnahme der winterlichen (Dezember bis März) Bodeninversionsdicke und eine Zunahme der mittleren Oberflächentemperatur. Als mögliche Ursachen werden Änderungen der atmosphärischen Zirkulation, Zunahme der Bewölkung oder von Eiskristallniederschlag, Lufttrübung (Arctic Haze) oder Treibhausgasen genannt.

Nagurny, 1995

Titel: *Space-Time Distribution of Temperature Inversions in the Arctic Atmospheric Boundary-Layer*
Gebiet: Innere Arktis
Zeitraum: Driftstationen NP 1954 bis 1987
9 russische Stationen arktisch, 10 russ. Stationen subarktisch,
20 nicht-russische Stationen 1961 bis 1970
Daten: Radiosonden

Nagurny verwendet eine lange Reihe aus Driftstationsmessungen und die gleichen Stationen wie Timerev und Egorova (1991). Für die Driftstationsdaten aus dem Bereich des

Arktischen Ozeans wird eine Zunahme der Bodeninversionshäufigkeit und der Inversionsintensität (Temperaturgradient) gefunden. Nagurny erklärt dies mit einer Zunahme anthropogener Aerosolpartikel in der Arktis. Außerdem vermutet er, dass die erhöhte Stabilität der Grenzschicht den turbulenten Wärmefluss dämpft und damit für einen negativen Trend der Eisdicke verantwortlich sein könnte.

Die Monatsmittel (Januar und Juli) der Bodeninversionshäufigkeit werden geographisch in Form von Isolinien dargestellt. Nagurny zeigt außerdem dieselben Darstellungen der Bodeninversionsdicke wie Timerev und Egorova (1991).

Walden et al., 1996

Titel: *Recent changes in the North American Arctic boundary layer in winter - Comment*

Gebiet: Barrow (71°N, 157°W), Eureka (80°N, 86°W)

Zeitraum: 1953 bis 1990 (Barrow)
1967 bis 1990 (Eureka)

Daten: Radiosonden

Hierbei handelt es sich um einen Kommentar zu Arbeit von Bradley et al. (1993). Es werden eine Reihe von nicht-klimatischen Faktoren beziehungsweise Fehlerquellen angeführt, die zu künstlichen Trends in Radiosondenstatistiken führen können. Unterschiede im Algorithmus zur Inversionserkennung führen zu unterschiedlichen Registrierungen der IUG. Gleiches gilt für Änderungen der Thermometerzeitkonstante der Radiosonden. Schneller ansprechende Temperatursensoren oder unterschiedliche Steigraten des Radiosondenspanns führen zur fehlerhaften Zuordnung von Temperatur und Höhe. Als unterster Temperaturwert werden bei der Archivierung von Radiosondendaten zusätzlich uneinheitliche Messungen verwendet (Messung direkt am Startort oder an der Station, Extrapolation der Radiosondenmessungen ins Bodenniveau).

Walden et al. schlagen vor, nicht in jedem Vertikalprofil einzeln die Inversionseigenschaften zu bestimmen und über die so gewonnenen Werte zu mitteln, sondern die Vertikalprofile insgesamt zu mitteln und dann zu analysieren.

Kahl et al., 1996

Titel: *Long-term variability in the low-level inversion layer over the Arctic Ocean*

Gebiet: Arktischer Ozean

Zeitraum: 1950 bis 1961 (Ptarmigan)

2 Temperaturinversion

1954 bis 1990 (NP)

Daten: Dropsonden (Ptarmigan), Radiosonden (NP)

Kahl et al. verwenden Daten der Ptarmigan-Aufklärungsflüge und der russischen Driftstationen. Gezeigt werden mittlere monatliche Vertikalprofile der Temperatur für die gesamte Arktis sowie der mittlere Jahresgang der Inversionsdicke, Inversionsstärke und Höhe der Inversionsuntergrenze.

Der Schwerpunkt liegt auf der Analyse von Trends in den Inversionseigenschaften. Kahl et al. finden im Gegensatz zu Timerev und Egorova (1991) und Bradley et al. (1993) keine Abnahme der Inversionsdicke. Dagegen nimmt die Inversionsstärke im Herbst und Winter zu. Die Höhe der Inversionsuntergrenze im Sommer weist einen positiven Trend auf. Die Inversionshäufigkeit im Winter und Frühjahr ist in der zentralen Arktis zurückgegangen. Die Häufigkeit von Bodeninversionen im Winter, Frühjahr und Sommer hat abgenommen und die Häufigkeit von abgehobenen Inversionen entsprechend zugenommen.

Zaitseva et al., 1996

Titel: *Temperature Inversions over the Western Arctic from Radiosonde Data*

Gebiet: Westlicher Arktischer Ozean

Zeitraum: 1950 bis 1961 (Ptarmigan)

1954 bis 1954 (NP 7,8)

Daten: Dropsonden (Ptarmigan), Radiosonden (NP)

In dieser Arbeit werden Radiosondendaten von russischen Driftstationen verwendet, um die Vergleichbarkeit von Dropsonden-Messungen und Radiosondenaufstiegen zu demonstrieren. Zaitseva et al. diskutieren die Verteilung der Inversionseigenschaften (Häufigkeit, Inversionsuntergrenze, Dicke und Stärke) und vergleichen die Ergebnisse mit anderen Arbeiten. Außerdem zeigen sie an der Übereinstimmung von parallelen Radiosonden- und Dropsondenmessungen, dass die Daten aus den verschiedenen Messplattformen gemeinsam verwendet werden können.

Liu et al., 2006

Titel: *Characteristics of satellite-derived clear-sky atmospheric temperature inversion strength in the Arctic, 1980-96*

Gebiet: Arktis >60°N

Zeitraum: 1980 bis 1996

Daten: HIRS auf NOAA 6,7,9,10,11,12 ($7,3\ \mu\text{m}$, $11\ \mu\text{m}$)
Radiosonden von 61 Landstationen und NP-Driftstationen (HARA)

Die Verwendung von Satellitendaten bietet die Möglichkeit, mehrmals täglich flächendeckende Daten der inneren Arktis zu erhalten. Bislang ist es aber nicht möglich Vertikalprofile der Temperatur in ausreichender Auflösung aus Satellitenmessungen zu bestimmen. Liu et al. nutzen ein empirisches Modell, um aus zwei Kanälen des High Resolution Infrared Radiation Sounders (HIRS) die Inversionsstärke für winterliche wolkenlose Bedingungen abzuleiten. Die Vergleichsdaten zur Modellbildung stammen aus Radiosondendaten von 61 Landstationen. Driftstationsdaten wurden zur Validierung des Algorithmus genutzt.

Christian Kreutzmann, Burghard Brümmer

Christian Kreutzmann hat für das Projekt ACSYS-ABSIS 2003 eine Inversionsstatistik aus ERA-15 Daten erstellt. Die Ergebnisse wurden bislang nur in Zwischenberichten des Projektes und als Tagungsbeitrag (Brümmer et al., 2003) veröffentlicht.

Die verwendeten ERA-15 Daten umfassen den Zeitraum Dezember 1978 bis Februar 1994. Die horizontale Auflösung beträgt $125 \times 125\ \text{km}$. Die 4 täglichen Termine wurden auf 00 UTC und 12 UTC reduziert. Von 31 hybriden Vertikalniveaus benutzt Kreutzmann die untersten 14 und die Oberflächentemperatur und analysiert damit die untersten 5 km der Atmosphäre. Der Algorithmus zur Inversionserkennung beschränkt sich auf eine Inversion, so dass abgehobene Inversionen über einer Bodeninversion nicht erfasst werden.

Mit der Verfügbarkeit der ERA-40 Daten entstand die Idee, die Inversionsanalyse mit diesen höher aufgelösten und umfassenderen Daten durchzuführen. Hierauf basiert diese Diplomarbeit.

3 ERA-40 Reanalyse

Reanalyseprojekte wie ERA-40 verwenden moderne Datenassimilationssysteme, wie sie in operationellen numerischen Wetterprognosemodellen genutzt werden, zur Analyse früherer Beobachtungsdaten. Diese Daten werden aus der Vielzahl zur Verfügung stehender Quellen gesammelt und sorgfältig geprüft und aufbereitet. Das Ergebnis ist ein globaler, mehrere Jahrzehnte überdeckender Datensatz mit hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung, der ein wertvolles Werkzeug auf vielen Gebieten der meteorologischen Forschung darstellt.

Numerische Wetterprognosemodelle (NWP) benötigen zur Initialisierung eines Prognoseschrittes an jedem Punkt des Rechengitters einen Satz der zu prognostizierenden Zustandsgrößen (Analyse). Das Datenassimilationsystem versorgt das Modell mit diesen Werten, indem es die aktuellen Beobachtungsdaten an die aktuelle Prognose (Hintergrundvorhersage) für diesen Termin angleicht. Dabei findet eine räumliche Anpassung zwischen Beobachtungsort und Gitterpunkt (3D-Var) und eventuell zwischen Beobachtungszeitpunkt und Analysetermin (4D-Var) statt. Die Hintergrundvorhersage erhält eine höhere Gewichtung als die aktuelle Beobachtung, da sie die Information aller vorhergehenden Beobachtungen enthält.

Die Analysen, die durch die operationelle Vorhersage der verschiedenen Wetterdienste täglich zur Verfügung stehen, bieten die jeweils höchste erhältliche Auflösung und Genauigkeit, haben aber den Nachteil, dass die Modellsysteme in recht kurzen Entwicklungszyklen modifiziert werden. Dabei wird nicht nur die Auflösung der Modelle verbessert. Die Anzahl der vom Modell abgebildeten physikalischen Prozesse wird erhöht oder Parametrisierungen werden verbessert und erweitert. Dadurch werden Analysedaten, die wenige Jahre auseinanderliegen, schwer vergleichbar.

Die Reanalyse beseitigt dieses Problem der Inhomogenität, indem die gesammelten Beobachtungsdaten für einen längeren Zeitraum in der Vergangenheit mit einem relativ modernen, unveränderlichen Datenassimilationschema und Prognosemodell analysiert werden. Der systematische Fehler des Modell-Systems bleibt dadurch über den gesamten Zeitraum konstant und Sprünge und Trends in den Analysen stammen nur aus Änderungen am Beobachtungssystem oder aus der internen Variabilität des Klimasystems.

Die Reanalyse erlaubt es, alle zur Verfügung stehenden Quellen von Beobachtungsdaten zu prüfen und eine viel größere Datenmenge zu benutzen, als es zu einem früheren Zeitpunkt für die Wetterdienste möglich war. Die Messungen können außerdem sorgfältig auf

Messfehler und inkorrekte Aufzeichnung geprüft werden. Zum Beispiel wurde der Strahlungsfehler der Temperaturmessung der in ERA-40 verwendeten Radiosondenmessungen aufwändig korrigiert (Andrae and Onogi, 2004).

Der meteorologischen Forschung stehen inzwischen mehrere umfangreiche Reanalyse-Datensätze verschiedener Vorhersagezentren zur Verfügung. Vorreiter sind dabei das European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) und das National Center for Environmental Prediction (NCEP) in Zusammenarbeit mit dem National Center for Atmospheric Research (NCAR) in den USA. Das Reanalyseprojekt NCEP-1 (Kalnay et al., 1996) von NCEP/NCAR umfasst den Zeitraum ab 1948 und wird ständig weitergeführt, so dass es auch aktuelle Daten enthält. Die zweite Generation NCEP-2 (Kanamitsu et al., 2002) startet erst zum Zeitpunkt der umfangreichen Verfügbarkeit von Satellitendaten im Jahr 1979 und reicht ebenfalls bis in die Gegenwart.

ERA-15 (1979 bis 1993) und ERA-40 (www.ecmwf.int/research/era/) sind Projekte des ECMWF, wobei auch hier ERA-40 einer zweiten Generation von Reanalysen zuzurechnen ist, die viele Anfangsschwierigkeiten der ersten Generation überwunden hat. ERA-40 umfasst den Zeitraum vom 1. September 1957 bis zum 31. August 2002. Eine weitere umfassende Reanalyse, JRA-25, stammt von der Japan Meteorological Agency (JMA) und umfasst den Zeitraum 1979 bis 2004.

Die in dieser Arbeit verwendeten ERA-40 Daten bieten von allen Reanalysedaten die höchste Vertikalaufösung. Im Gegensatz zu den NCEP-Daten mit 28 Niveaus enthält ERA-40 insgesamt 60 Modell-Flächen, von denen etwa 15 die untersten 3 Kilometer der Atmosphäre abbilden. Die horizontale Auflösung beträgt 125 km. Auf die Darstellung des Rechengitters wird in Kapitel 4 näher eingegangen.

Das für ERA-40 verwendete numerische Prognosemodell ist das ECMWF Integrated Forecast System (IFS) in der Version 'CY23r4' mit einem 3D-Var Datenassimilationsschema. Im Vergleich zur entsprechenden Version des IFS, die von Juni 2001 bis Januar 2002 im operationellen Betrieb eingesetzt war, wurden einige Änderungen vorgenommen, zum Beispiel die Reduktion der Auflösung von T511 auf T159. Eine ausführliche Dokumentation des Modell-Systems findet man auf der Internetseite des ECMWF (www.ecmwf.int/research/ifsdocs_old).

Die in ERA-40 verwendeten Beobachtungsdaten stammen aus einer Vielzahl von Quellen. Großer Aufwand wurde daher in die Aufbereitung der Daten, zum Beispiel das Konvertieren der Formate oder das Auffinden von Duplikaten, verwendet. Die räumliche und zeitliche Abdeckung mit Beobachtungen ist ebenfalls auf der ECMWF ERA-40 Internetseite unter dem Punkt 'Monitoring' dargestellt. Die Abdeckung des in dieser Arbeit untersuchten Gebiets mit regelmäßig meldenden Radiosondenstationen für bestimmte Jahre zeigt Abbildung 3.1. Man erkennt, dass die Stationsdichte besonders in der russischen Arktis abgenommen hat. Die Anzahl der Bodenbeobachtungen und Radiosondenmessungen hat im ERA-40 Zeitraum auch global abgenommen. Die Beobachtungsdichte ist aber durch

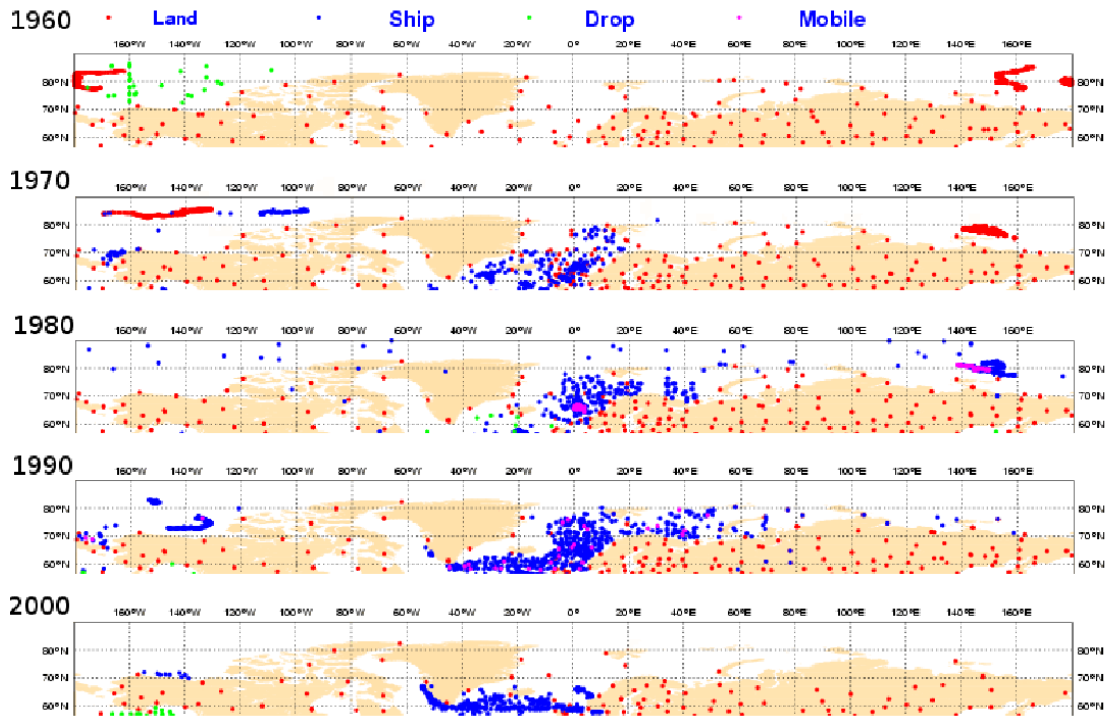


Abbildung 3.1: Abdeckung mit Radiosondemessungen für verschiedene Jahre. Rote Punkte markieren regelmäßig meldende Landstationen. Abbildung modifiziert aus: <http://www.ecmwf.int/research/demeter/d/inspect/catalog/research/era/Monitoring/Observations/>

den Beginn der Satellitenära in den 70er Jahren stark gestiegen, so dass die Qualität der Reanalyse ab etwa 1979 merklich zugenommen hat. Einen detaillierten Überblick über die in ERA-40 verwendeten Beobachtungsdaten und die Auswirkung von Änderungen am Beobachtungssystem findet man bei Uppala et al. (2005) und Uppala et al. (2004).

Im ERA-40 Archiv (Källberg et al., 2004) stehen neben den Standardvariablen (Temperatur, Feuchte, Windkomponenten, etc.) eine Reihe weiterer Parameter wie 2m-Temperatur, Oberflächentemperatur, Bedeckungsgrad und viele andere zur Verfügung. Größen, die nicht auf die Oberfläche bezogen sind, liegen entweder in der vollen Vertikalaufösung auf den 60 Modellflächen vor, oder sind auf 23 Standarddruckflächen interpoliert. Um die bestmögliche Auflösung der Vertikalprofile zu erhalten, wurden für die Inversionsanalyse die Temperatur- und Feuchtwerte der 31 untersten Modellflächen verwendet. Da das Modellsystem mit einer hybriden Vertikalkoordinate formuliert ist, musste die geometrische Höhe der Modellflächen über die hydrostatische Grundgleichung berechnet werden. Die einzelnen durchgeführten Bearbeitungsschritte werden in Kapitel 4 dargestellt.

Zusätzlich zu den Temperaturwerten auf den Modellflächen wurden die 2m-Temperatur

und die Oberflächentemperatur als Temperaturniveaus verwendet. Um die Inversionsdaten genauer interpretieren zu können, sollte beachtet werden, auf welche Weise diese beiden Parameter aus dem Modellsystem gewonnen werden.

Die 2m-Temperatur ist keine prognostische Variable des Modellsystems. Ebenso wie für die Feuchte werden Messungen der 2m-Temperatur per Optimaler Interpolation (OI) assimiliert. Das Hintergrundfeld wird allerdings durch Interpolation zwischen den Oberflächenwerten und der untersten Modellfläche berechnet. Dafür wird dieselbe Grenzschichtparametrisierung wie für die Berechnung der turbulenten Flüsse verwendet. Die genauen Verfahren und Funktionen sind der IFS-Dokumentation zu entnehmen.

Die Oberflächentemperatur wird aus der Energiebilanz der subskaligen Oberflächenteile berechnet. Land-Gitterpunkte können aus bis zu sechs Oberflächenarten zusammengesetzt sein. Wasserflächen können mit einem variablem Anteil Eis bedeckt sein. Alle Gitterpunkte (125×125 km) können nur ausschließlich Land- oder Seegebiete darstellen.

ERA-40 enthält kein prognostisches Eismodell. Für die Eisbedeckung wurden zwei unterschiedliche Datensätze verwendet, die jeweils Reanalysen aus Satellitendaten und konventionellen Beobachtungen darstellen. Für den Zeitraum bis 1981 wurden monatliche Daten des UKMO Hadley Center verwendet. Im restlichen Zeitraum wurden wöchentliche NCEP 2DVAR Daten genutzt. Die Monats- bzw. Wochenmittel wurden auf tägliche Werte interpoliert (Fiorino, 2004).

Details zu den verwendeten ERA-40 Daten sind auch dem folgenden Kapitel zu entnehmen, in dem alle Bearbeitungsschritte vom Datendownload über die erforderlichen Umwandlungen bis zur Archivierung der Ergebnisse beschrieben werden.

4 Datenverarbeitung

Dieses Kapitel beschreibt die einzelnen Schritte der Datenverarbeitung. Die ERA-40 Daten liegen je nach Parameter in spektraler Darstellung oder auf einem reduzierten Gauss-Gitter vor und müssen zunächst auf ein reguläres Gitter umgerechnet werden. Außerdem enthalten die vom World Data Center for Climate (WDCC) heruntergeladenen Dateien die Felder für den gesamten Globus, so dass sie auf den passenden geographischen Bereich begrenzt werden müssen.

Für die Inversionsanalyse werden die Höhen der Modell-Flächen¹ benötigt. Da das für ERA-40 verwendete Atmosphärenmodell in einer Hybridkoordinate formuliert ist, wird erst der Druck auf den Modell-Flächen bestimmt und dann mit der hydrostatischen Grundgleichung die Schichtdicke zwischen aufeinanderfolgenden Flächen berechnet. Der in Fortran geschriebene Algorithmus zur Inversionserkennung besitzt als Ausgabewerte Höhe, Temperatur und Feuchte der Inversionsuntergrenze (IUG) und Inversionsobergrenze (IOG). Aus diesem Datensatz können dann verschiedene statistische Werte, wie Inversionshäufigkeit und mittlere Eigenschaften, abgeleitet werden.

4.1 ERA-40 Daten

Die ERA-40 Reanalysedaten wurden vom WDCC in der CERA-Datenbank (Climate and Environmental Retrieval and Archive) bereitgestellt (Toussaint, 2003). Das WDCC wird von der Gruppe 'Modelle & Daten' des Max-Planck-Instituts für Meteorologie in Zusammenarbeit mit dem Deutschen Klimarechenzentrum (DKRZ) betrieben. Der Download der Daten im GRIB-Format (GRIdded Binary) erfolgte über das CERA WWW-Gateway und per FTP. Alle Daten wurden in voller zeitlicher Auflösung (vier tägliche Termine: 00, 06, 12, 18 UTC) verwendet. Für den gesamten ERA-40 Zeitraum von September 1957 bis August 2002 sind das 65744 Termine. Die Daten sind in Dateien über jeweils ein Kalenderjahr gegliedert. Tabelle 4.1 zeigt die heruntergeladenen Parameter und ihre Eigenschaften.

Alle Berechnungen und Manipulationen der GRIB-Dateien wurden mit CDOs (Climate Data Operators) durchgeführt (<http://www.mpimet.mpg.de/cdo/>). Dies ist eine Samm-

¹Der englische Begriff 'model level' wird in der Arbeit mit Modell-Fläche übersetzt, im Folgenden wird das an den englischen Begriff angelehnte Kürzel 'ML' als Abkürzung verwendet.

Parameter	Abkürzung	Darstellung	Auflösung	Einheit
Temperatur	T	spektral	T159, 31 Modellflächen	K
Feuchte	q	red. Gauss-Gitter	125 km	kg/kg
Log Bodendruck	LNSP	spektral	T159, 31 Modellflächen	
2m-Temperatur	T2m	red. Gauss-Gitter	125 km	K
Skin-Temperatur	SKT	red. Gauss-Gitter	125 km	K

Tabelle 4.1: Parameter, die für die Inversionsanalyse benötigt werden.

lung von Kommandozeilenwerkzeugen, die eine Vielzahl an Operatoren (Arithmetik, Statistik, Interpolation...) für GRIB- und NetCDF-Dateien bereitstellt. CDO-Befehle können ineinander verschachtelt werden und bieten so neben der Reduzierung der Rechenzeit die Möglichkeit, recht komplexe Berechnungen in Kommandozeilenbefehlen bzw. Shell-Skripten zu formulieren.

Die horizontale Auflösung des Spektralmodells ist T159. Das bedeutet eine Auflösung von $1,121^\circ$ meridional (80 Gitterpunkte von Äquator zu Pol) und $1,125^\circ$ zonal am Äquator. Im reduzierten Gauss-Gitter des ERA-40 Modellsystems nimmt die Anzahl der Gitterpunkte pro Breitenkreis zum Pol hin ab. Bei 60° sind 180 Punkte vorhanden, bei 89° (nördlichste Gitterpunkte) nur noch 18. Insgesamt wird das untersuchte Gebiet von 2761 Gitterpunkten abgedeckt. Nach der Transformation auf ein reguläres Gauss-Gitter und Begrenzung auf das Gebiet nördlich von 60° Nord erhält man ein Gitter mit 320 Punkten in Ost-West-Richtung und 27 Punkten in Nord-Süd-Richtung, also 8640 Punkten. Die Anzahl der Punkte und damit die Datenmenge verdreifacht sich dadurch nahezu. Leider war die Datenverarbeitung nur mit einem regulären Gitter möglich, so dass der höhere Rechenaufwand in Kauf genommen werden musste. Multipliziert man die Anzahl der Gitterpunkte mit der Anzahl der Termine ergeben sich über 568 Millionen analysierte Vertikalprofile (181 Millionen bei reduziertem Gauss-Gitter).

In der Vertikalen besitzt ERA-40 insgesamt 60 Niveaus, wovon das oberste in etwa 65 km Höhe (0,1 hPa) liegt. Die Vertikalauflösung ist in Bodennähe am feinsten und nimmt mit der Höhe ab. Das ERA-40 Modellsystem benutzt als Vertikaldarstellung eine Hybridkoordinate. Die Variablen T und q werden auf Hauptflächen k berechnet. Diese Hauptflächen sind benachbart durch Nebenflächen $k \pm \frac{1}{2}$, auf denen der Luftdruck P durch

$$p_{k-\frac{1}{2}} = A_{k-\frac{1}{2}} + B_{k-\frac{1}{2}} p_{\text{surf}} \quad (4.1)$$

gegeben ist. Die Koeffizienten $A_{k-\frac{1}{2}}$ und $B_{k-\frac{1}{2}}$ sind für jede Nebenfläche konstant und werden in der "Vertical Coordinate Table" (VCT) innerhalb der GRIB-Datei angegeben. Der Index $k = 1, 2, 3, \dots, 61$ bezeichnet die Hauptfläche, wobei $k = 61$ dem Bodenniveau entspricht, und p_{surf} der Bodendruck ist. In Bodennähe ist $A = 0$ und $B \rightarrow 1$, so dass die Koordinate die Eigenschaften einer geländefolgenden σ -Koordinate annimmt. In höheren Schichten wird $B = 0$ und die Hybridkoordinate geht in eine Druckkoordinate über.

Der Luftdruck auf den Hauptflächen wird linear aus den Drücken auf den Nebenflächen interpoliert:

$$p_k = \frac{1}{2}(p_{k-\frac{1}{2}} + p_{k+\frac{1}{2}}). \quad (4.2)$$

4.2 Höhe der Modell-Flächen

Wie im vorherigen Abschnitt beschrieben sind die Luftdruckwerte auf den Modell-Flächen allein eine Funktion des Bodendrucks. Bei konstantem Bodendruck hängt die geometrische Höhe der Modell-Flächen daher von der Dichteschichtung beziehungsweise von Temperatur und Feuchte der Atmosphäre ab. Unter Vernachlässigung der Vertikalbewegung lassen sich die Höhen aus der hydrostatischen Grundgleichung berechnen

$$\frac{dp}{dz} = \rho g. \quad (4.3)$$

Darin ist p der Luftdruck, z die Höhe und ρ die Luftdichte. Die Schwerebeschleunigung g ist durch die Zentrifugalkraft abhängig von der geographischen Breite ϕ und durch den Abstand zum Massenzentrum von der Höhe über der Erdoberfläche. Hinreichend genaue Werte lassen sich zum Beispiel mit folgender Formel (Möller, 1973) berechnen:

$$g(\phi, z) = 9,80616(1 - 0,0026373 \cos 2\phi - 0,0000059 \cos^2 2\phi)(1 - \pi 10^{-7} z). \quad (4.4)$$

Die Schwerebeschleunigung hat die Einheit ms^{-2} , die geographische Breite wird in Grad eingesetzt. Bei 60°N beträgt g $9,8191 \text{ ms}^{-2}$, bei 75°N $9,8285 \text{ ms}^{-2}$ und bei 90°N $9,7802 \text{ ms}^{-2}$. Da die Änderungen relativ gering sind und die Berechnung der Höhen dadurch stark vereinfacht werden kann, wird 75° als repräsentative Breite genommen und mit konstantem g gerechnet. Aus dem gleichen Grund wird g höhenkonstant angesetzt. Bei 75°N in 10 km Höhe beträgt die Schwerebeschleunigung noch $9,5197 \text{ ms}^{-2}$ und ist damit nur 3,1% geringer als am Boden.

Für jede Modell-Fläche liegen nun Werte des Drucks p , der Temperatur T und der Feuchte q vor. Die Dicke der Schicht zwischen zwei Modell-Flächen (Schichtdicke) wird durch Integration der hydrostatischen Grundgleichung berechnet. Dazu wird die Feuchte durch Verwendung der virtuellen Temperatur T_v eliminiert. Die Dichte ρ wird durch die Zustandsgleichung für ideale Gase

$$\frac{p}{\rho} = R_L T_v \quad (4.5)$$

substituiert. R_L ist die Gaskonstante für trockene Luft ($R_L = 287,05866 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$) und T_v die virtuelle Temperatur:

$$T_v = T(1 + 0,608q). \quad (4.6)$$

ML	Min	Max	Mittel	ML	Min	Max	Mittel
30	7864	12245	11076	47	1257	2074	1831
31	7214	11439	10284	48	1066	1749	1539
32	6617	10657	9540	49	893	1455	1277
33	6054	9896	8835	50	737	1191	1042
34	5537	9157	8163	51	598	957	836
35	5061	8440	7519	52	476	753	655
36	4619	7749	6900	53	371	577	501
37	4207	7083	6306	54	280	428	371
38	3821	6444	5736	55	204	306	265
39	3456	5834	5192	56	142	208	180
40	3113	5253	4674	57	92.3	132	114
41	2791	4703	4183	58	54.3	76.6	66.2
42	2489	4184	3720	59	26.3	37.3	32.2
43	2206	3696	3285	60	7.4	10.7	9.2
44	1941	3240	2878	61	2	2	2
45	1695	2818	2500	62	0	0	0
46	1467	2430	2151				

Tabelle 4.2: Höhen der Modell-Flächen in Meter. Mittel über das Gesamtgebiet für ein Jahr (1999).

Die hydrostatische Grundgleichung bzw. barometrische Höhenformel hat dann die Form:

$$h = H_1 - H_0 = \frac{R_L}{g} \overline{T}_v \ln \frac{P_0}{P_1}. \quad (4.7)$$

P_1 bezeichnet den Druck auf der oberen Modell-Fläche, P_0 den auf der unteren. \overline{T}_v ist die mittlere Virtuelltemperatur der Schicht. Verwendet wird hier das arithmetische Mittel zwischen der Virtuelltemperatur der oberen und der unteren Modell-Fläche. Dies ist eine Vereinfachung, da die Temperatur normalerweise nicht linear mit der Höhe abnimmt. Der Fehler ist allerdings gering, da schrittweise von Schicht zu Schicht integriert wird und daher die Virtuelltemperatur immer wieder angepasst wird. Für die unterste Schicht vom Boden zur ersten Modell-Fläche wurde die Virtuelltemperatur der ersten Modell-Fläche verwendet.

Als Abkürzung für Höhe wird h anstelle von z eingeführt, da es sich nicht um die wahre geometrische Höhe über der Oberfläche handelt. Die Höhe h ist wegen der Verwendung einer festen Schwerebeschleunigung mit der geopotentiellen Höhe vergleichbar.

In Tabelle 4.2 sind die über ein Jahr (1999) gemittelten Höhen der Modell-Flächen dargestellt. Das angegebene Minimum und Maximum ist jeweils der kleinste oder größte Wert, der im gesamten Jahr und im gesamten Gebiet auftritt. Die Flächen 61 und 62 sind

keine echten Modell-Flächen sondern entsprechen der Höhe der 2m-Temperatur und der Skin-Temperatur.

Für die statistische Auswertung der Inversionsdaten wurden, wie weiter unten beschrieben wird, nur Inversionen berücksichtigt, deren Basis unterhalb von 3000 m liegen. Die Auswertung zeigt, dass die Inversionshäufigkeit oberhalb von 3000 m deutlich unter 1% liegt. Erst im Höhenbereich um 10 km treten Inversionen wieder mit signifikanter Häufigkeit auf. Diese stehen jedoch im Zusammenhang mit der Tropopause und sind in dieser Arbeit nicht von Interesse.

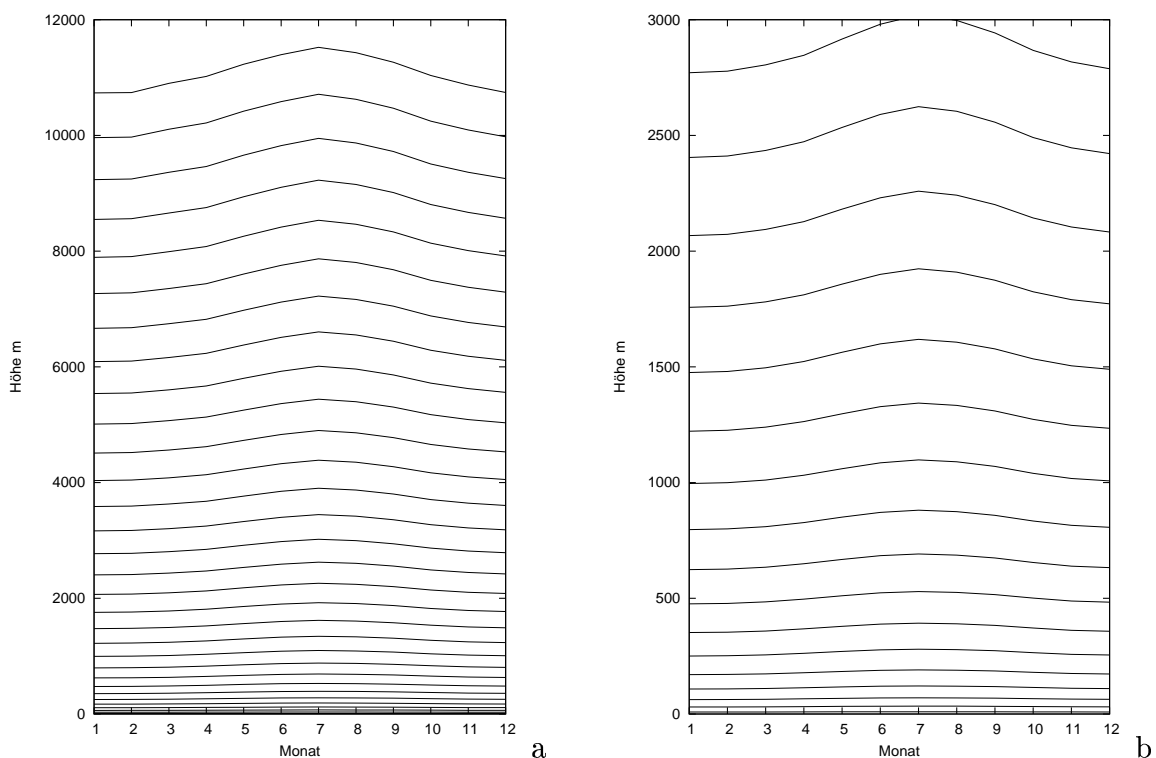


Abbildung 4.1: (a) alle Modell-Flächen; (b) Modell-Flächen bis 3000 m

Abbildung 4.1 zeigt die Höhenverteilung der Modell-Flächen im Jahresgang (1999) gemittelt über das gesamte Gebiet. Man erkennt, dass die Schichtdicken in den warmen Sommermonaten größer sind als im Winter. Außerdem sieht man den zunehmenden Abstand der Flächen mit der Höhe.

Da die Vertikalkoordinate vom Bodendruck abhängt, ändern sich die Höhen und Abstände der Modell-Flächen auch mit der Topographie. Der überwiegende Anteil des untersuchten Gebietes liegt auf Meeressniveau. Alle höheren Gebirgszüge (Alaska, Ost-Sibirien) liegen südlich von 70° Nord (siehe Abbildung 4.3). Eine absolute Ausnahmestellung hat das grönländische Eisschild, das fast über seine gesamte Nord-Süd-Erstreckung (60°-85°N)

über 2000 m hoch ist. Abbildung 4.2 zeigt einen Zonalschnitt um den 75. Breitenkreis. Die Geländehöhe (Geopotential/g) ist zu den Modell-Flächen-Höhen addiert.

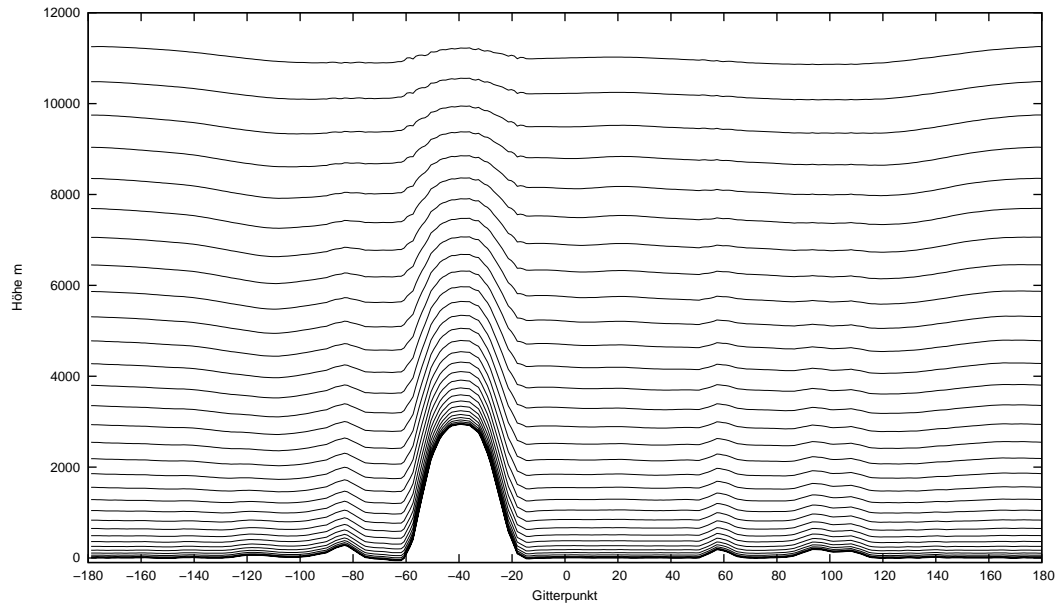


Abbildung 4.2: Zonalschnitt.

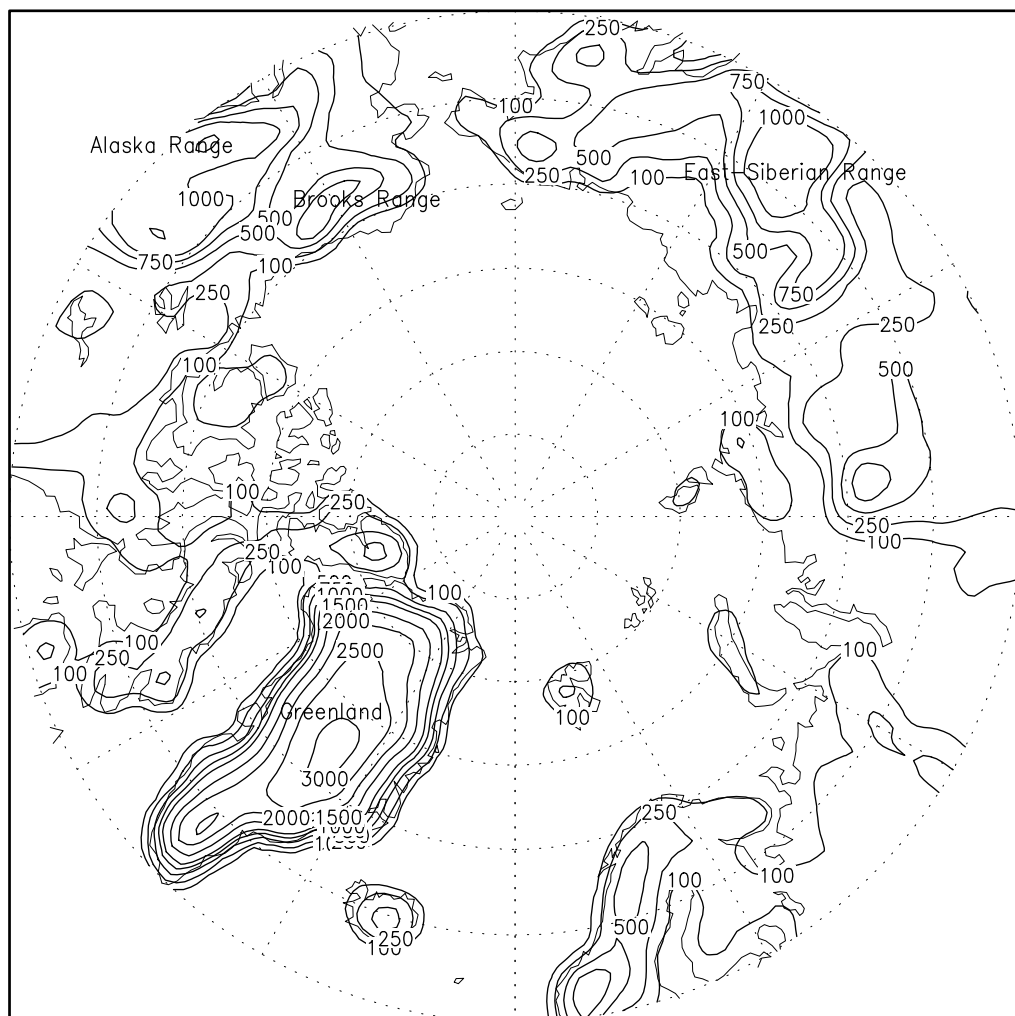


Abbildung 4.3: Geländehöhen in Meter aus ERA-40. Höhenlinien nicht äquidistant.

4.3 Inversionsanalyse

Für die Inversionsanalyse wurde der in Kapitel 2 beschriebene Algorithmus von Kahl (1990) angewendet. Die Temperaturwerte auf den Modell-Flächen wurden von unten nach oben miteinander verglichen und an den gefunden Inversionsunter- und -obergrenzen wurden Höhe, Temperatur und Feuchte registriert. Die Inversionserkennung beschränkte sich auf bis zu drei übereinanderfolgende Inversionen. Die Analyse wurde mit drei unterschiedlichen unteren Randbedingungen durchgeführt. Als unterstes Temperaturniveau wurde

- 1) die unterste Modell-Fläche (ML),
- 2) die 2m-Temperatur (ML_2m) und
- 3) die Skin-Temperatur (ML_2m_skt) verwendet².

Der Algorithmus zur Inversionsanalyse wurde relativ simpel gehalten. Zum Beispiel wurde darauf verzichtet, quasi-isotherme Schichten zu berücksichtigen, da man dafür einen Grenzwert für den Temperaturgradienten recht willkürlich festlegen müsste. Auch das bei Kahl (1990) verwendete Kriterium, dass Schichten mit negativem Temperaturgradienten, die in eine Inversion eingebettet und flacher als 100 m sind, ignoriert werden, wurde nicht angewendet. Dieser Fall ist auch nur in den untersten Schichten denkbar, da mindestens ab der sechsten Modell-Fläche der Vertikalabstand mehr als 100 m beträgt.

Abbildung 4.4 zeigt ein leicht modifiziertes Temperaturprofil aus dem ERA-40 Datensatz. Jede Markierung auf dem Profil entspricht einer Modell-Fläche. Man sieht die nach oben hin abnehmende Vertikalauflösung. Das Temperaturprofil zeigt eine Bodeninversion, eine abgehobene Inversion und eine Inversionsuntergrenze in großer Höhe.

In einem Profil wurden bis zu 3 Inversionen erkannt und aufgezeichnet. Bei 31 bis 33 untersuchten Temperaturniveaus erschien eine höhere Anzahl von Inversionen als die Ausnahme. Diese Annahme hat sich bei der Auswertung der Inversionshäufigkeit bestätigt. In der Version ML treten in 3,4% der Profile drei Inversionen auf. Da die obersten analysierten Niveaus mit circa 10 Kilometer Höhe bereits im Bereich der Tropopause liegen, wurde eine Bedingung eingebaut, damit die Tropopause möglichst selten als Inversionsuntergrenze erkannt wird. Dazu werden Inversionsuntergrenzen nur dann abgespeichert, wenn dazu auch eine entsprechende Inversionsobergrenze existiert. Die IUG3 in Abbildung 4.4 wird also verworfen.

Der Programmausschnitt 4.1 zeigt den Teil des Fortran-Programms, der den Algorithmus zur Inversionserkennung enthält. Für einen bestimmten Termin liegen die Temperatur, die Feuchte und die Höhe auf zwei benachbarten Modell-Flächen vor. Gleichzeitig ist zu diesem Termin und dem jeweiligen Punkt bekannt, ob im untersuchten Profil bereits eine Inversionsuntergrenze (IUG) oder Inversionsobergrenze (IOG) existiert. Ist zum Beispiel eine erste Untergrenze vorhanden, so existiert auch schon ein Temperaturwert

²Die Kürzel ML, ML_2m und ML_2m_skt werden in der Folge für die drei Versionen mit unterschiedlichen untersten Niveaus verwendet.

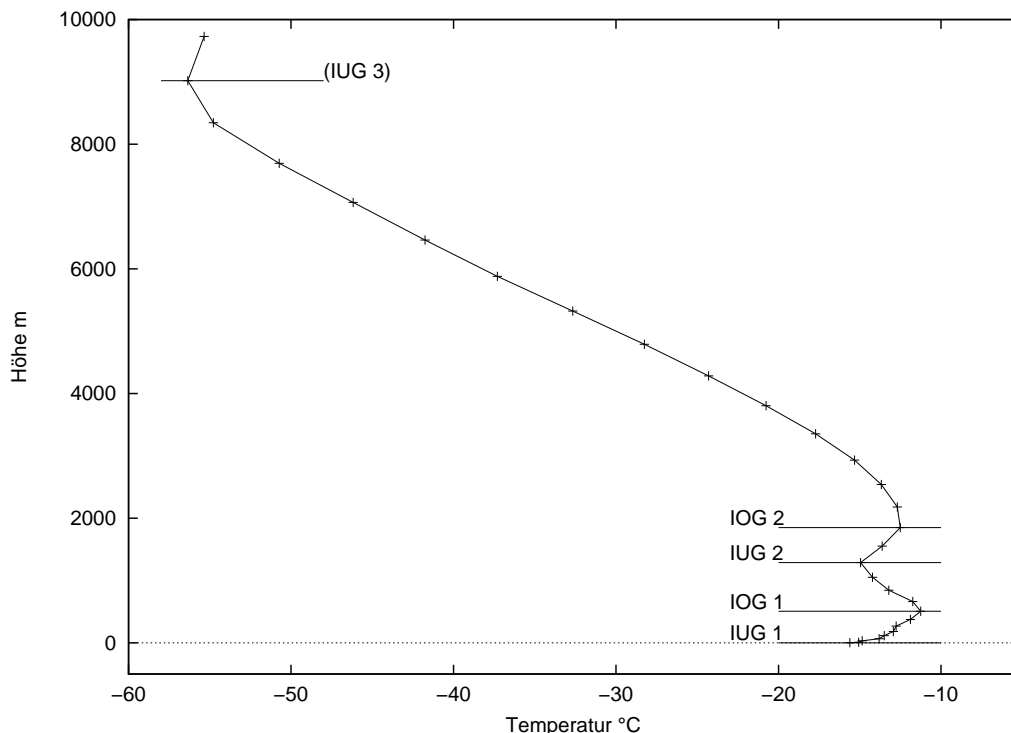


Abbildung 4.4: Profil zur Demonstration der Inversionsanalyse.

(T_{invbas1}) an dieser Stelle³.

Das Programm startet mit der untersten (T_{low}) und zweituntersten (T_{up}) Modellfläche, vergleicht deren Temperatur und registriert gegebenenfalls eine IUG oder IOG. Liegt eine IUG oder IOG vor, werden Temperatur, Feuchte und Höhe registriert. Im nächsten Schritt wird die zweitunterste mit der drittuntersten Schicht verglichen, und so weiter, bis das gesamte Profil abgearbeitet ist. Beim Vergleich der Temperatur gibt es zwei Möglichkeiten. Die Temperatur der unteren Fläche ist höher als die der oberen Fläche oder umgekehrt. Der Fall, dass die Temperatur auf beiden Flächen gleich ist, wird nicht berücksichtigt. Ist die Temperatur der unteren Fläche niedriger als die der oberen ($T_{\text{low}} < T_{\text{up}}$), so liegt nur dann eine Inversionsbasis vor, wenn nicht schon eine solche existiert ($T_{\text{invbas}} == \text{miss}$). Im Fall, dass die Temperatur mit der Höhe abnimmt ($T_{\text{low}} > T_{\text{up}}$) besteht nur genau dann eine Inversionsobergrenze, wenn bereits eine Inversionsuntergrenze ($T_{\text{invbas}} \neq \text{miss}$) und noch keine Inversionsobergrenze ($T_{\text{invtop}} == \text{miss}$) vorhanden ist. Für die Erkennung der zweiten und dritten Inversion kommen dann noch die Bedingungen hinzu, die fordern, dass die jeweils darunter liegenden Inversionen bereits existieren.

³Die Abkürzungen 'invbas' und 'invtop' beziehen sich auf die englischen Begriffe 'inversion base' für Inversionsuntergrenze und 'inversion top' für Inversionsobergrenze.

Listing 4.1: Code-Ausschnitt mit Inversionsdetektion

```

596 ! first inversion
597 gradient1:WHERE ( T_low < T_up .AND. T_invbas1 == miss )
598   T_invbas1 = T_low
599   H_invbas1 = H_low
600   Q_invbas1 = Q_low
601 ELSEWHERE ( T_low > T_up .AND. T_invtop1 == miss   &
602             .AND. T_invbas1 /= miss )
603   T_invtop1 = T_low
604   H_invtop1 = H_low
605   Q_invtop1 = Q_low
606 END WHERE gradient1
607
608 ! second inversion, if present
609 gradient2:WHERE ( T_low < T_up .AND. T_invbas2 == miss   &
610                 .AND. T_invtop1 /= miss )
611   T_invbas2 = T_low
612   H_invbas2 = H_low
613   Q_invbas2 = Q_low
614 ELSEWHERE ( T_low > T_up .AND. T_invtop2 == miss   &
615             .AND. T_invbas2 /= miss   &
616             .AND. T_invtop1 /= miss   &
617             .AND. T_invbas1 /= miss )
618   T_invtop2 = T_low
619   H_invtop2 = H_low
620   Q_invtop2 = Q_low
621 END WHERE gradient2
622
623 ! third inversion, if present
624 gradient3:WHERE ( T_low < T_up .AND. T_invbas3 == miss   &
625                 .AND. T_invtop1 /= miss   &
626                 .AND. T_invtop2 /= miss )
627   T_invbas3 = T_low
628   H_invbas3 = H_low
629   Q_invbas3 = Q_low
630 ELSEWHERE ( T_low > T_up .AND. T_invtop3 == miss   &
631             .AND. T_invbas3 /= miss   &
632             .AND. T_invtop2 /= miss   &
633             .AND. T_invbas2 /= miss   &
634             .AND. T_invtop1 /= miss   &
635             .AND. T_invbas1 /= miss )
636   T_invtop3 = T_low
637   H_invtop3 = H_low
638   Q_invtop3 = Q_low
639 END WHERE gradient3

```

Als Ergebnis erhält man für jede der drei möglichen Inversionen jeweils eine Datei mit den Werten der Temperatur, Feuchte und Höhe an der Inversionsuntergrenze und Inver-

sionsobergrenze. Diese Dateien enthalten also nur dort Werte, wo Inversionen vorhanden sind, alle anderen Punkte haben keinen Wert (missing value).

Als eine Schwäche ist vielleicht zu betrachten, dass bei einem solchen objektiven Algorithmus schon eine sehr kleine Temperaturdifferenz als Ober- oder Untergrenze einer Inversion registriert wird. Bei subjektiver Betrachtung, zum Beispiel hinsichtlich der Stabilitätsverhältnisse, würde man eventuell andere Inversionsgrenzen markieren. Andererseits wird hier die Definition einer Inversion strikt umgesetzt und es entsteht kein subjektiver Interpretationsspielraum.

4.4 Weiterverarbeitung

Aus den von der Inversionsanalyse gelieferten Parametern wurden weitere abgeleitete Größen gebildet. Die Differenz aus der Höhe der IOG und Höhe der IUG ist die Inversionsdicke. Die Temperaturdifferenz zwischen IOG und IUG ist die Inversionsstärke. Außerdem wurde ausgewertet, welche Inversionen im jeweils niedrigsten analysierten Niveau ihre Untergrenze haben. Diese Inversionen wurden als Bodeninversionen markiert. Für die Bodeninversionen wurden ebenfalls Dicke und Stärke berechnet.

Folgende Übersicht listet alle Parameter auf, die in einzelnen Dateien vorliegen. Die Abkürzung [123] zeigt an, dass es je eine Datei für die erste, zweite und dritte Inversion gibt. Das Kürzel 'lec3k' (lower equal constant 3000) bedeutet, dass diese Dateien nur Inversionen enthalten, deren Inversionsbasis nicht höher als 3000 Meter liegt.

```
H_invas[123]_all_ML lec3k.grb
H_invas_top[123]_all_ML lec3k.grb
H_sfc_invas_top_all_ML.grb
Q_invas[123]_all_ML lec3k.grb
Q_invas_top[123]_all_ML lec3k.grb
Q_sfc_invas_all_ML.grb
Q_sfc_invas_top_all_ML.grb
strength[123]_all_ML lec3k.grb
strength_sfc_invas_all_ML.grb
thickness[123]_all_ML lec3k.grb
thickness_sfc_invas_all_ML.grb
thickness_sfc_invas_ground_all_ML.grb
T_invas[123]_all_ML lec3k.grb
T_invas_top[123]_all_ML lec3k.grb
T_sfc_invas_all_ML.grb
T_sfc_invas_top_all_ML.grb
```

Die Datei `thickness_sfcinv_ground_all_ML.grb` enthält die Inversionsdicke mit einem Aufschlag für die Höhe zwischen Boden und unterster Modell-Fläche. Man erhält also die Dicke einer Bodeninversion, die am tatsächlichen Bodenniveau beginnen würde.

Dieser Datensatz umfasst ungefähr 14 Gigabyte (GB) an Daten. Nimmt man `ML_2m` und `ML_2m_skt` hinzu, sind es 38 GB. Die Dateien beinhalten alle Termine des ERA-40 Zeitraums. Der gleiche Datensatz mit Inversionen in allen untersuchten Höhen ist ebenfalls archiviert. Außerdem sind die berechneten Höhen der 31 Modell-Flächen für das untersuchte Gebiet abgespeichert und für weitere Untersuchungen verfügbar (ca. 35 GB).

Die Weiterverarbeitung der Inversionsdaten erfolgte fast ausschließlich mit Hilfe der CDOs. Monats- und Saisonalmittel wurden mit den Operatoren `monmean` und `seasmean` gebildet. Die Mittelung über alle Jahre erfolgte mit `ymonmean` und `yseasmean`. Da die Gitterpunktdichte zum Pol hin zunimmt und einzelne Punkte daher verschieden große Flächen repräsentieren, wurden flächengewichtete Mittel mit `fldmean` berechnet. Weitere Details zur Verarbeitung werden im folgenden Kapitel zusammen mit den Ergebnissen dargestellt.

5 Ergebnisse

Wie in Kapitel 4 beschrieben, wurde die Inversionanalyse mit unterschiedlichen untersten Temperaturniveaus (ML, ML_2m, ML_2m_skt) durchgeführt. Im Folgenden werden die Ergebnisse nicht überall für alle drei Versionen separat dargestellt. Dort, wo deutliche Unterschiede auftreten, wird darauf eingegangen, ansonsten wird ML_2m benutzt. Die in Kapitel 2 vorgestellten Arbeiten zur arktischen Inversion verwenden überwiegend Radiosondenmessungen und die Oberflächentemperatur wird dort in der Regel nicht berücksichtigt. Die Version ML_2m erscheint daher für einen Vergleich am besten geeignet.

In jedem untersuchten Vertikalprofil wurden bis zu drei übereinander liegende Inversionen registriert. In der weiteren Auswertung werden alle gefundenen Inversionen berücksichtigt. Aus den in Abschnitt 2.4 genannten Arbeiten geht meist nicht hervor, ob zu jedem Termin nur eine oder mehrere Inversionen ausgewertet wurden.

5.1 Inversionshäufigkeit

Zu jedem Zeitschritt und für jeden Gitterpunkt liegt die binäre Information 'Inversion vorhanden = 1' oder 'keine Inversion vorhanden = 0' vor. Daraus wurde für jeden Punkt das zeitliche Mittel über den Gesamtzeitraum beziehungsweise für Monate oder Jahreszeiten gebildet. Das Ergebnis kann als Häufigkeit oder Eintrittswahrscheinlichkeit interpretiert werden. Häufigkeiten für bestimmte Untermengen (Höhenklassen, geographische Bereiche) wurden auf dieselbe Weise errechnet.

5.1.1 Inversionshäufigkeit im gesamten Gebiet

Gemittelt über das gesamte Gebiet und über den gesamten ERA-40 Zeitraum existiert zu 79,1% der Termine eine Inversion. Nimmt man für die Analyse die 2m-Temperatur und auch die Skin-Temperatur als Temperaturniveaus hinzu, steigen die Werte auf 88,8% bzw. 93,3%. Die zeitlichen und regionalen Unterschiede sind durch die Mittelung natürlich verwischt, doch die Werte zeigen die Bedeutung der Temperaturinversion im arktischen Klimasystem.

Die Häufigkeit, dass in einem Profil eine zweite oder dritte Inversion erkannt wird, ist

relativ gering. Drei Inversionen treten nur in 3,4%, 8,3% und 13,1% der Fälle auf (Tabelle 5.1). Bezogen auf die ERA-40 Daten ist der Grund dafür die geringe Vertikalaufösung, die eine feinere Struktur des Temperaturprofils nicht wiedergeben kann. Fälle mit drei Inversionen bestehen wahrscheinlich meistens aus einer bodennahen oder aufliegenden Inversion, einer abgehobenen Inversion in mehreren hundert Metern Höhe und einer dritten Inversion bei etwa 10 km im Tropopausenniveau.

	ML	ML_2m	ML_2m_skt
1 Inversion	79,1	88,8	93,3
2 Inversionen	23,4	44,7	57,4
3 Inversionen	3,4	8,3	13,1
Bodeninversion	34,2	61,2	48,2

Tabelle 5.1: Inversionshäufigkeit für das gesamte Gebiet und den gesamten Zeitraum. Angaben in Prozent.

Die Zunahme der Inversionshäufigkeit bei den Varianten ML_2m und ML_2m_skt lässt schließen, dass viele zusätzliche Inversionen in den untersten Niveaus auftreten. Die größte Häufigkeit von Bodeninversionen existiert im Fall ML_2m, und nicht, wie auf den ersten Blick zu vermuten wäre, bei ML_2m_skt. Auf diese Unterschiede und Zusammenhänge wird im Abschnitt 5.1.3 eingegangen.

Im Vorgriff auf die Ergebnisse in Abschnitt 5.1.2 ist in Tabelle 5.2 die Häufigkeit für Inversionen, deren Inversionsuntergrenze (IUG) nicht höher als 3000 m liegt, aufgelistet. Die Inversionsanalyse wurde für einen Höhenbereich bis etwa 10 km durchgeführt. Von 3000 m bis 6000 m Höhe treten nahezu keine Inversionen auf, und die darüber registrierten Inversionen stellen in den meisten Fällen die Tropopause dar.

	ML	ML_2m	ML_2m_skt
1 Inversion	75,1	86,7	92,1
2 Inversionen	18,1	39,3	52,2
3 Inversionen	2,0	5,1	9,1
Bodeninversion	34,2	61,2	48,2

Tabelle 5.2: Inversionshäufigkeit für das gesamte Gebiet und den gesamten Zeitraum. Nur Inversionen mit IUG unter 3000 m. Angaben in Prozent.

Für die Ergebnisse in den folgenden Kapiteln wurden nur Inversionen berücksichtigt, deren Inversionsuntergrenze nicht höher als 3000 m liegt. Die Inversionsobergrenze kann aber dennoch in den darüber liegenden Niveaus sein, so dass zu Beispiel Inversionsdicken, die mehr als 3000 m betragen, vorkommen können.

5.1.2 Inversionshäufigkeit nach Höhenklassen der Inversionsuntergrenze

Die Inversionshäufigkeit wurde für bestimmte Höhenintervalle berechnet. Dazu wurden die Höhen der Inversionsuntergrenze (IUG) in Klassen eingeteilt und für diese dann die jeweilige Häufigkeit ermittelt. Die Klasseneinteilung ist relativ willkürlich und ist nur grob an der Vertikalaufösung der ERA-40 Daten orientiert. In der Klasse '0-20 m' (bzw. '2-20 m' in 5.2) können nur Inversionen erscheinen, deren IUG im untersten Modell-Level liegt, da die Höhe des zweiten Modell-Level in jedem Fall über 20 m beträgt. Aus der gleichen Überlegung folgt, dass in der Klasse '20-50 m' nur Inversionen mit IUG im zweituntersten Modell-Level liegen können (siehe Tabelle 4.2). Für die darüber liegenden Klassen ist diese Zuordnung nicht mehr möglich. Werden die 2m-Temperatur und die Skin-Temperatur mit einbezogen, dann kommen die diskreten Höhenklassen '0 m' und '2 m' hinzu.

Für die Darstellung in Abbildung 5.1 wurden außerdem die Häufigkeiten für eine erste, zweite oder dritte detektierte Inversion addiert. Es handelt sich um jahreszeitliche Mittelwerte¹ für den gesamten ERA-40 Zeitraum über das gesamte untersuchte Gebiet. Man erkennt die große Häufigkeit sehr niedriger Inversionen und eine Häufung um den Höhenbereich von 100 bis 400 m. Im Bereich von 2 km bis 6 km werden fast keine Inversionen aufgefunden. Erst darüber treten wieder signifikante Häufigkeiten auf, die aber, wie oben bereits angesprochen, bereits die Tropopause darstellen könnten.

Der Vergleich zwischen den Jahreszeiten zeigt zum Teil deutliche Unterschiede. Niedrige Inversionen, sowohl im Bodenbereich (2-20 m) als auch etwas abgehoben (100-400 m) sind in den kalten Jahreszeiten häufiger. Im Frühjahr und Sommer kommen die abgehobenen Inversionen in größeren Höhen (400-2000 m) etwas öfter vor.

In Abbildung 5.2 erscheinen nur noch die Häufigkeiten für Inversionen mit Untergrenzen unterhalb von 3000 m. Außerdem sind hier die 2m-Temperatur und die Skin-Temperatur berücksichtigt, so dass die Höhenklassen '0 m' und '2 m' hinzukommen. An den Verhältnissen in den oberen Niveaus ändert sich nichts, aber das Bild in Bodennähe ist differenzierter. Nur etwa 10% der Inversionen kommen zwischen 2 und 20 m vor. Die größte Inversionshäufigkeit findet sich im Bodenniveau und bei 2 m. Die Inversionshäufigkeit ist deutlich höher, als in der oberen Abbildung für den Bereich '0-20 m'. Das bedeutet, dass zahlreiche Inversionen nur in den untersten Schichten existieren und sich nicht in die Höhen der Modell-Level bei 10, 30 oder 60 m fortsetzen. Eine genauere Betrachtung dieser flachen niedrigen Inversionen folgt im nächsten Abschnitt.

Beachtenswert ist weiterhin, dass im Sommer über 80%² der Zeit eine Inversion mit Basis in 0 oder 2 m Höhe existiert. Zwar wurde über das gesamte Gebiet (Land, See und

¹Die Jahreszeiten sind wie üblich aufgeteilt. Winter: DJF; Frühjahr: MAM; Sommer: JJA; Herbst: SON

²Das Addieren der Häufigkeiten von Inversionen mit IUG in 0 und 2 m ist erlaubt, da ausgeschlossen ist, dass beide Niveaus gleichzeitig die IUG bilden.

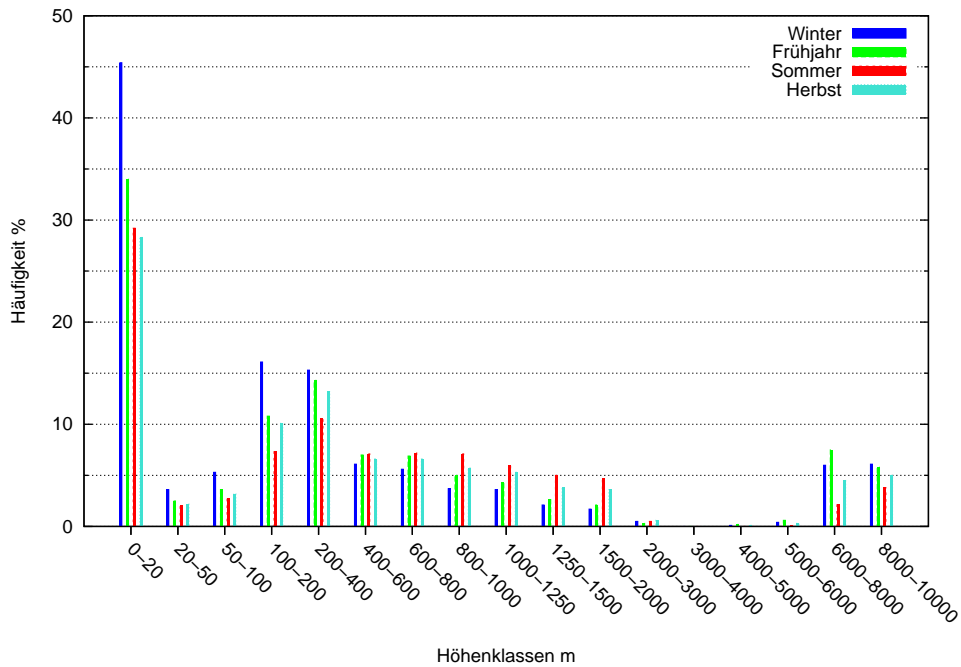


Abbildung 5.1: Inversionshäufigkeit nach Höhenklassen. Nur Modell-Level (ML).

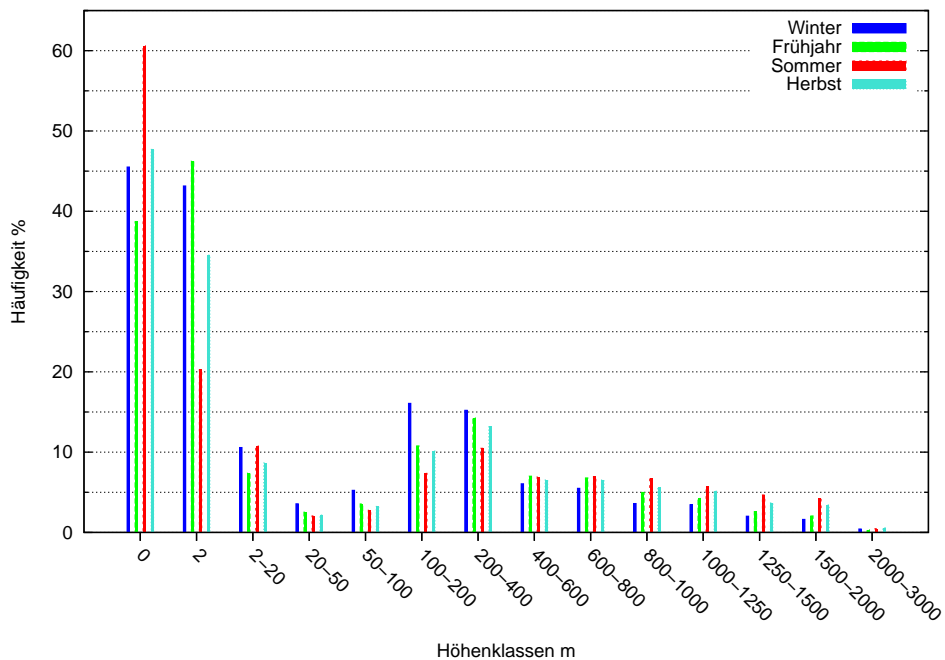


Abbildung 5.2: Inversionshäufigkeit nach Höhenklassen unterhalb 3000 m. Klassen '0 m' und '2 m' entsprechen Bodeninversionen in ML_2m_skt bzw. ML_2m.

Meereis) sowie über Tag und Nacht gemittelt und der Anteil der Landfläche, die sich erwärmen kann, ist nicht dominant. Zumindest wäre erwartet worden, dass der Unterschied zwischen Sommer und Winter deutlicher ausfällt. Aufschluss über die Hintergründe wird der Jahresgang und die Betrachtung der regionalen Verteilung bringen.

5.1.3 Häufigkeit von niedrigen Inversionen

Aus den beiden vorherigen Abschnitten geht hervor, dass man unterschiedliche Inversionshäufigkeiten erhält, je nachdem welche Modell-Fläche als unterstes Temperaturniveau verwendet wird. Dies muss berücksichtigt werden, wenn die ERA-40 Daten mit anderen Ergebnissen verglichen werden sollen. Bei Radiosondenmessungen wird als unterstes Niveau in der Regel die am Startort gemessene Lufttemperatur verwendet. Unsicherheiten entstehen, wenn Radiosonde und Thermometer nicht gegeneinander kalibriert sind, oder wenn der Radiosondenempfang gestört ist, und erste Registrierungen erst aus größeren Höhen stammen. Hinzu kommt die Trägheit des Temperatursensors, die eine exakte Zuordnung von Temperatur und Höhe erschwert.

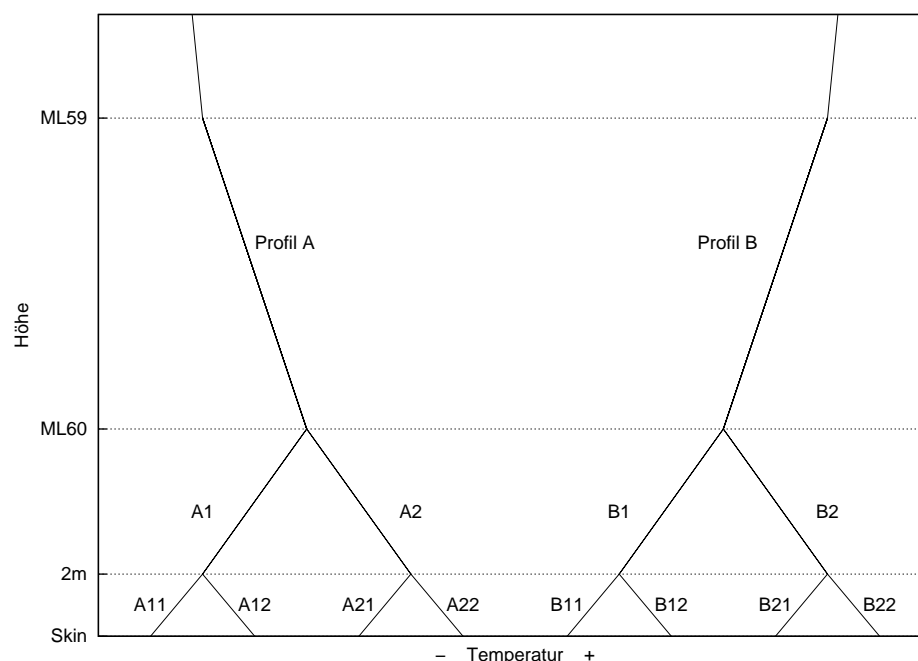


Abbildung 5.3: Mögliche Profilverläufe bei unterschiedlichen untersten Temperaturniveaus.

Auch die Verlässlichkeit der ERA-40 Daten muss hinterfragt werden. Die Berechnung der 2m-Temperatur nach dem in Kapitel 3 genannten Verfahren hat eine begrenzte Genauigkeit und hängt außerdem von der Oberflächentemperatur ab. Diese wiederum entstammt

der Berechnung der Oberflächenenergiebilanz und wird von einer Reihe von Faktoren beeinflusst. Eine Fehlerquelle ist die ungenaue Kenntnis der Eisbedeckung.

Eine schematische Übersicht der möglichen Temperaturverläufe in den untersten drei Modell-Schichten zeigt Abbildung 5.3. Ein isothermer Temperaturverlauf wurde ausgeschlossen, da dieser Fall in der Inversionsanalyse nicht berücksichtigt wurde. Aus den zwei möglichen Temperaturverläufen der Version ML entstehen bei Hinzunahme der 2m-Temperatur vier mögliche Temperaturprofile. Im Fall A1 liegt eine flache Temperaturinversion vor, die sich nur über wenige Meter erstreckt. Die Häufigkeit für diesen Fall beträgt 36,4%. Das Profil B2 stellt eine flache Schicht mit normalem Temperaturgradienten unterhalb einer Inversion dar. Die Häufigkeit beträgt 18,3%.

Nimmt man die Oberflächentemperatur hinzu, ergeben sich acht verschiedene Profile. Interessant sind hier die Fälle, in denen der Temperaturgradient im Vergleich zu ML_2m ändert. In den Fällen A12 und B12 existieren flache Schichten mit negativem Gradient unter einer Inversion. Die Häufigkeiten sind 16,0% und 9,0%. Die beiden Fälle A12 und B12 sind flache Bodeninversionen, die nur von der Oberfläche bis 2 m Höhe reichen. Zusammen haben sie eine Häufigkeit von 36,0%.

	A	B	A1	B2	A21	B21	A12+B12
ML	65,8	34,2					
ML_2m			36,4	18,3			
ML_2m_skt					16,0	9,0	36,0

Tabelle 5.3: Inversionshäufigkeit für bestimmte Sonderfälle. Angaben in Prozent.

Für Inversionen, die sich nur über die jeweils unterste untersuchte Schicht erstrecken, wurden die Inversionsstärken berechnet. Im Fall ML sind das Inversionen zwischen der untersten (ML60) und zweituntersten (ML59) Modell-Fläche. Die Dicke beträgt entsprechend der Höhendifferenz ungefähr 20 m. Im Fall ML_2m erstreckt sich die Inversion von 2 m zur untersten Modell-Fläche und ist etwa 10 m dick. Bei ML_2m_skt ist der Abstand zwischen Oberfläche und 2m-Niveau konstant.

Die Monatsmittelwerte der Inversionsstärke für die jeweilige Schicht sind in Tabelle 5.4 aufgelistet. Im Fall ML liegt die mittlere Inversionsstärke bei 0,03°C, das entspricht etwa 0,15°C pro 100 m. Die angegebenen Maxima sind die absoluten Maxima des gesamten Zeitraums und Gebiets. Aussagekräftiger sind die 99er Perzentile. Von allen in der betreffenden Schicht registrierten Inversionen haben 99% eine Stärke unterhalb des angegebenen Wertes.

Der Vergleich zwischen ML und ML_2m zeigt, dass obwohl die Schicht dünner ist, die Inversionsstärke deutlich höher ist. Ein Mittelwert von 0,5°C für ML_2m entspricht etwa 5°C/100m. Die Maximalwerte sind allerdings geringer als bei ML. Noch höhere Inversionsstärken treten in der Schicht zwischen Oberfläche und 2m-Niveau auf. Extremwerte

	ML			ML_2m			ML_2m_skt		
	Mittel	Max.	P99	Mittel	Max	P99	Mittel	Max	P99
Januar	0.028	24.9	13.0	0.579	10.8	7.1	0.706	42.1	33.7
Februar	0.029	29.2	11.7	0.596	11.3	7.5	0.700	42.7	28.0
März	0.033	26.8	9.9	0.669	12.0	7.2	0.551	39.3	25.7
April	0.034	19.7	4.5	0.711	10.5	6.3	0.581	31.9	22.8
Mai	0.035	13.7	5.6	0.630	11.6	5.9	0.713	24.8	17.5
Juni	0.035	13.7	5.1	0.470	11.2	6.6	0.758	22.5	14.9
Juli	0.034	15.8	4.2	0.305	9.4	6.4	0.910	23.4	16.5
August	0.033	16.1	6.4	0.315	9.4	6.2	0.776	22.2	12.7
September	0.032	21.9	4.5	0.374	11.5	5.7	0.710	26.9	12.6
Oktober	0.037	25.7	8.8	0.558	11.6	7.9	0.675	39.9	29.3
November	0.033	24.9	12.9	0.630	11.9	8.6	0.653	47.1	37.4
Dezember	0.029	24.6	14.3	0.595	14.1	7.0	0.683	43.3	33.7

Tabelle 5.4: Stärke von Inversionen in der jeweils untersten untersuchten Schicht. 'Mittel': Mittelwert über gesamtes Gebiet und gesamten Zeitraum. 'Max': absolutes Maximum insgesamt. 'P99': Perzentil 99.

von über 40°C erscheinen unrealistisch.

Zur genaueren Beurteilung müsste noch die räumliche Verteilung der flachen Inversionen betrachtet werden. Starke Temperaturgegensätze zwischen Oberfläche und bodennahen Luftschichten treten gerade in der Arktis häufig auf. Interessant ist herauszufinden, unter welchen Bedingungen die Abkühlung nur auf die untersten Niveaus, gerade zwischen Oberfläche und 2m-Niveau, beschränkt ist. Außerdem sollte untersucht werden, ob solche Bedingungen immer realistisch sind oder auf die Besonderheiten der Reanalyse zurückzuführen sind.

5.1.4 Jahresgang

Belmont (1957) und Vowinckel und Orvig (1970) haben bereits gezeigt, dass die Inversionshäufigkeit im Bereich des Arktischen Ozeans einen ausgeprägten Jahresgang zeigt. Die Häufigkeit sowohl von Bodeninversionen als auch von abgehobenen Inversionen ist dort in den Wintermonaten am höchsten. Die Minima treten in Juni und Juli auf.

Dieser Jahresgang zeigt sich auch in der gesamten Arktis, allerdings ist die Ausprägung unterschiedlich. Die Jahresgänge der Häufigkeit von abgehobenen Inversionen und Bodeninversionen für verschiedene Breitenbereiche zeigen die Abbildungen 5.4 bis 5.6. Durch die Verwendung verschiedener unterster Temperaturniveaus ergeben sich zusätzlich deutliche Unterschiede.

Allen Varianten ist gemeinsam, dass die Inversionshäufigkeit in den Wintermonaten über 90% liegt, zum Teil sogar 100% erreicht. Einzige Ausnahme ist der Bereich 60°-70°N in der Version ML. In diesem Bereich sorgt in erster Linie der nordatlantische Sektor für niedrige Inversionshäufigkeiten. Erkennbar ist auch der rasche Übergang von winterlichen zu sommerlichen Bedingungen und der langsame Übergang zurück zu Winterbedingungen.

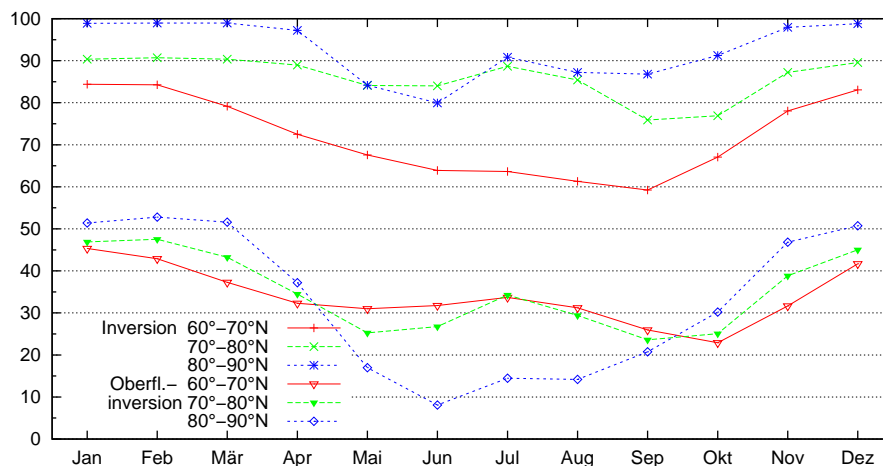


Abbildung 5.4: Mittlerer Jahrgang der Inversionshäufigkeit. ML.

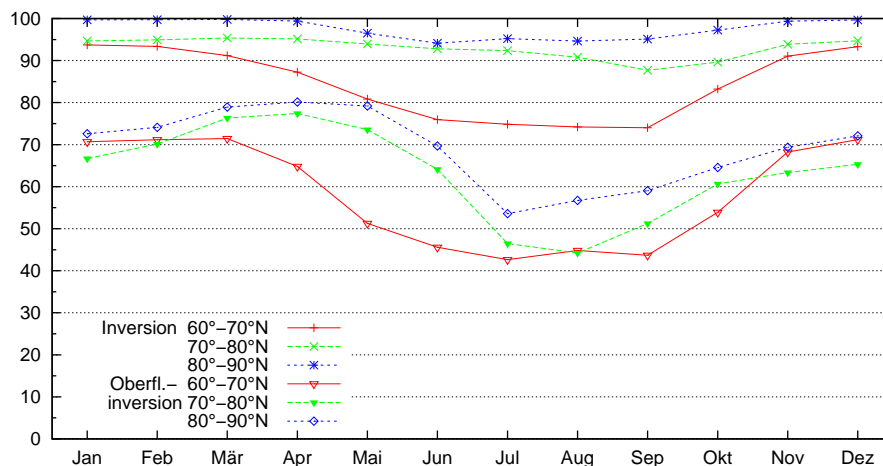


Abbildung 5.5: Mittlerer Jahrgang der Inversionshäufigkeit. ML_2m.

Auffällig ist das Maximum von Bodeninversionen in Variante ML_2m_skt im Sommer, das sich in den anderen Fällen nicht zeigt und daher in direktem Zusammenhang mit der Oberflächentemperatur stehen muss. Im Breitenbereich 80°-90°N erreicht die Bodeninversionshäufigkeit im Juli 95%. Diese Region besteht fast ausschließlich aus dem Arktischen

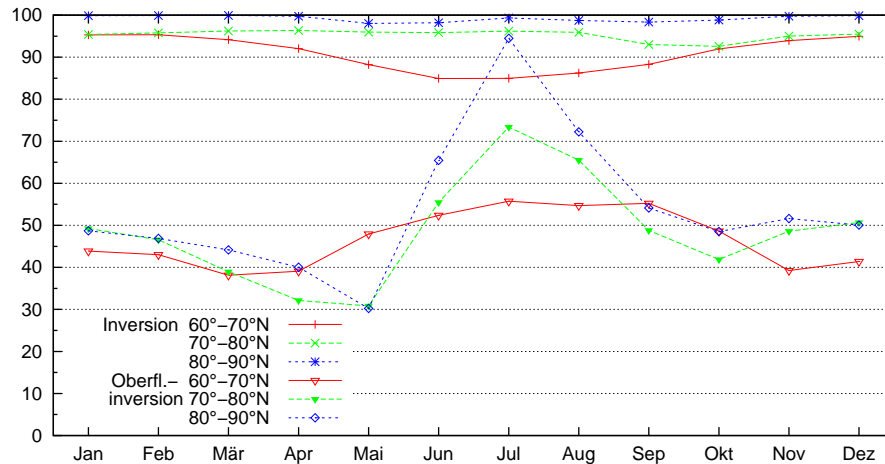


Abbildung 5.6: Mittlerer Jahresgang der Inversionshäufigkeit. ML_2m_skt.

Ozean und ist auch im Sommer fast vollständig mit Meereis bedeckt. Die hohe Inversionshäufigkeit bedeutet also, dass die bodennahe Luft fast immer wärmer als die Oberfläche, in diesem Fall das Eis oder die Schneedecke, sein muss.

In den anderen Fällen und für die anderen Breitenbereiche ist die Interpretation der Jahresgänge schwierig, da der Einfluss unterschiedlicher Regionen unklar ist. Die Oberflächen der Breitenbereiche 60° - 70° N und 70° - 80° N sind inhomogen. Außerdem spielen nicht nur die Oberflächen, sondern auch die Geländehöhe und Zirkulationsmuster eine Rolle für die Inversionshäufigkeit.

5.1.5 Regionale Verteilung

Die Inversionseigenschaften und Inversionshäufigkeiten variieren stark regional. Zum einen nimmt nach Norden hin durch die abnehmende Einstrahlung die Temperatur ab, und es ergeben sich allein dadurch schon deutliche Unterschiede. Zudem gibt es eine große Variabilität in den Oberflächeneigenschaften. Der Arktische Ozean bleibt auch im Sommer zu großen Teilen mit Meereis bedeckt, während südlichere Gewässer eisfrei sind. Über Land existiert im Winter eine Schneedecke, die im Frühjahr schmilzt und unterschiedliche Oberflächen (Tundra, Gewässer usw.) freigibt. Weitere Unterschiede entstehen durch den Einfluss von Wettersystemen, zum Beispiel Tiefdruckgebiete, deren Zugbahnen in bestimmten Korridoren verlaufen.

Die saisonal gemittelte Inversionshäufigkeit zeigt Abbildung 5.7. Man erkennt die durchweg hohe Inversionshäufigkeit im Winter. Fast in allen Regionen liegt die Häufigkeit nahe 100%. Davon ausgenommen ist der Nordatlantik und die Barentssee mit einem Minimum in der Norwegensee vor den Lofoten. In diesem Bereich ist im Winter die Zyklonenaktivität

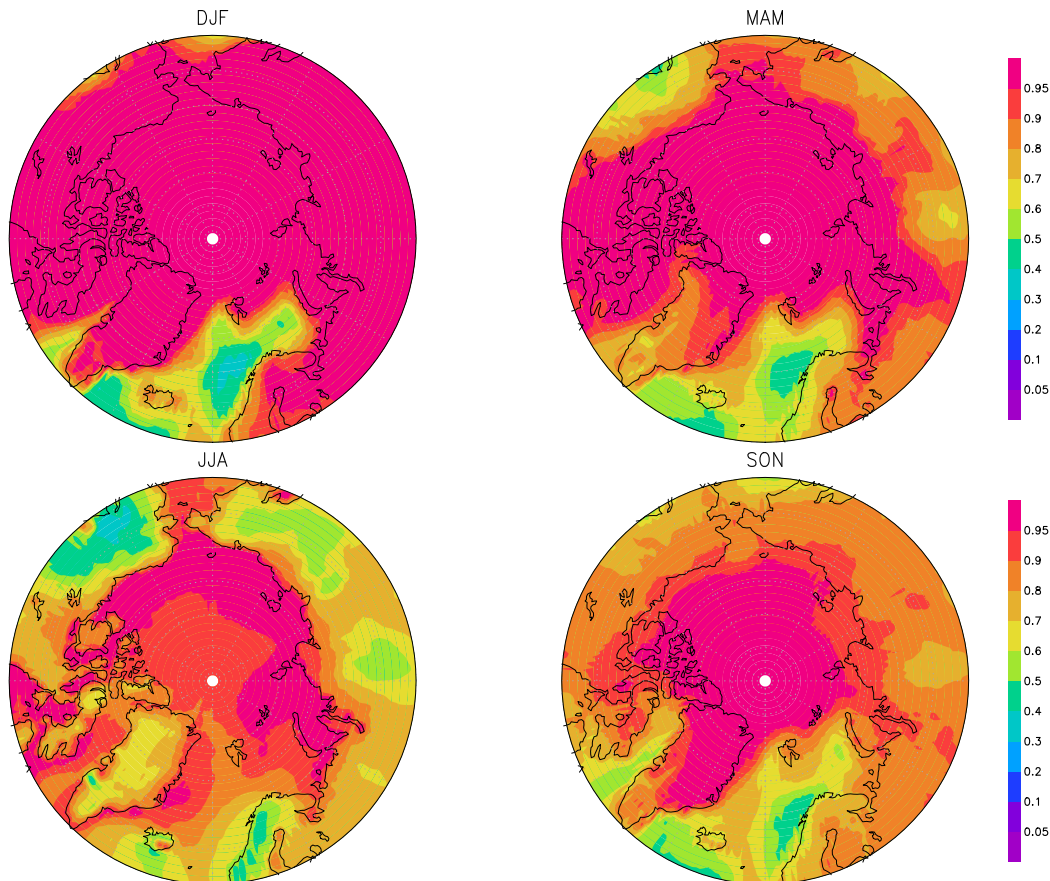


Abbildung 5.7: Regionale Verteilung der Inversionshäufigkeit. Jahreszeitliches Mittel über den gesamten Zeitraum für ML_{2m}.

maximal.

Im Frühjahr bleibt die Inversionshäufigkeit in der inneren Arktis weiter hoch. Im Atlantiksektor, im Bereich von Alaska und in den südlicheren Teilen Sibiriens nimmt die Häufigkeit aber ab.

In den Sommermonaten bilden sich Minima über den Gebirgsregionen (Alaskarange, Sibirien, Skandinavien) und auch über Grönland nimmt die Häufigkeit im Vergleich zu den anderen Jahreszeiten deutlich ab. Die höchsten Häufigkeiten im Sommer findet man in den Küstenregionen des Arktischen Ozeans und im Kanadischen Archipel bis zur Baffin Bay.

Das herbstliche Bild ähnelt im Muster den Frühjahrsbedingungen, die Inversionshäufigkeit ist in der Fläche gesehen jedoch noch geringer. Die küstennahen Gebiete weisen erst jetzt geringere Inversionshäufigkeiten als im Sommer auf.

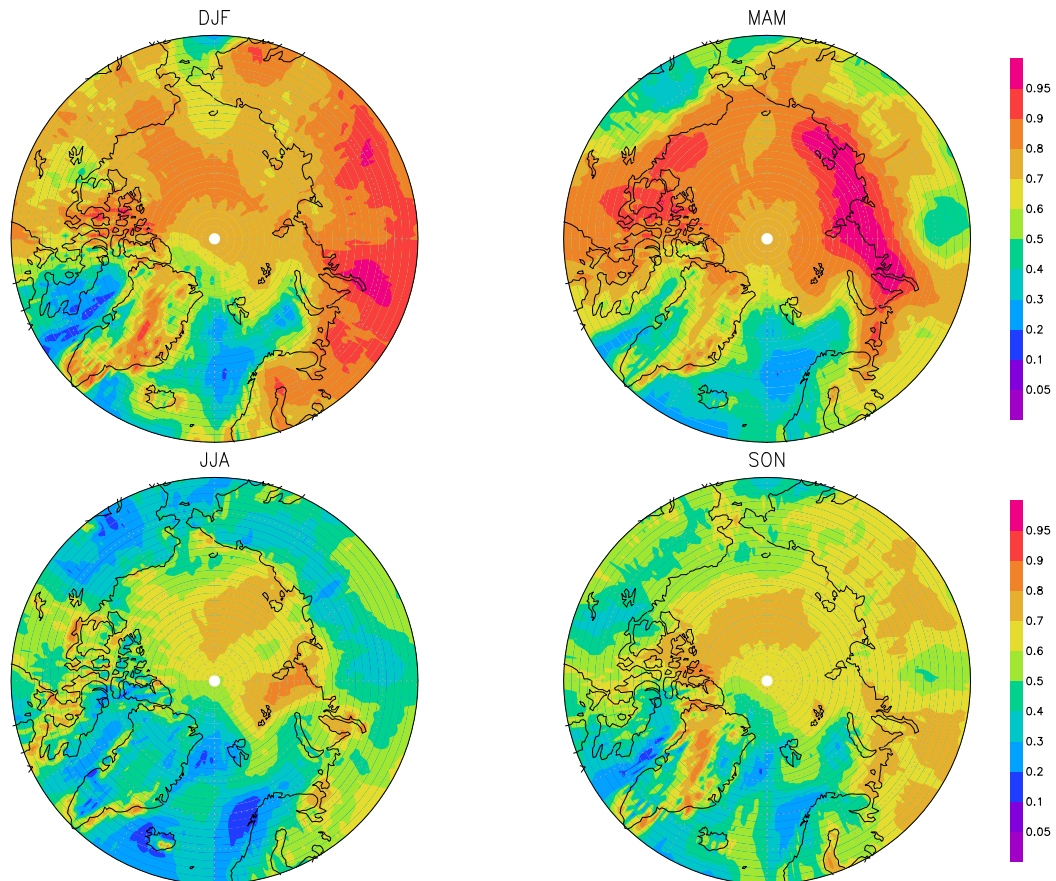


Abbildung 5.8: Regionale Verteilung der Häufigkeit von Bodeninversionen. Jahreszeitliches Mittel über den gesamten Zeitraum für ML_2m.

Die Bedeutung der Oberflächenprozesse für den Jahresgang und die regionale Verteilung der Inversionshäufigkeit lässt sich am Vergleich mit der Häufigkeit von Bodeninversionen festmachen (Abbildung 5.8). Die Häufigkeit von Bodeninversionen ist nahezu im gesamten Gebiet recht variabel. Ausnahme sind die ganzjährig eisfreien Meeresgebiete, in denen die Häufigkeit über das gesamte Jahr vergleichsweise gering ist.

Die größte Häufigkeit von Bodeninversionen existiert im Frühjahr im Bereich der Laptev- und Kara-See. Hohe Werte treten zudem im Winter im südlicheren Sibirien und sowohl im Winter als auch im Frühjahr im Kanadischen Archipel und der Beaufort-See auf. Der Arktische Ozean weist ganzjährig Häufigkeiten über 60% auf.

Die Häufigkeit von Bodeninversionen in der Version ML_2m_skt zeigt Abbildung 5.9. Hier erscheinen einige deutliche Unterschiede im Vergleich zu ML_2m. In Grönland beträgt die Häufigkeit im Herbst und Winter flächig fast 100%. In der Version ML_2m ist das Bild differenzierter. Über dem Arktischen Ozean ist die Häufigkeit in allen Jahreszei-

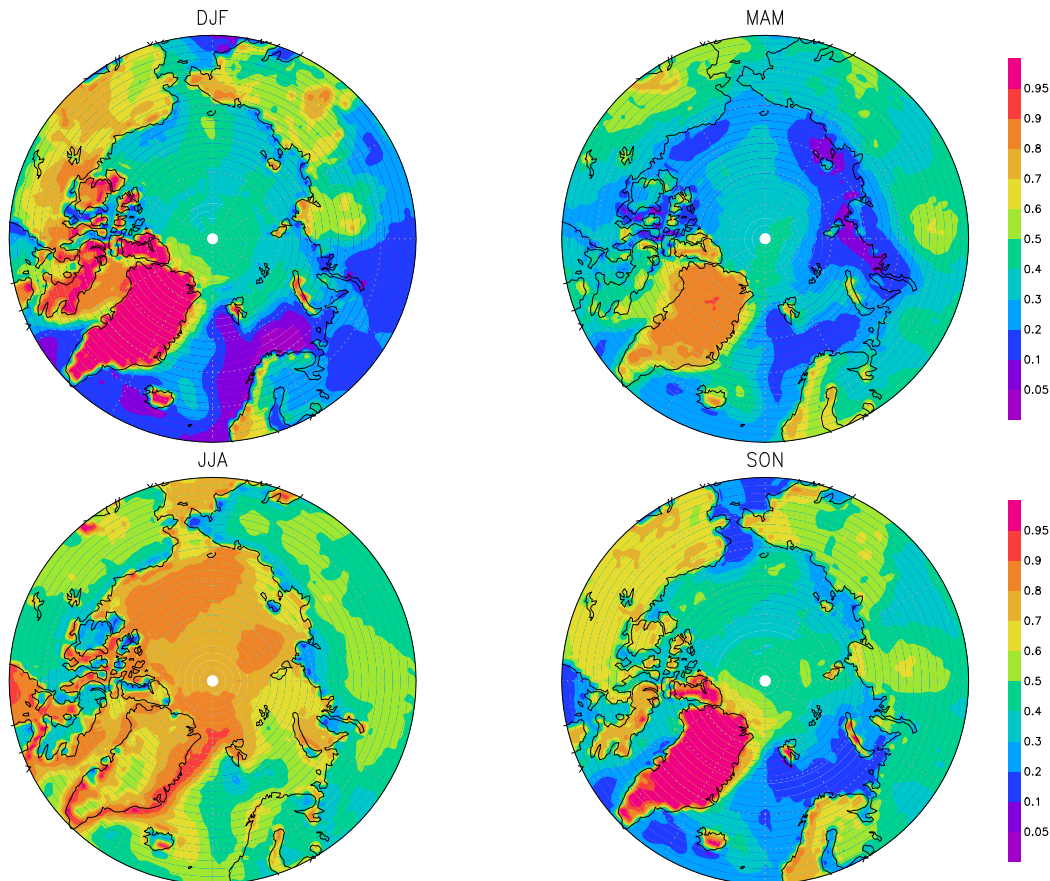


Abbildung 5.9: Regionale Verteilung der Häufigkeit von Bodeninversionen. Jahreszeitliches Mittel über den gesamten Zeitraum für ML_2m_skt.

ten außer dem Sommer in ML_2m_skt geringer als in ML_2m. Im Sommer lässt sich das so interpretieren, dass die Oberfläche (Eis, Wasser) kälter als die bodennahe Luft ist. Ein Phänomen im Sommer ist auch ein schmaler Streifen mit sehr niedrigen Inversionshäufigkeiten (unter 40%) entlang der Küstenlinie fast des gesamten Arktischen Ozeans.

Ein weiterer deutlicher Unterschied zwischen ML_2m und ML_2m_skt besteht im Frühjahr in den Seegebieten vor der Sibirischen Küste. In ML_2m ist die Inversionshäufigkeit sehr hoch (über 90%). Das bedeutet, dass die 2m-Temperatur geringer ist, als die Temperatur der höheren Schichten. Im Fall ML_2m_skt ist es umgekehrt. In dem beschriebenen Gebiet ist die Häufigkeit von Bodeninversionen minimal (unter 20%). Die Oberflächentemperatur ist also überwiegend höher als die 2m-Temperatur.

Zusammenfassend ist festzustellen, dass bei der Beurteilung der Inversionshäufigkeit genau darauf geachtet werden muss, welche bodennahen Temperaturniveaus zur Analyse verwendet worden sind. Die Unterschiede in der Häufigkeit von Bodeninversionen zwi-

schen den Versionen ML_2m und ML_2m_skt sind sehr ausgeprägt.

5.2 Inversionsdicke und Inversionsstärke

Als Inversionsdicke wird die Höhendifferenz ΔH zwischen Inversionsuntergrenze (IUG) und Inversionsobergrenze (IOG) bezeichnet. Die Inversionsstärke ist die Temperaturdifferenz ΔT zwischen Ober- und Untergrenze. Dicke und Stärke wurden für jedes einzelne Profil beziehungsweise jede detektierte Inversion berechnet. Mittelwerte wurden also über alle Einzelwerte gebildet.

5.2.1 Inversionsdicke und Inversionsstärke nach Höhenklassen der Inversionsuntergrenze

Für die Darstellung der Inversionsdicke und Inversionsstärke wurden nur die Inversionen berücksichtigt, deren Inversionsuntergrenzen unterhalb von 3000 m liegen. Das bedeutet, dass die Dicke und Stärke von Inversionen, die über 3000 m hinausreichen, mit berücksichtigt wurden.

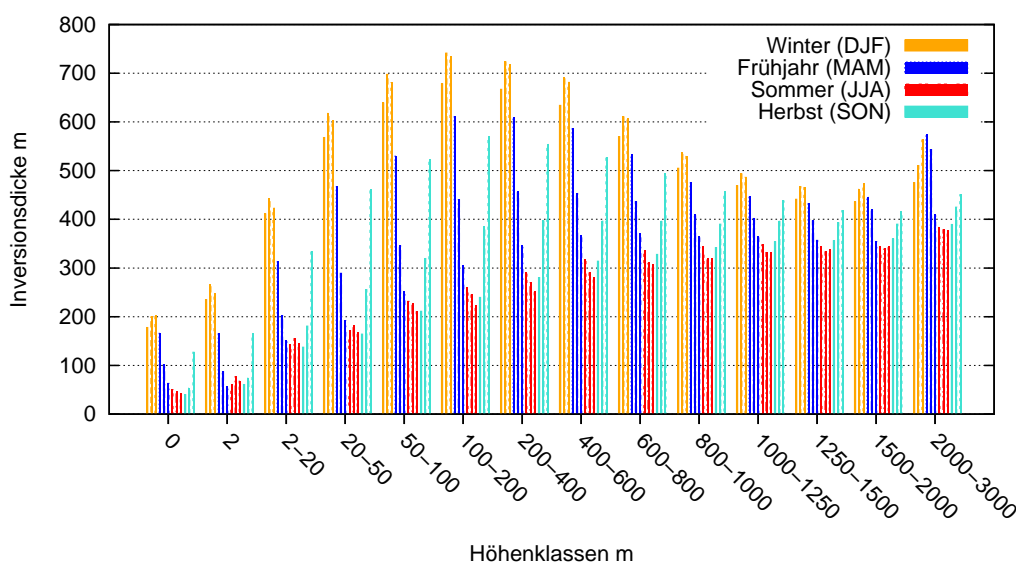


Abbildung 5.10: Monatsmittel der Inversionsdicke nach Höhenklassen. Jeder Balken repräsentiert einen Monat. Erster Balken links zeigt Dezember.

Die Monatsmittel der Inversionsdicke und Inversionsstärke für das gesamte Gebiet wurden für verschiedene Höhenklassen der IUG gebildet. Die Klassen 0 m und 2 m in den Abbildungen 5.10 und 5.11 entsprechen den Bodeninversionen aus ML_2m_skt bzw. ML_2m.

Die Werte der anderen Klassen stammen aus ML. Die einzelnen Balken repräsentieren einzelne Monaten und sind nach Jahreszeiten gruppiert. Der erste Balken ist also der Wert für Dezember, der letzte der für November.

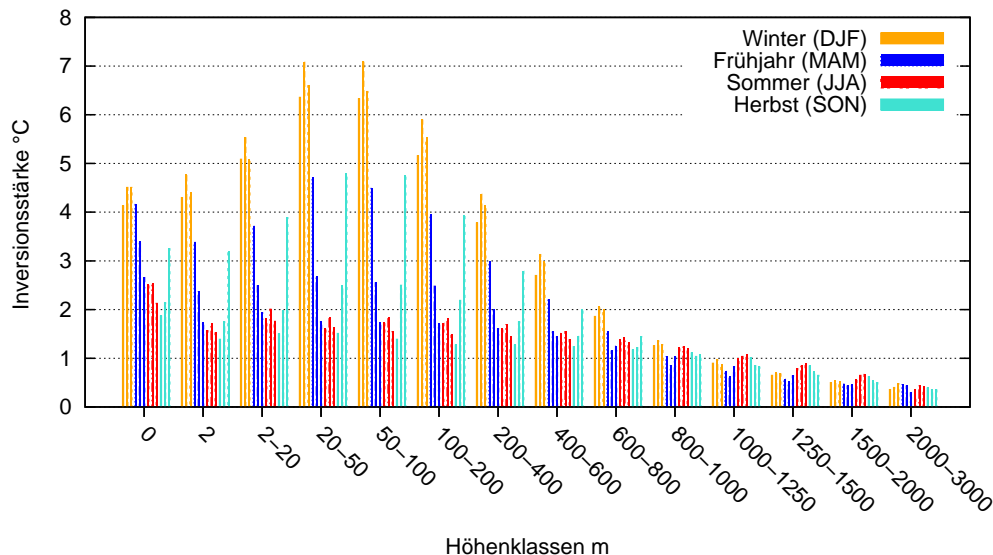


Abbildung 5.11: Monatsmittel der Inversionsstärke nach Höhenklassen. Jeder Balken repräsentiert einen Monat. Erster Balken links zeigt Dezember

Die größten mittleren Inversiondicken mit Werten bis 700 m erscheinen bei abgehobenen Inversionen im Winter und Frühjahr mit Untergrenzen 50 m bis 600 m. Im Sommer und Herbst sind die Inversionsdicken in diesen Höhenbereichen nur etwa halb so groß. Im Höhenbereich ab 800 m ist der Jahresgang weiterhin erkennbar, die Inversionsdicken liegen aber nur zwischen 300 m und 500 m und der Unterschied zwischen den Jahreszeiten ist geringer.

Die Bodeninversionen erreichen im Winter Dicken von 200 m. Nimmt man die Klasse '2-20 m' hinzu, erreicht die mittlere Inversionsdicke von Januar bis März über 400 m. Da in Abschnitt 5.1.3 gezeigt wurde, dass Bodeninversionen sehr häufig nur in der jeweils untersten Schicht vorkommen und damit sehr geringe Dicken haben, sind die größeren Inversionsdicken eher charakteristisch.

Die Höhenverteilung der Inversionsstärke zeigt in den unteren Höhenklassen ebenso wie die Inversionsdicke einen ausgeprägten Jahresgang. Die größte mittlere Temperaturdifferenz mit 7°C tritt bei Inversionen mit Basis zwischen 20 m und 100 m auf. Bodeninversionen haben im Winter und Frühjahr im Mittel Stärken von 3°C bis 5°C. Im Sommer und Herbst sind die Inversionen in allen Höhenbereichen deutlich schwächer mit Stärken um 1,5°C.

Die hohen winterlichen Inversionsstärken bei abgehobenen Inversionen passen gut zu der Beobachtung, dass sich auch bei allgemein stabiler Schichtung ein flache bodennahe

Mischungsschicht ausbilden kann, die durch mechanisch erzeugte Turbulenz angetrieben wird.

5.2.2 Jahresgang

Der Jahresgang von Inversionsdicke und -stärke war schon im vorigen Abschnitt für bestimmte Höhenbereiche erkennbar. Hier werden die Monatsmittelwerte der Inversionsdicke für alle Inversionen mit Basis unter 3 km Höhe für verschiedene geographische Breitenbereiche gezeigt. Das unterste verwendete Temperaturniveau ist 2 m (ML_2m).

In allen geographischen Bereichen zeigt sich der ausgeprägte Jahresgang sowohl der Dicke als auch der Stärke (Abbildung 5.12 und 5.13). Die mittlere Inversionsdicke steigt mit zunehmender nördlicher Breite, wobei die Unterschiede im Sommer eher gering sind. Der Übergang von Winter- zu Sommerbedingungen ist besonders im Bereich 80°-90°N sehr abrupt, während der Übergang von Sommer zu Winter etwas langsamer abläuft.

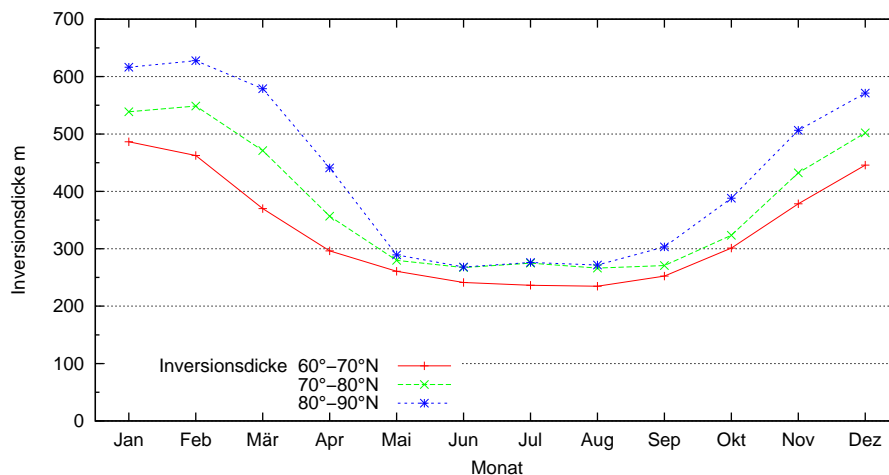


Abbildung 5.12: Jahresgang der Inversionsdicke. Monatsmittel des Gesamtzeitraums nach Breitenbereichen.

Die Inversionsstärke zeigt einen ähnlichen Verlauf mit hohen Temperaturdifferenzen im Winter. Im Bereich 70°-80°N und 80°-90°N erreicht die Inversionsstärke ein Minimum im Mai, nimmt dann aber wieder etwas zu. Ein zweites Minimum bei 70°-80°N existiert im September.

Die Höhe der Inversionsuntergrenze (IUG) erreicht ein Maximum erst im Spätsommer (Abbildung 5.14). Im Bereich des Arktischen Ozeans werden die größten Höhe der IUG ein bis zwei Monate früher registriert. Die Inversionsobergrenze (IOG) liegt entsprechend der größeren Inversionsdicke im Winter höher als im Sommer. Im Bereich 80°-90°N liegt

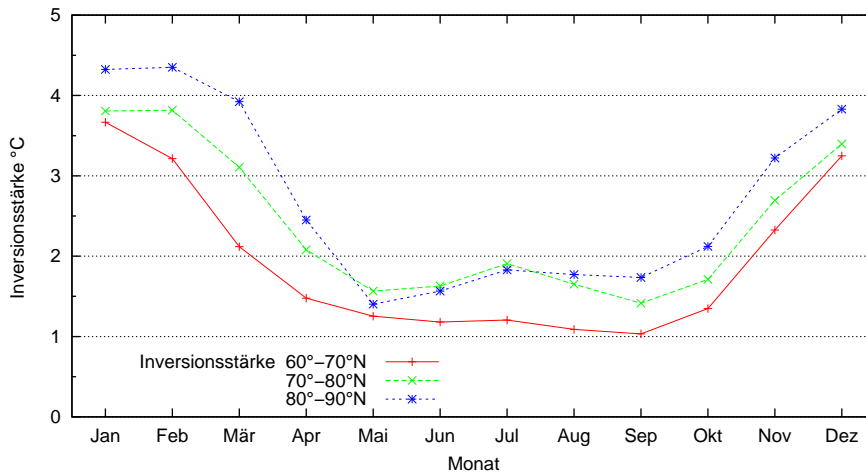


Abbildung 5.13: Jahresgang der Inversionsstärke. Monatsmittel des Gesamtzeitraums nach Breitenbereichen.

die IOG im Mai am niedrigsten, steigt dann zum Juni aber wieder deutlich an und sinkt im Lauf des Sommers langsam ab.

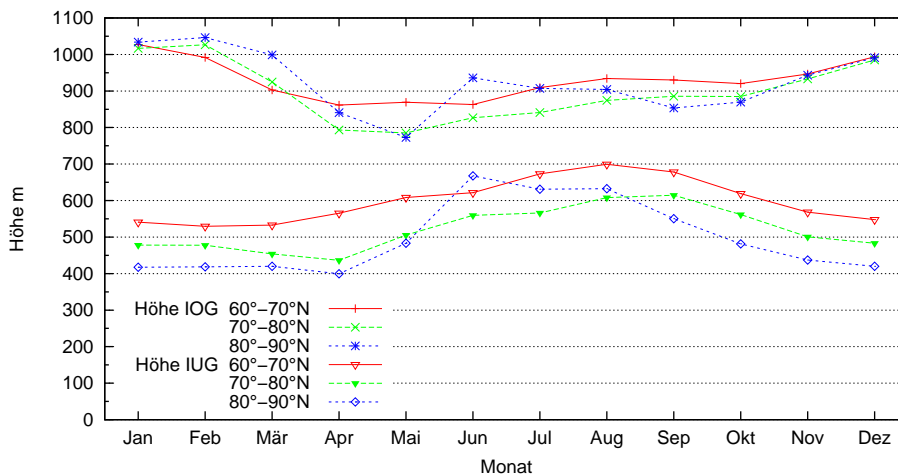


Abbildung 5.14: Jahresgang der Höhe der IUG und IOG. Monatsmittel des Gesamtzeitraums nach Breitenbereichen.

Der Jahresgang der Temperatur an IUG und IOG (Abbildung 5.15) zeigt keine Besonderheiten. Die Temperaturwerte nehmen nach Norden hin ab. Der Unterschied zwischen 70°-80°N und 80°-90°N ist allerdings relativ gering. Die höchsten Werte werden in allen Gebieten im Juli erreicht, die niedrigsten im Februar beziehungsweise im Januar (60°-70°N).

Die Feuchte an der IUG und IOG zeigt ebenfalls einen ausgeprägten Jahresgang (Abbil-

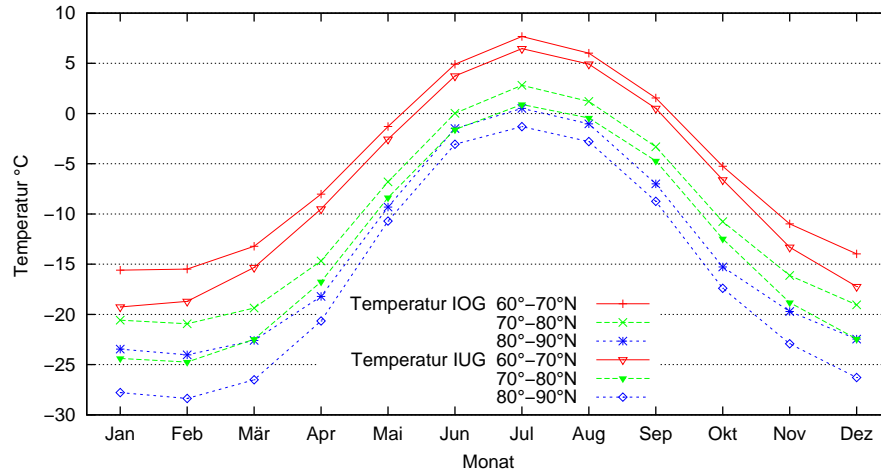


Abbildung 5.15: Jahrgang der Temperatur der IUG und IOG. Monatsmittel des Gesamtzeitraums nach Breitenbereichen.

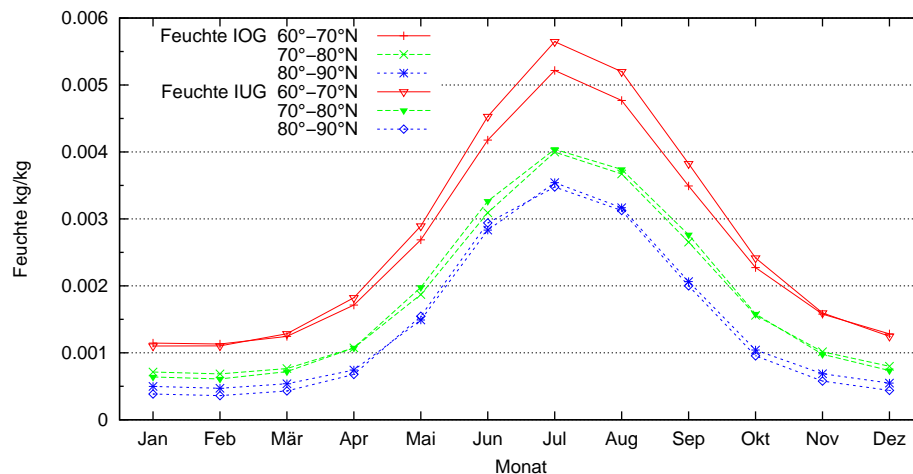


Abbildung 5.16: Jahrgang der Feuchte an der IUG und IOG. Monatsmittel des Gesamtzeitraums nach Breitenbereichen.

dung 5.16). Im Sommer sind die Werte allgemein höher als im Winter. Zudem gibt es einen Gradienten von Süd nach Nord.

Die höchsten Feuchtwerte kommen im Sommer an der Inversionsuntergrenze im Gebiet 60° - 70° N vor. Das bestätigt, dass die Inversion eine Grenze für den Vertikalaustausch bildet. Es passt aber auch zum Mechanismus der Absinkinversion, wobei die absinkende Luft aus größerer Höhe wenig absolute Feuchte mitführt. In den Gebieten 70° - 80° N und 80° - 90° N sind die Feuchteunterschiede zwischen IUG und IOG gering. Tendenziell ist im Winter die IUG trockener als die IOG. Im Sommer ist es bei sehr geringen Differenzen

umgekehrt.

5.2.3 Regionale Verteilung

Für die Darstellung der regionalen Verteilung von Inversionsdicke und -stärke sowie der Höhe der IUG (Abbildungen 5.17 bis 5.22) wurden die Monatsmittel über alle Jahre gebildet. Da in jedem Profil bis zu drei Inversionen detektiert werden konnten, gibt es zunächst einzelne Mittelwerte für die Inversionen 1, 2 und 3. Aus diesen drei Dateien wurde dann das Ensemblemittel gebildet. Gezeigt sind hier die Ergebnisse mit der 2m-Temperatur als unterstes Temperaturniveau (ML_2m).

Die Inversionsdicke erreicht die höchsten Werte im Winter. Der Arktische Ozean weist großflächig Werte zwischen 500 und 700 m auf. Größere Inversionsdicken treten über Alaska und Kanada und an der Nordküste Grönlands auf. Die höchsten Werte mit bis zu 1000 m werden in Ostsibirien erreicht.

Im Sommer sind die regionalen Unterschiede geringer. Die größten Dicken weisen die eisfreien Küstengewässer der Arktischen Ozeans auf, während in der inneren Arktis Inversionsdicken bis 300 m bestehen.

Die Inversionsstärke zeigt ein ähnliches Muster wie die Dicke. Die höchsten Inversionsstärken bestehen im Winter über den Landgebieten (Alaska, Kanada und Sibirien). Besonders hohe Werte werden in Sibirien erreicht, mit einem absoluten Hotspot bei Jakutsk mit einer mittleren Inversionsstärke über 10°C im Januar.

Die Höhe der Inversionsuntergrenze liegt im Winter in der gesamten inneren Arktis unter 200 m. Eine Änderung erfolgt erst im Mai. Ganzjährig hochliegende Inversionen sind im atlantischen Sektor und der Barentssee zu erkennen. In den Sommermonaten erstreckt ein Bereich mit größeren IUG-Höhen vor dort aus in die innere Arktis. Niedrige Inversionen liegen ganzjährig über Grönland.

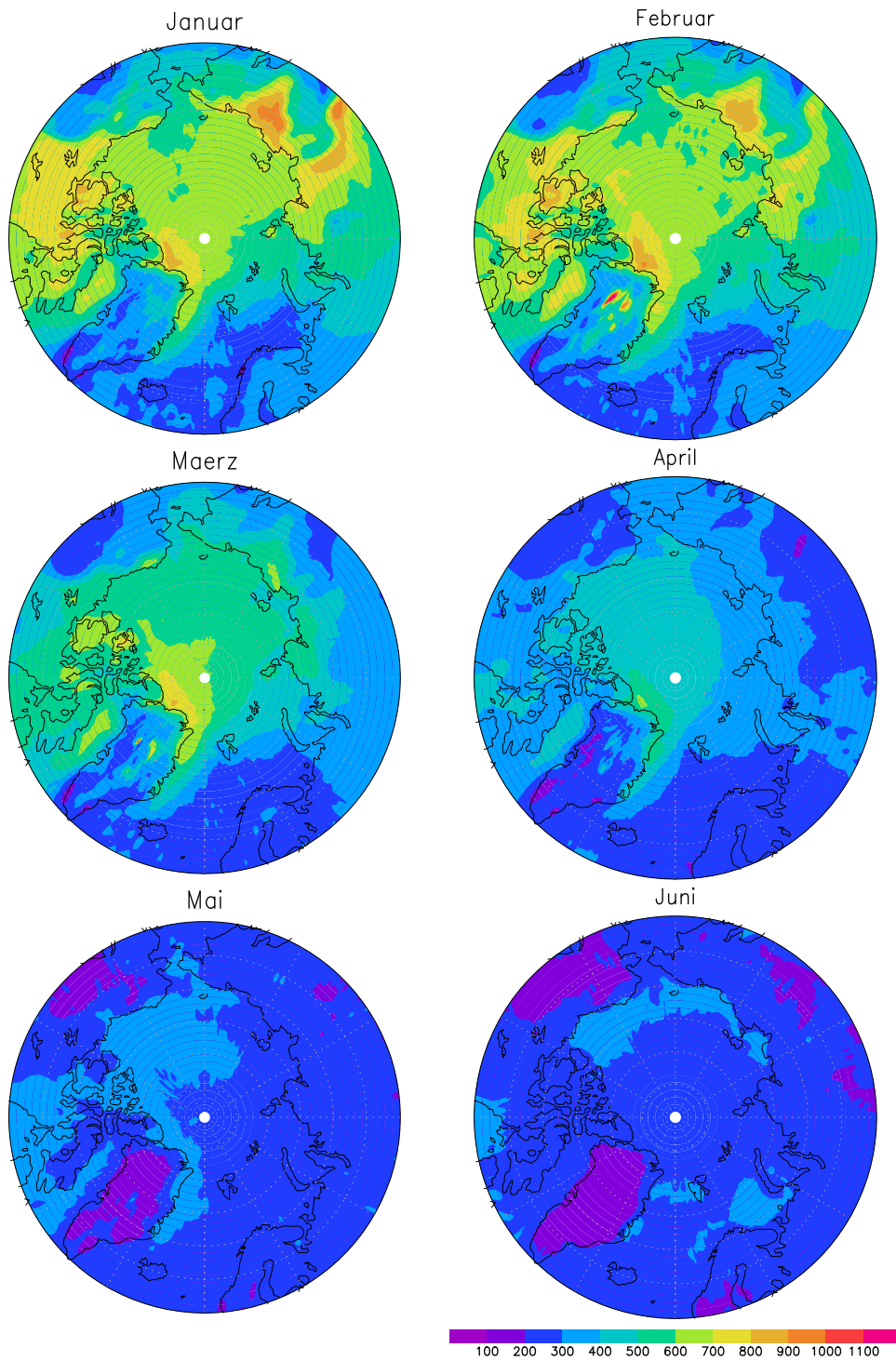


Abbildung 5.17: Regionale Verteilung der Inversionsdicke. Januar bis Juni.

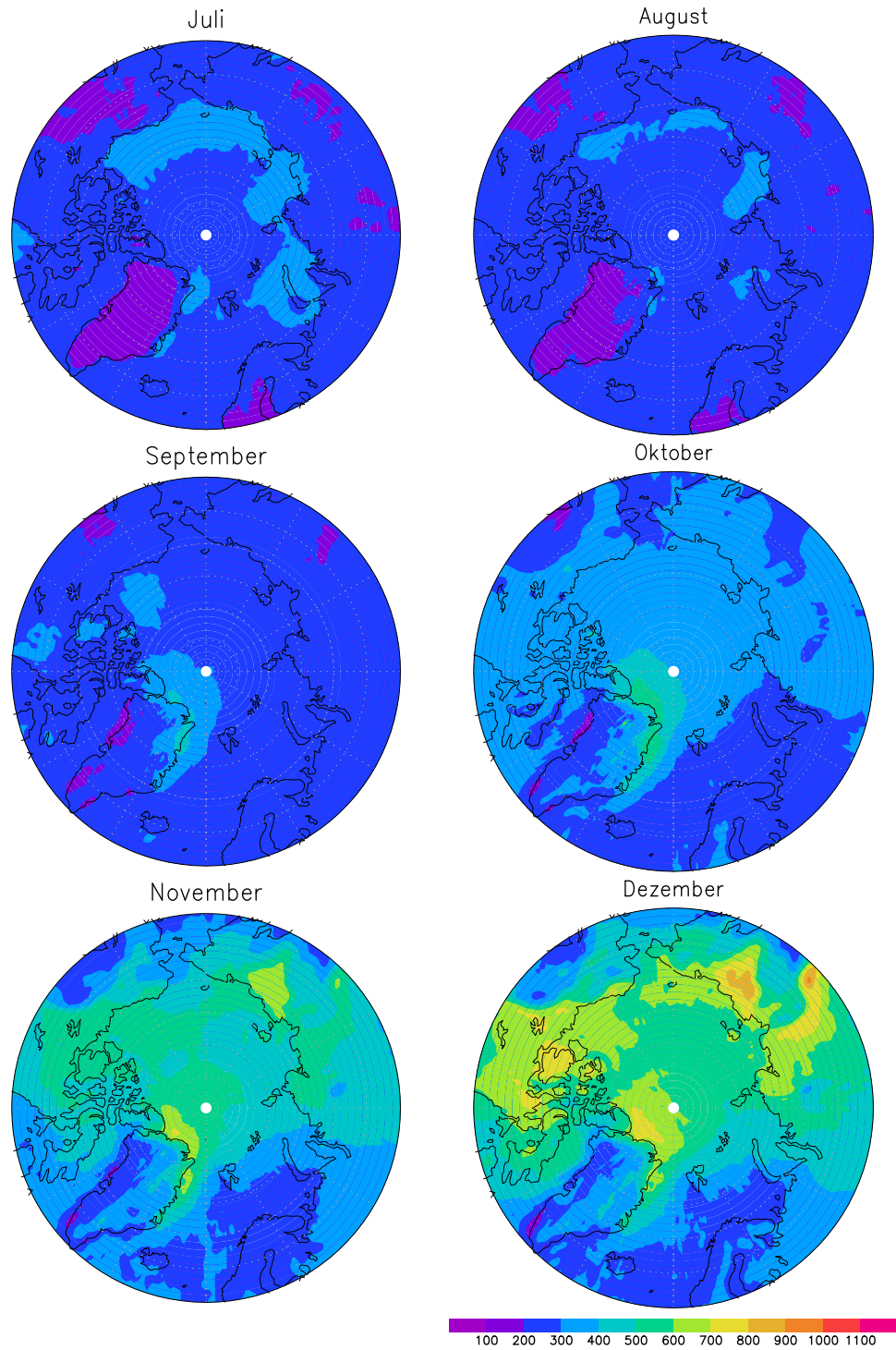


Abbildung 5.18: Regionale Verteilung der Inversionsdicke. Juli bis Dezember.

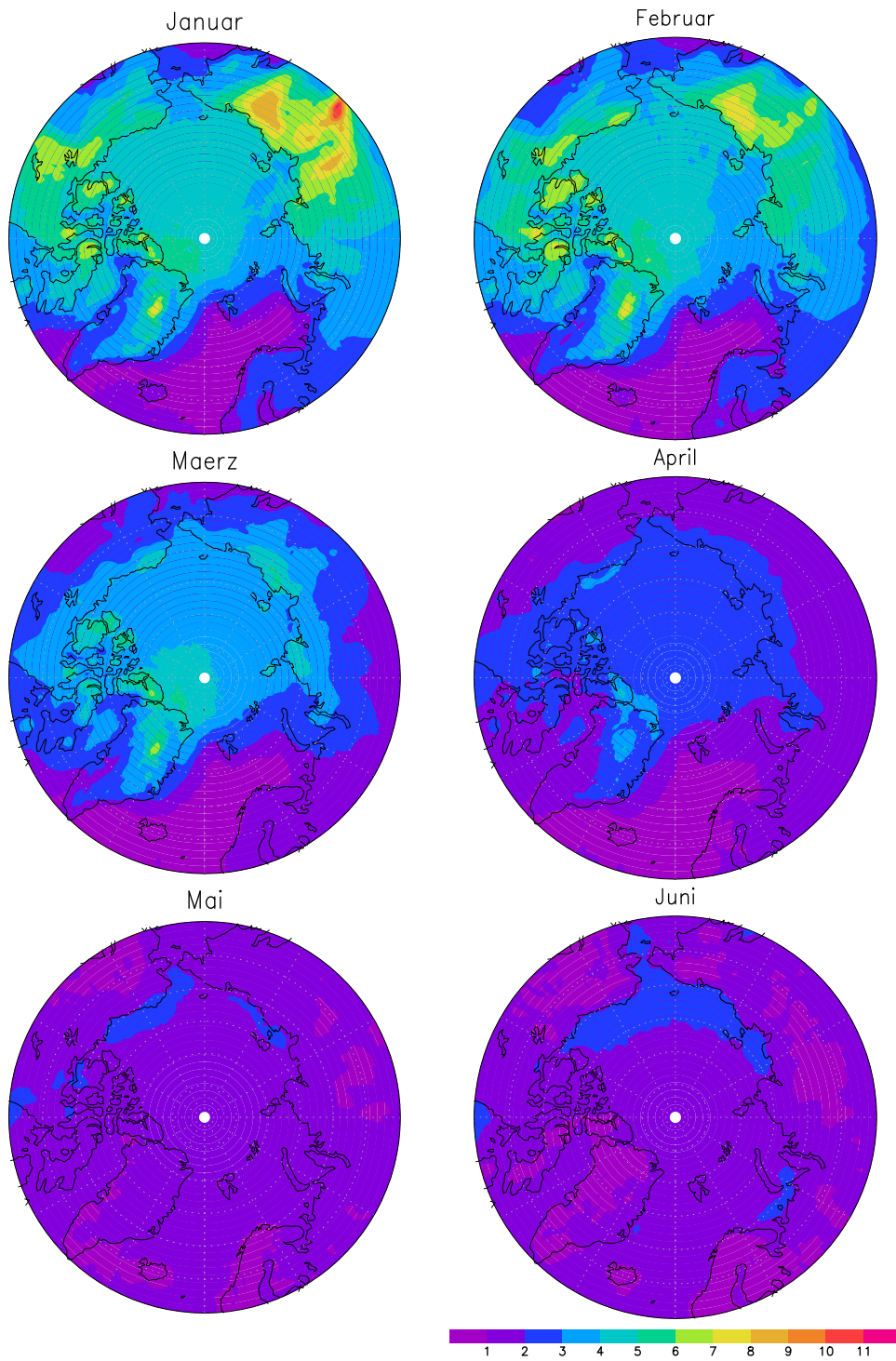


Abbildung 5.19: Regionale Verteilung der Inversionsstärke. Januar bis Juni.

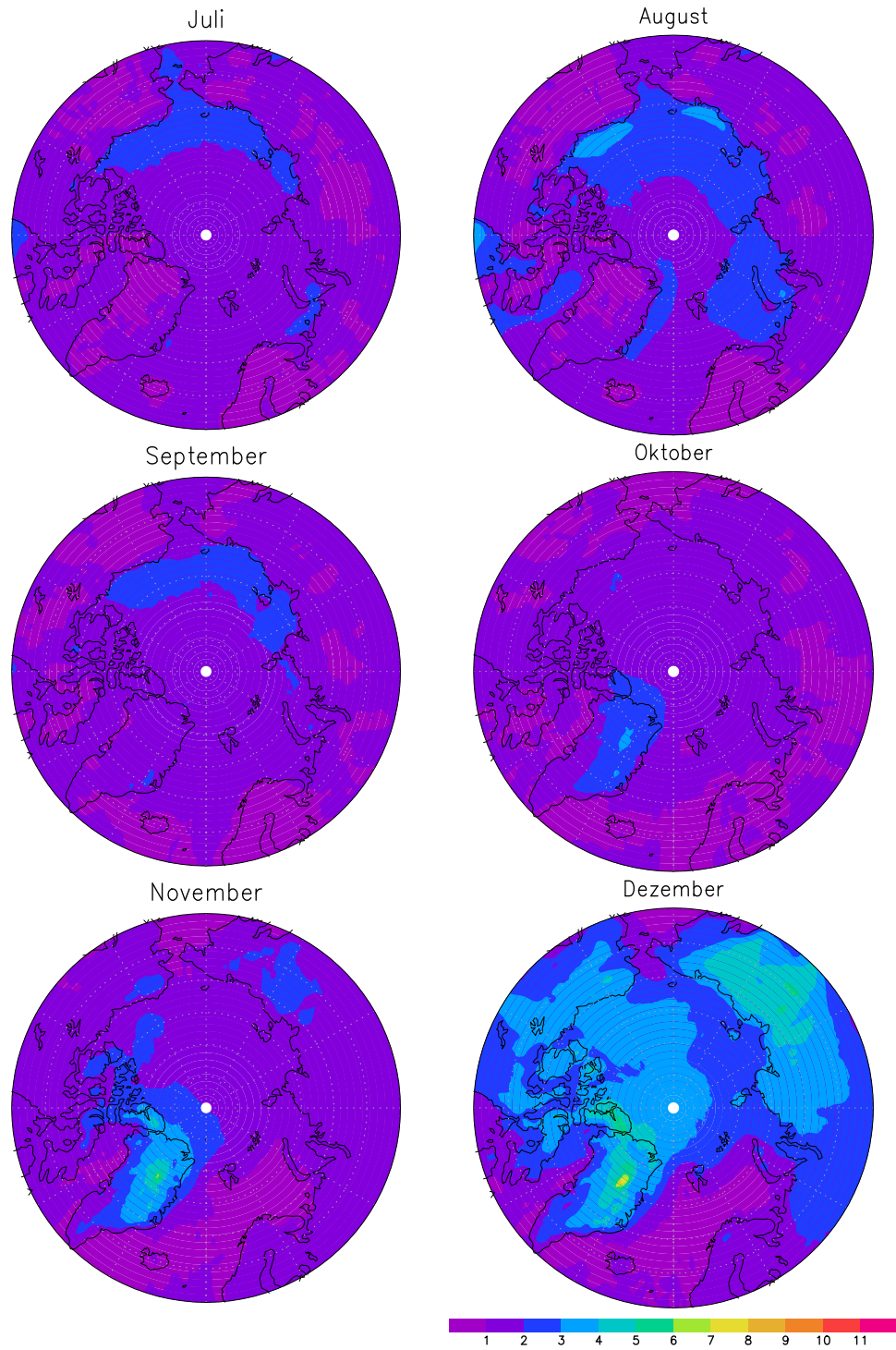


Abbildung 5.20: Regionale Verteilung der Inversionsstärke. Juli bis Dezember.

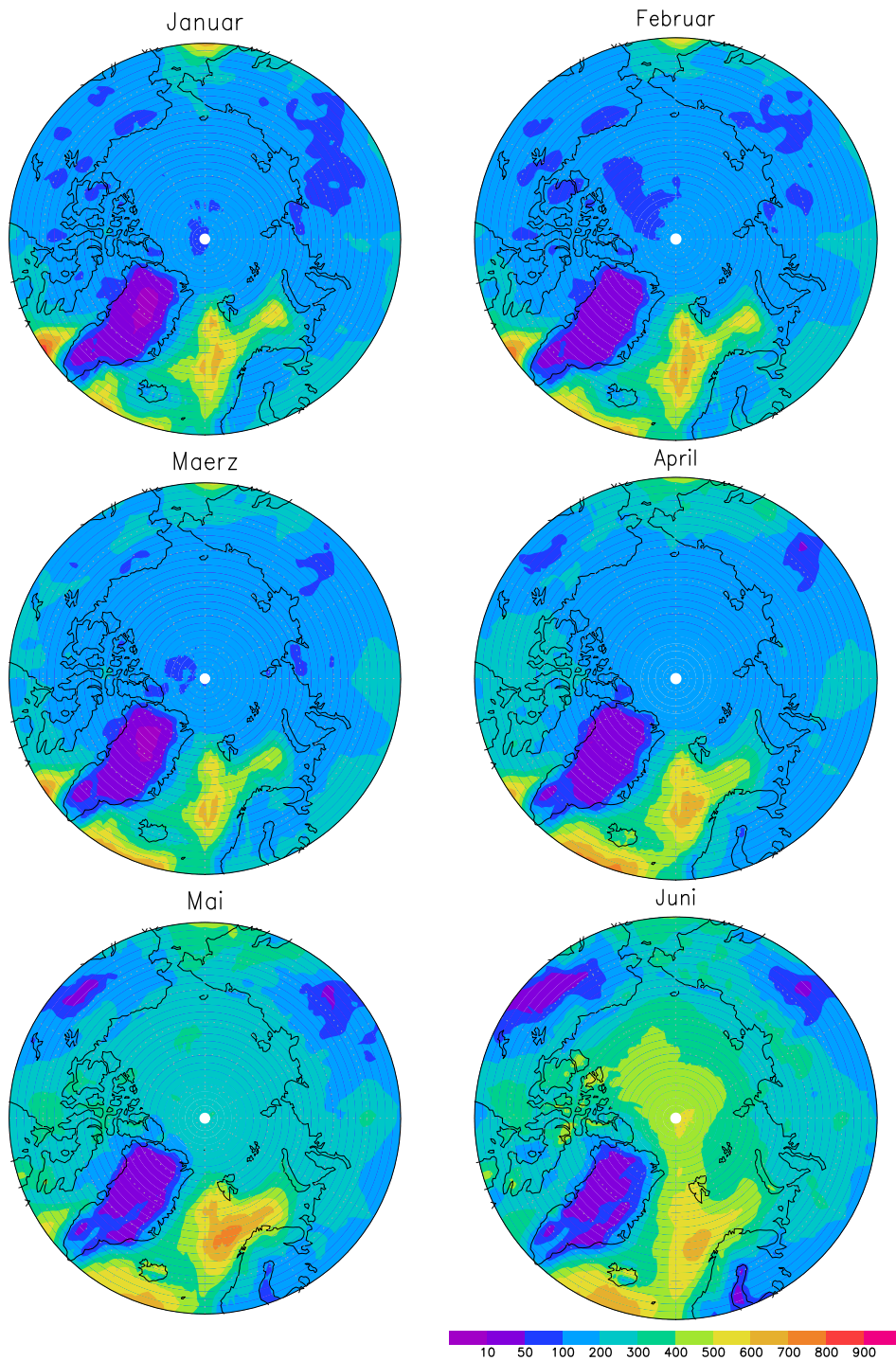


Abbildung 5.21: Regionale Verteilung der Höhe der IUG. Januar bis Juni.

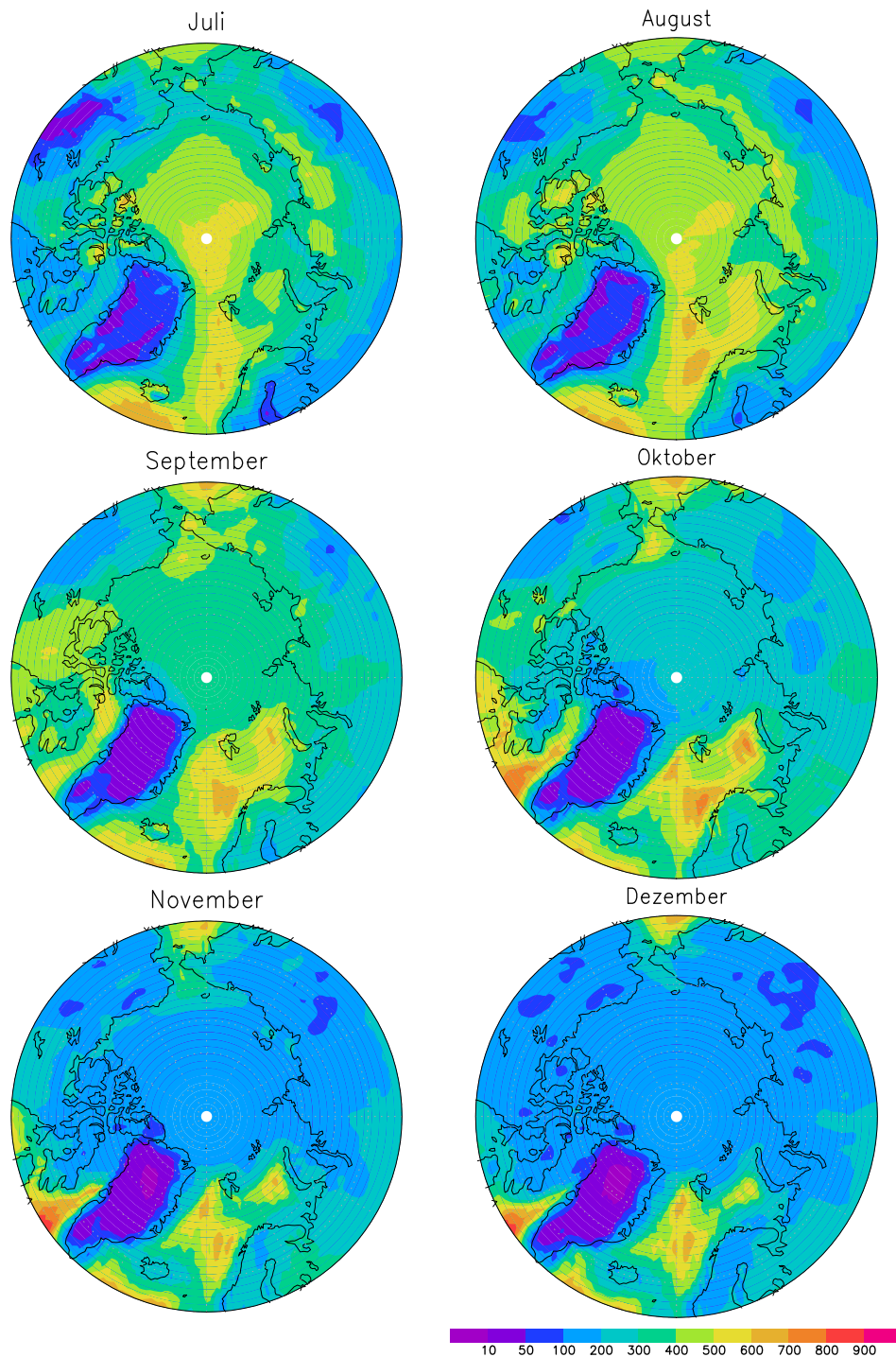


Abbildung 5.22: Regionale Verteilung der Höhe der IUG. Juli bis Dezember.

5.3 Mittlere Profile der Temperatur und Feuchte

Da die Temperaturwerte nicht auf konstanten Höhenniveaus, sondern auf den variablen Modell-Flächen vorliegen, können mittlere Temperaturwerte nicht für eine konstante Höhe angegeben werden. Anstatt die Temperaturwerte auf bestimmte Höhen zu interpolieren wurden monatliche Mittel der Modell-Flächen-Höhen gebildet. Diese mittlere Höhe wurde gegen den Monatsmittelwert der Temperatur beziehungsweise der Feuchte aufgetragen.

Die Vertikalprofile, die man auf diese Weise erhält, sind zwar stark geglättet, zeigen aber deutlich einige Hauptmerkmale der arktischen Troposphäre. Die mittleren monatlichen Temperatur- und Feuchteprofile bis 10 km und bis 4 km Höhe zeigen die Abbildungen 5.23 bis 5.26. Man erkennt die Temperaturinversion in den Wintermonaten. Die Höhe des Temperaturmaximums liegt bei etwa 800 m und die Temperaturdifferenz beträgt circa 5°C.

In den mittleren Profilen für die Breitenbereiche 60°-70°N, 70°-80°N und 80°-90°N (Abbildung 5.27 bis 5.32) erkennt man nicht nur die Temperatur- und Feuchteabnahme mit Annäherung an den Pol. Deutlich wird auch die stärkere Inversion in den untersten 2 km und die niedrigere Tropopause. In der Abbildung für die innere Arktis (80°-90°N) erkennt man außerdem, dass eigentlich nur zwei Hauptjahreszeiten, Sommer und Winter, auftreten. Die einzigen Übergangsmomente sind Mai und September. Die Profile von Dezember bis März sind nahezu deckungsgleich und unterscheiden sich nur um wenige Grad Celsius.

Um die starken regionalen Kontraste zu verdeutlichen wurden mittlere Profile auch für eine Auswahl von Einzelpunkten erzeugt. Die Werte stammen jeweils von einem ERA-40-Gitterpunkt. Die Koordinaten sind in Tabelle 5.5 aufgelistet. Außer den Punkten Grönland (ca. 2500 m), Sibirien/Taymir (ca. 500 m) und Kanadisches Archipel (ca. 100 m) liegen alle Orte auf Meeresniveau.

	Breite	Länge
Nordatlantik	74,6°N	0°W
Grönland	74,6°N	45°W
Kanadisches Archipel	70,0°N	104,6°W
Beaufort-See	74,6°N	149,6°W
Laptev-See	74,6°N	129,4°O
Sibirien/Taymir-Halbinsel	70,0°N	104,6°O
Kara-See	74,6°N	75,4°O
Nordpol/Westsektor	84,9°N	30,4°O

Tabelle 5.5: Koordinaten der Vertikalprofile.

5.3 Mittlere Profile der Temperatur und Feuchte

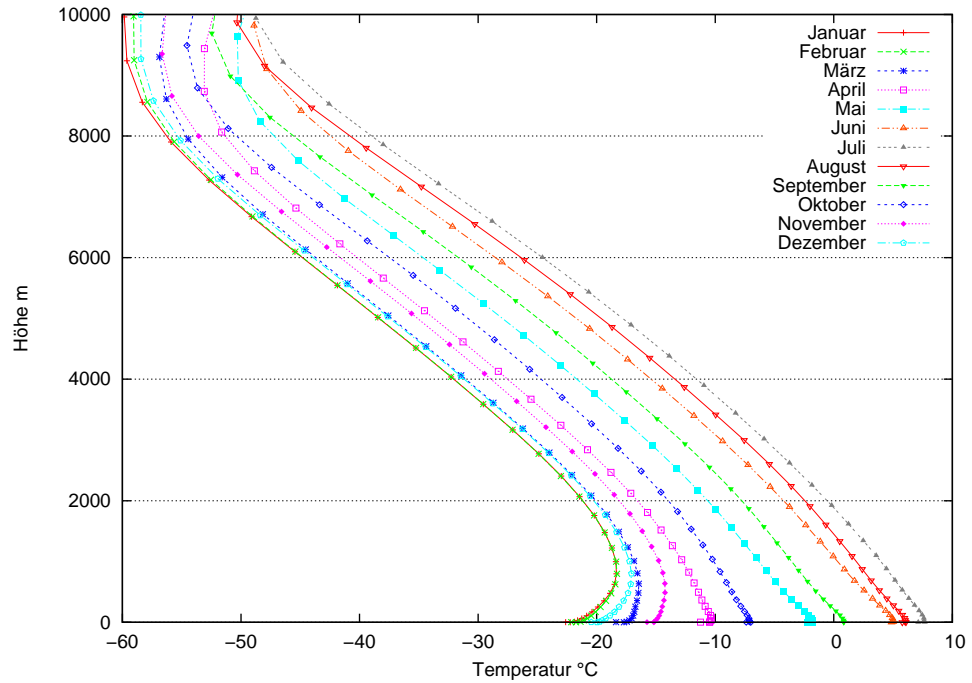


Abbildung 5.23: Mittlere Temperaturprofile für Gesamtgebiet und Gesamtzeitraum.

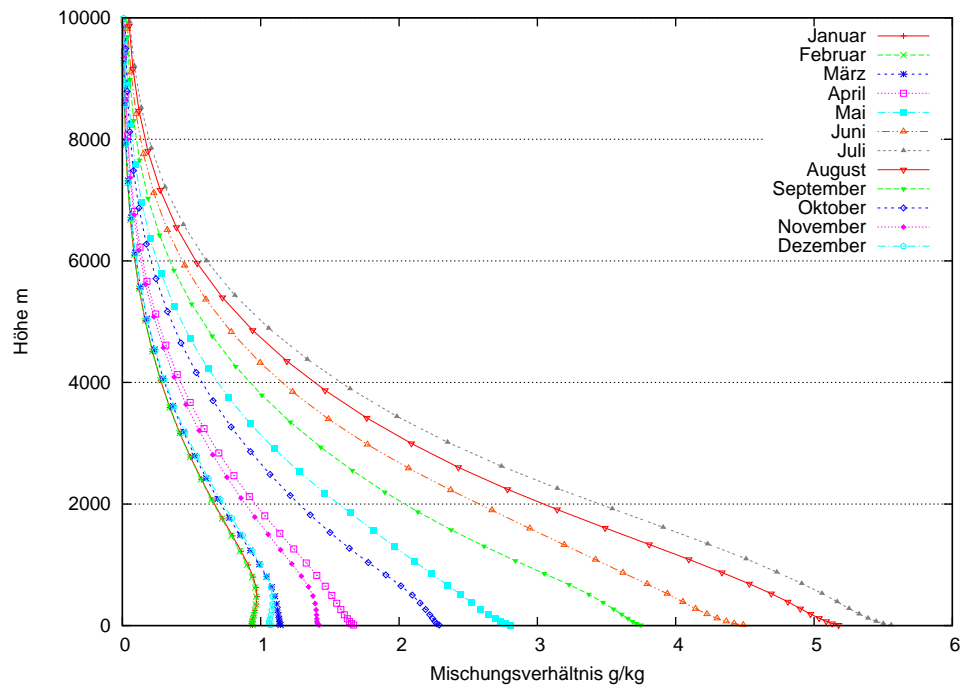


Abbildung 5.24: Mittlere Feuchteprofile für Gesamtgebiet und Gesamtzeitraum.

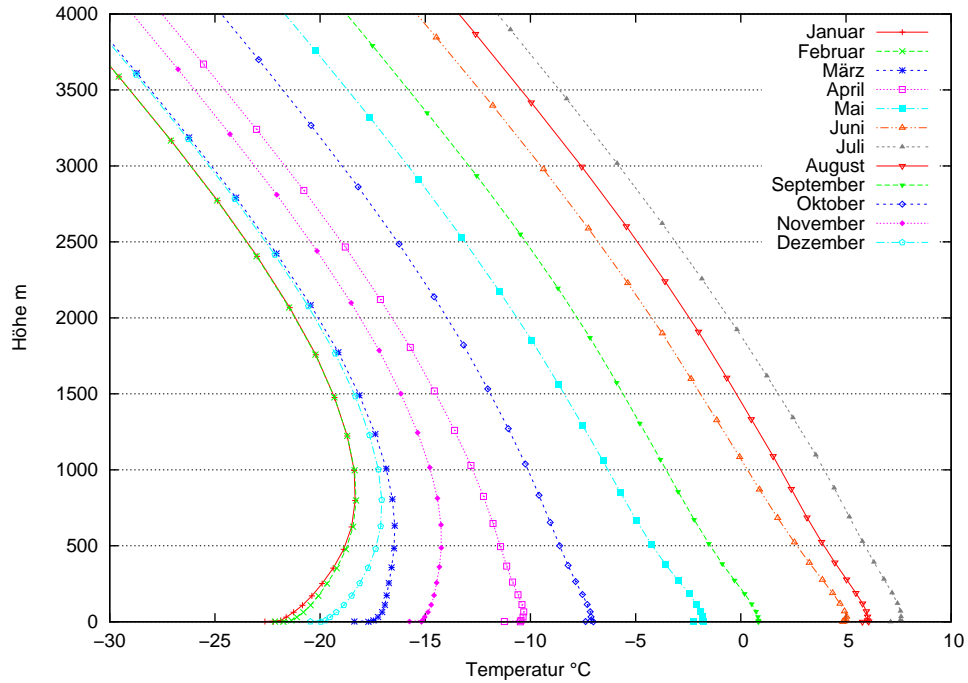


Abbildung 5.25: Temperaturprofile für Gesamtgebiet und Gesamtzeitraum bis 4 km Höhe.

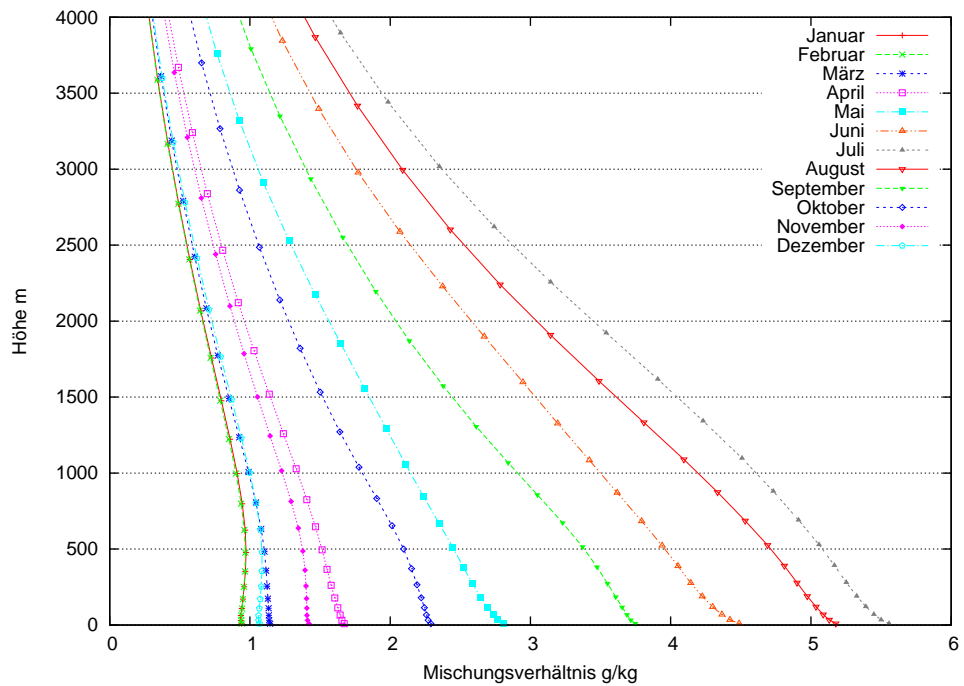


Abbildung 5.26: Feuchteprofile für Gesamtgebiet und Gesamtzeitraum bis 4 km Höhe.

5.3 Mittlere Profile der Temperatur und Feuchte

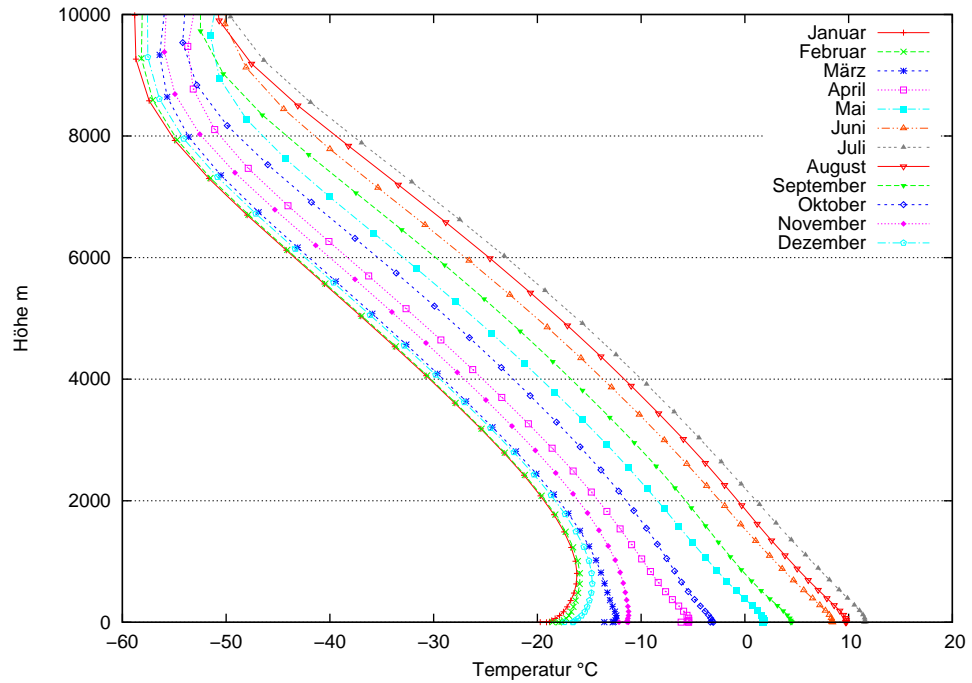


Abbildung 5.27: Temperaturprofile für 60°-70°N.

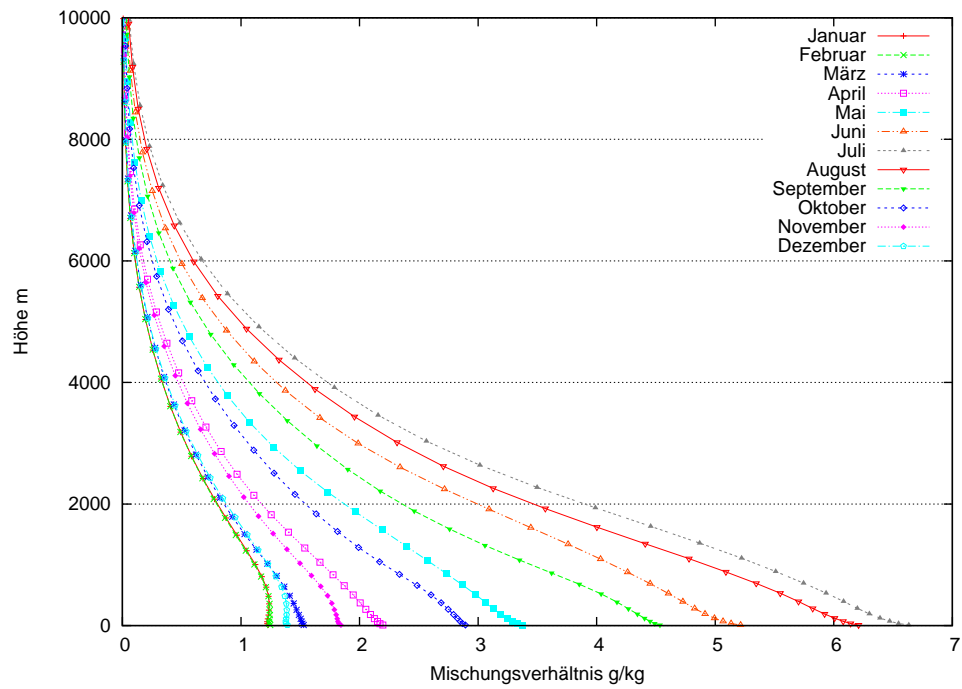


Abbildung 5.28: Mittlere Feuchteprofile für 60°-70°N.

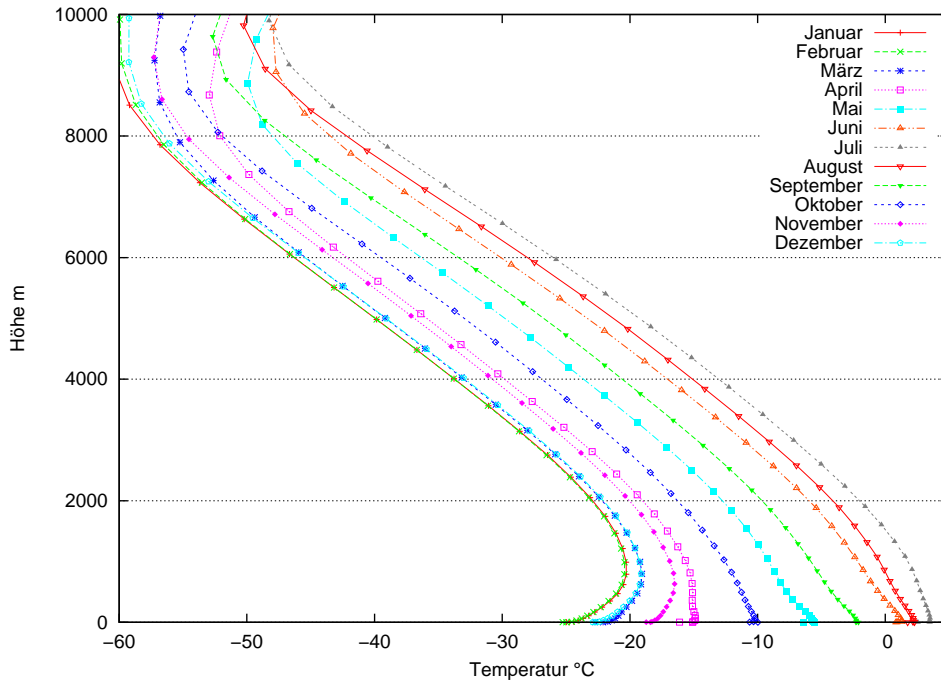


Abbildung 5.29: Temperaturprofile für 70°-80°N.

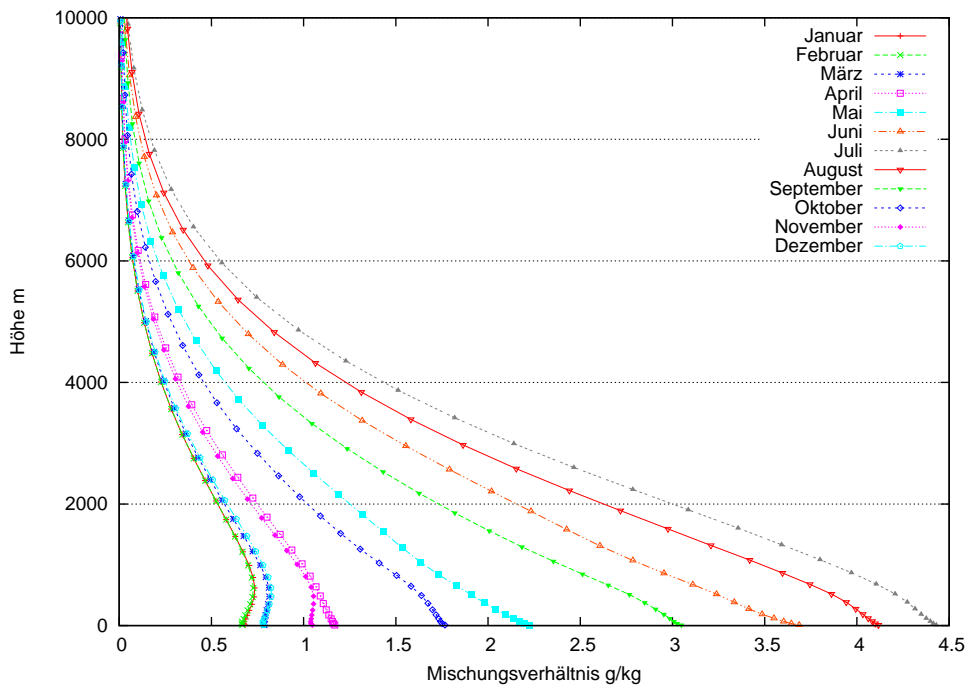


Abbildung 5.30: Feuchteprofile für 70°-80°N.

5.3 Mittlere Profile der Temperatur und Feuchte

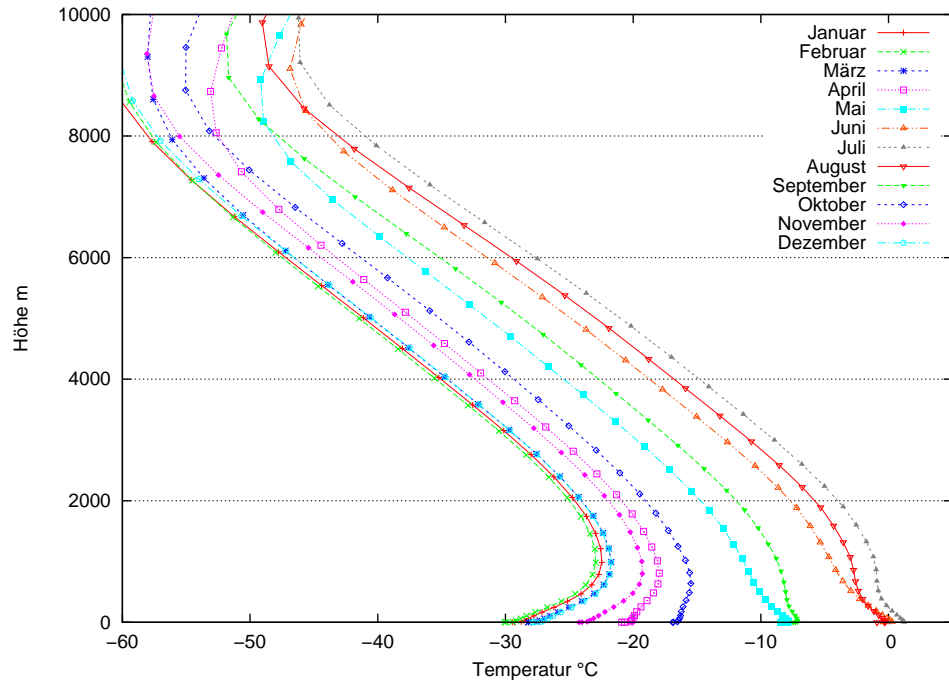


Abbildung 5.31: Temperaturprofile für 80°-90°N.

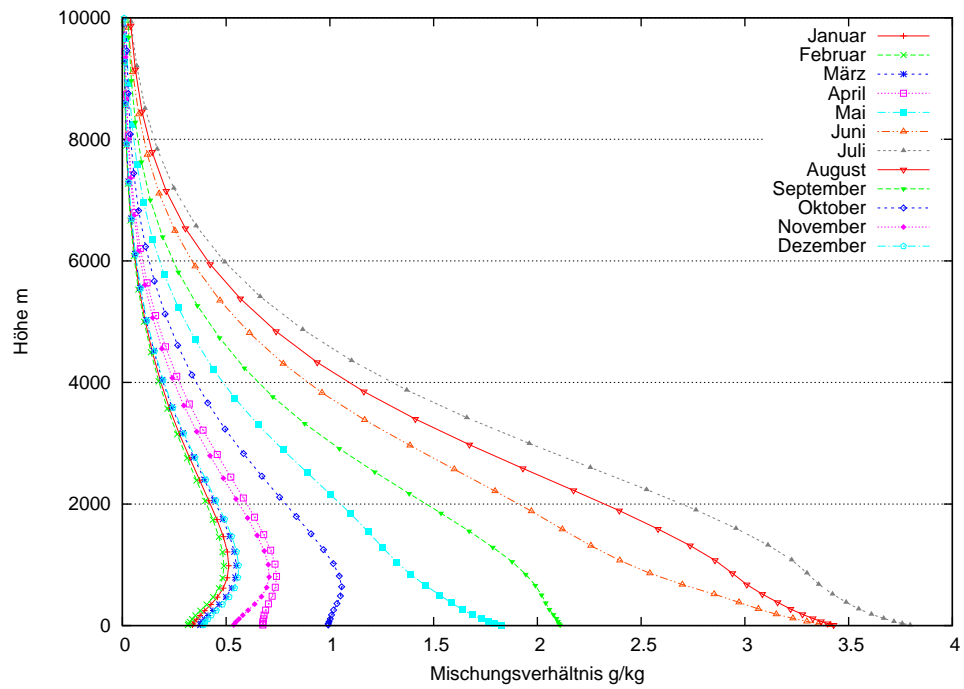


Abbildung 5.32: Feuchteprofile für 80°-90°N.

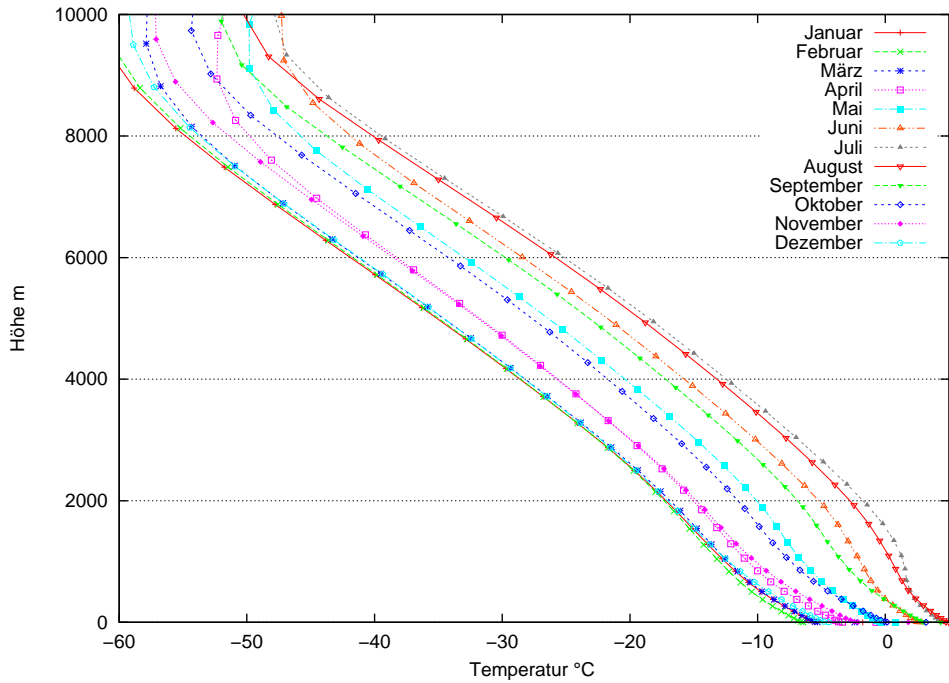


Abbildung 5.33: Temperaturprofile für Punkt Nordatlantik.

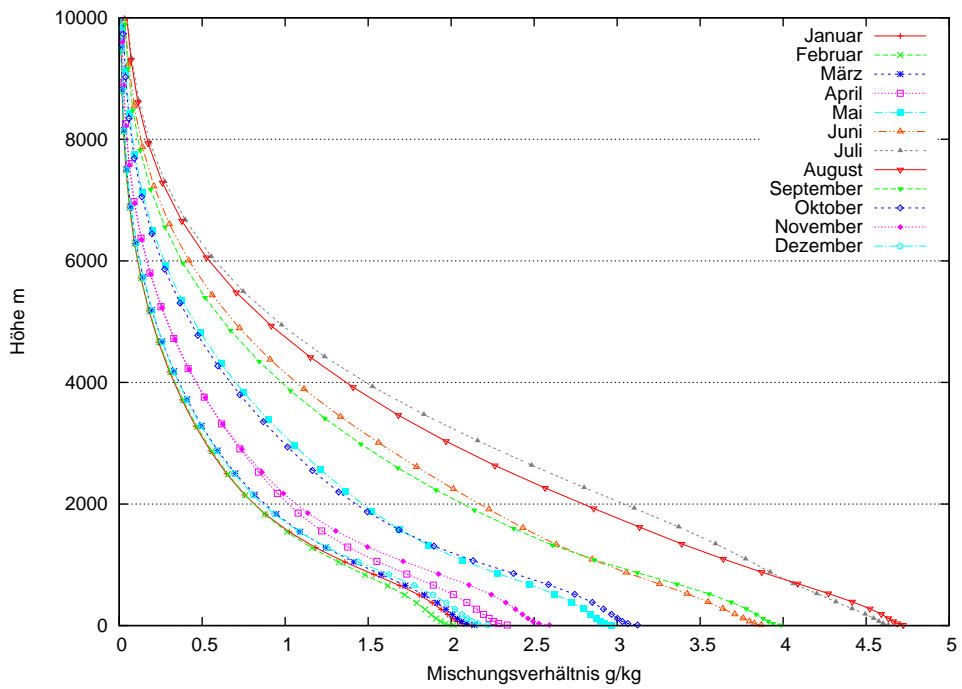


Abbildung 5.34: Mittlere Feuchteprofile für Punkt Nordatlantik.

5.3 Mittlere Profile der Temperatur und Feuchte

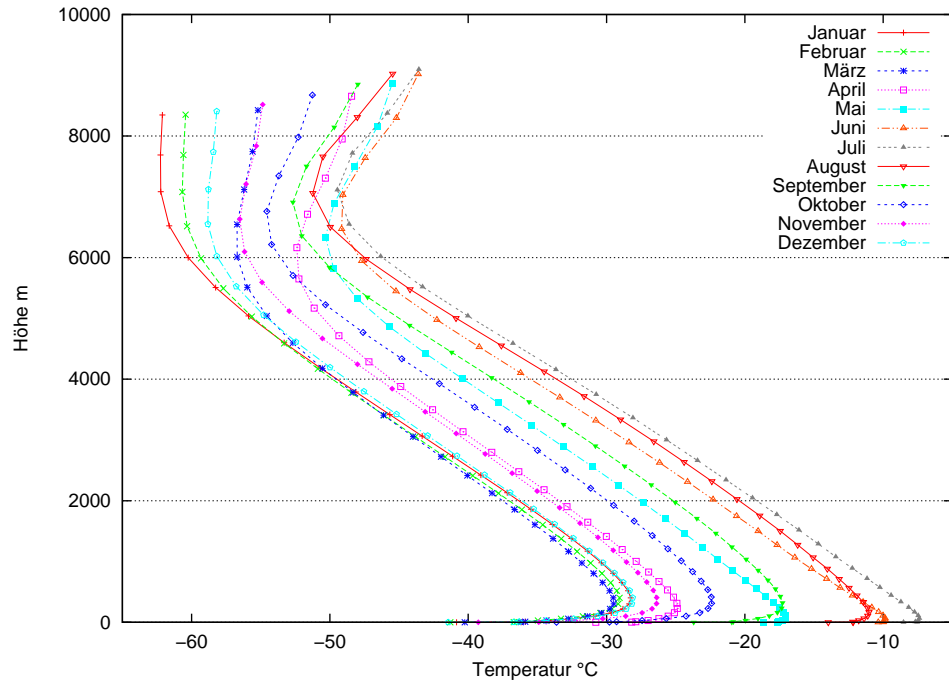


Abbildung 5.35: Mittlere Temperaturprofile für Punkt Grönland.

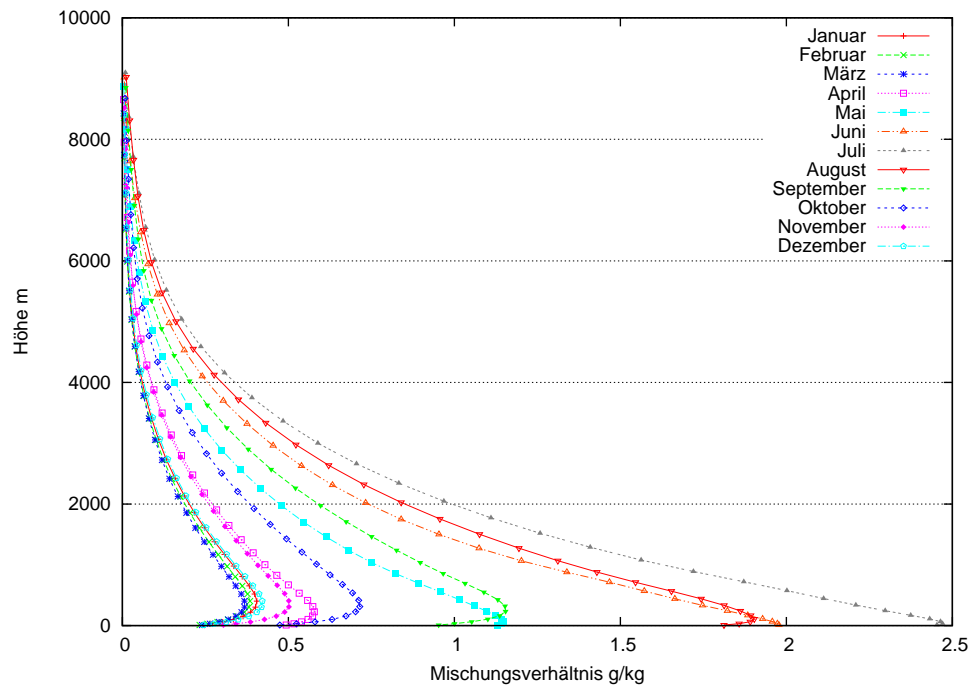


Abbildung 5.36: Mittlere Feuchteprofile für Punkt Grönland.

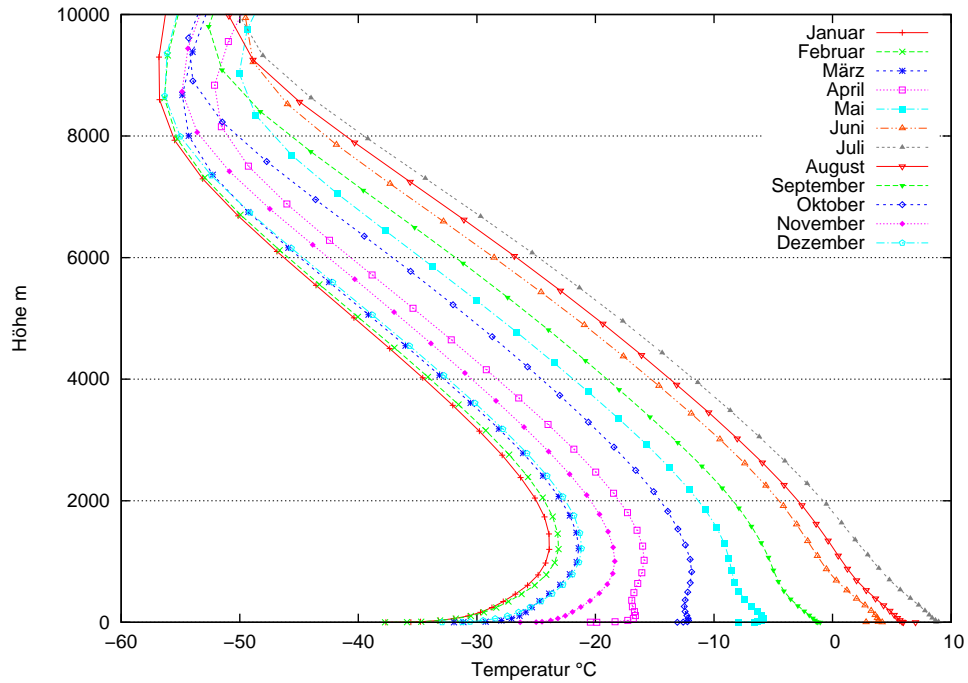


Abbildung 5.37: Mittlere Temperaturprofile für Punkt Kanadisches Archipel.

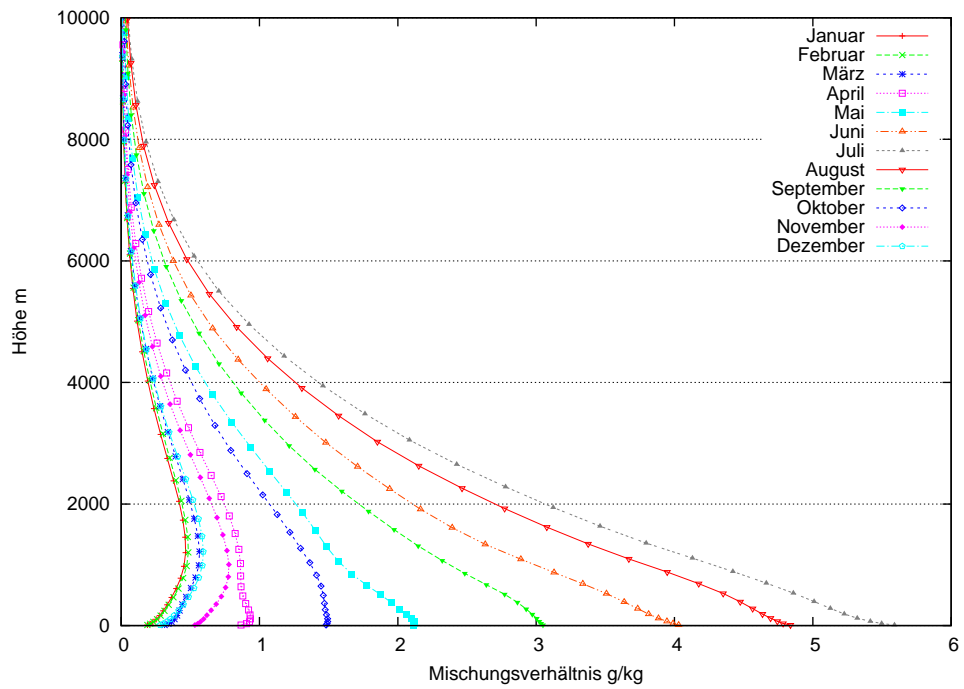


Abbildung 5.38: Mittlere Feuchteprofile für Punkt Kanadisches Archipel.

5.3 Mittlere Profile der Temperatur und Feuchte

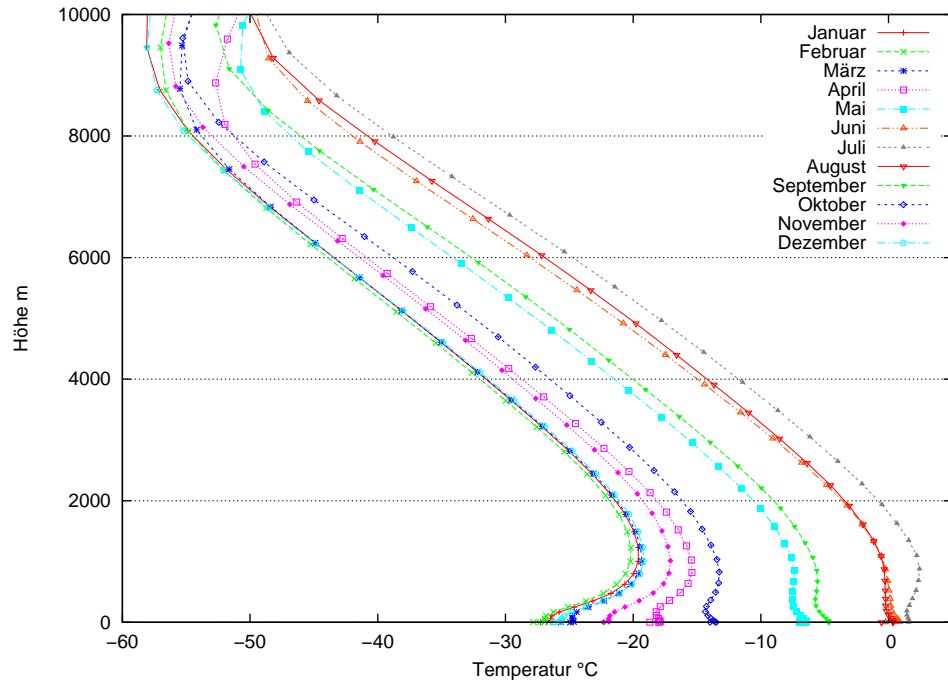


Abbildung 5.39: Mittlere Temperaturprofile für Punkt Beaufort-See.

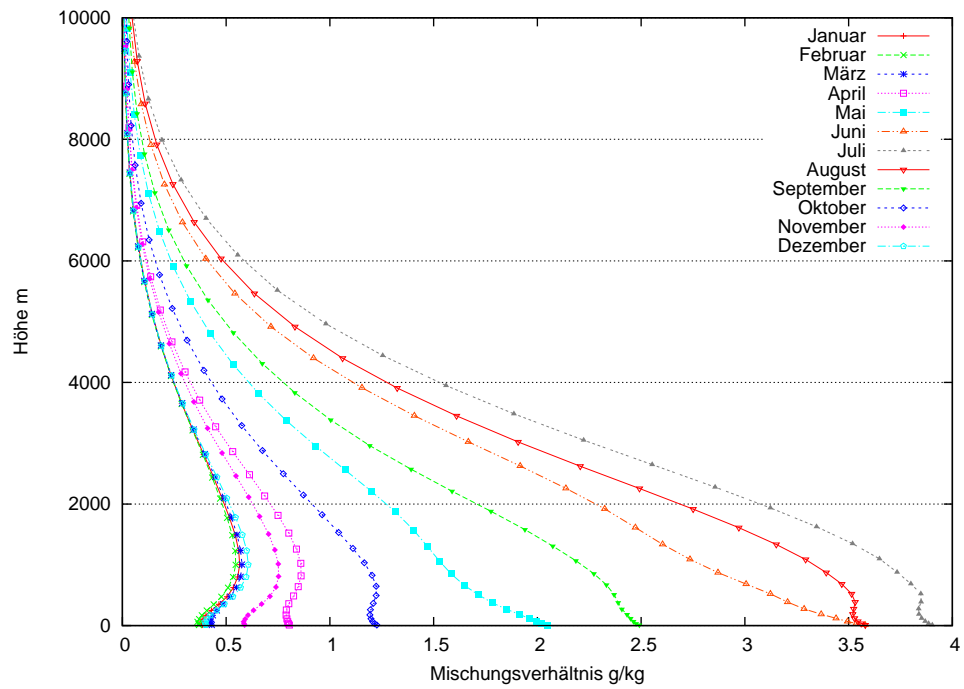


Abbildung 5.40: Mittlere Feuchteprofile für Punkt Beaufort-See.

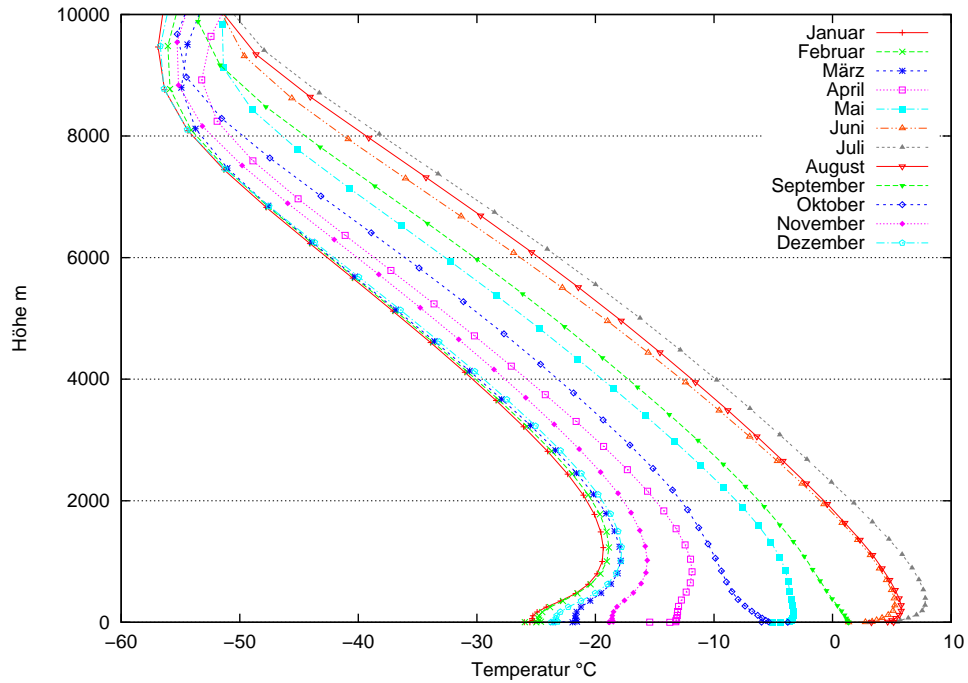


Abbildung 5.41: Mittlere Temperaturprofile für Punkt Laptev-See.

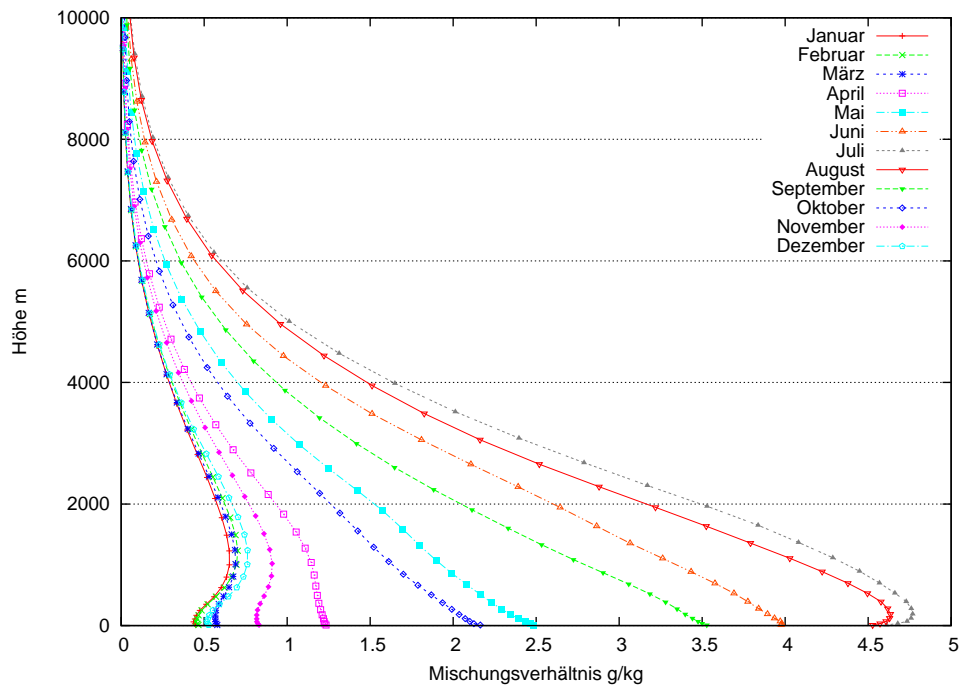


Abbildung 5.42: Mittlere Feuchteprofile für Punkt Laptev-See.

5.3 Mittlere Profile der Temperatur und Feuchte

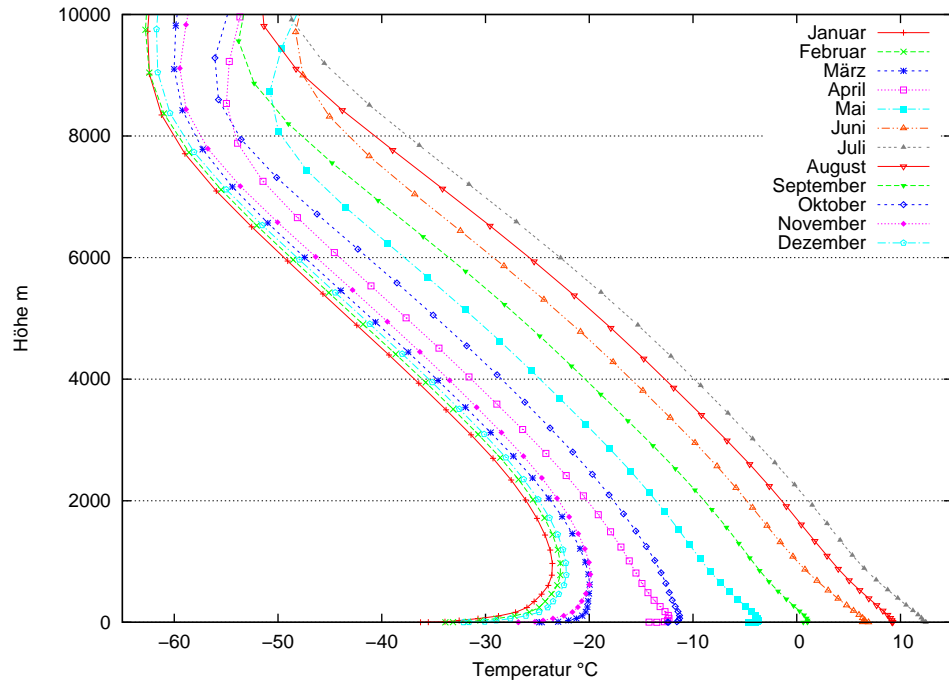


Abbildung 5.43: Mittlere Temperaturprofile für Punkt Sibirien/Taymir-Halbinsel.

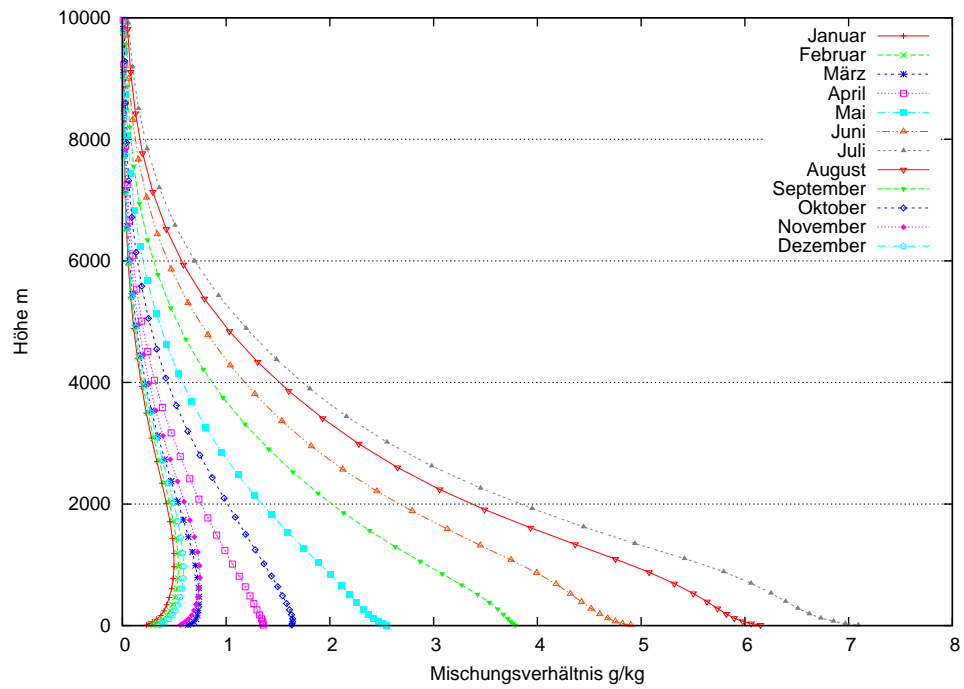


Abbildung 5.44: Mittlere Feuchteprofile für Punkt Sibirien/Taymir-Halbinsel.

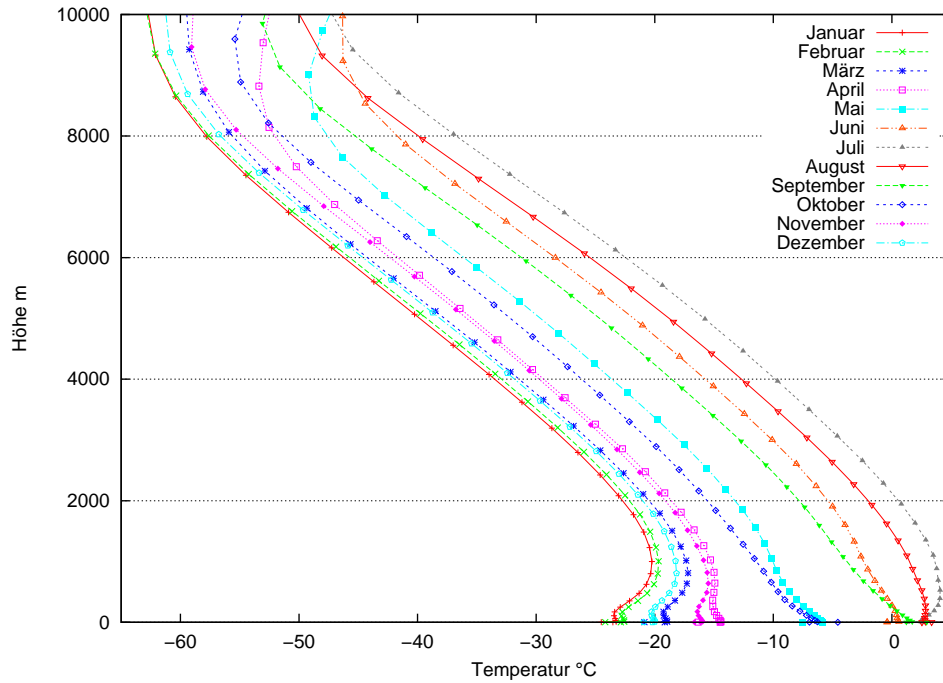


Abbildung 5.45: Mittlere Temperaturprofile für Punkt Kara-See.

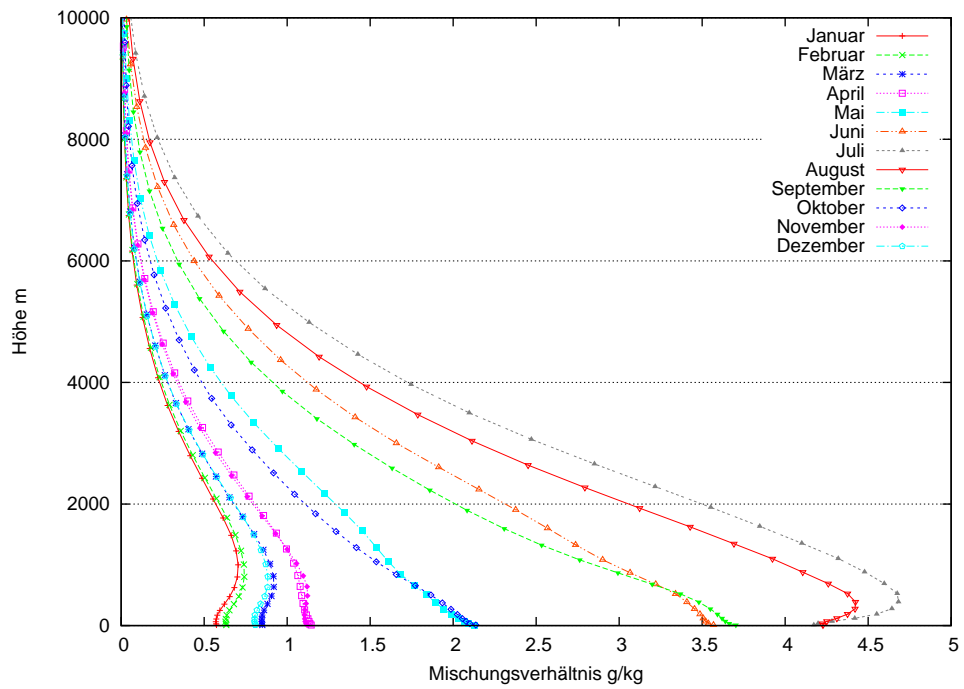


Abbildung 5.46: Mittlere Feuchteprofile für Punkt Kara-See.

5.3 Mittlere Profile der Temperatur und Feuchte

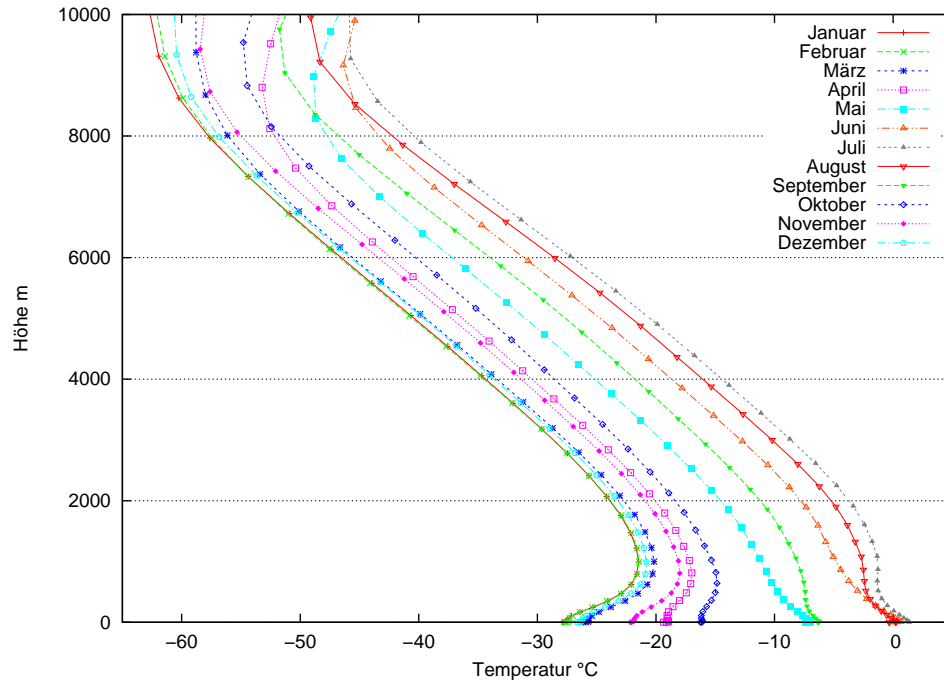


Abbildung 5.47: Mittlere Temperaturprofile für Punkt Nordpol/Westsektor.

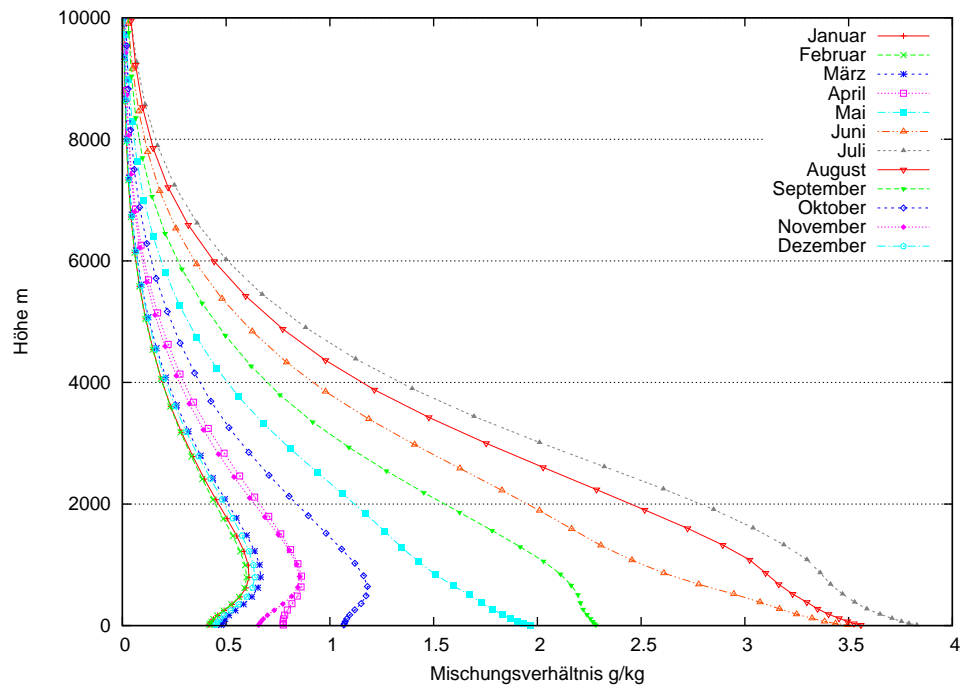


Abbildung 5.48: Mittlere Feuchteprofile für Punkt Nordpol/Westsektor.

5.4 Langjährige Zeitreihen

In mehreren der in Abschnitt 2.4 genannten Arbeiten werden Trends in den Inversions-eigenschaften angegeben. Timerev and Egorova (1991) und Bradley et al. (1993) zeigen eine Abnahme der Inversionsdicke. Kahl et al. (1996) findet zum Beispiel eine Zunahme der Inversionsstärke in Herbst und Winter und einen positiven Trend in der sommerlichen Höhe der Inversionsuntergrenze. Diese Arbeiten beziehen sich aber nur auf bestimmte Regionen und auf unterschiedliche Zeiträume (siehe 2.4).

Ein Vergleich mit entsprechenden Zeiträumen und regionalen Ausschnitten der ERA-40 Daten wäre möglich. Allerdings ist davon auszugehen, dass die in den Studien verwendeten Messungen auch in die Reanalyse eingeflossen sind und eine gute Übereinstimmung daher zu erwarten ist.

In diesem Abschnitt werden Zeitreihen der jahreszeitlichen Mittel von Inversionshäufigkeit, Dicke, Stärke und Höhe der Inversionsuntergrenze gezeigt. Die Werte beziehen sich auf das gesamte Gebiet, nur für die Inversionshäufigkeit und die Bodeninversionshäufigkeit wurde der Bereich 80° - 90° N separat betrachtet.

Die Zeitreihen wurden nicht auf Trends untersucht. Um belastbare Ergebnisse zu erhalten müsste eine solche Analyse sehr sorgfältig durchgeführt werden. Zudem ergeben sich durch die Besonderheiten der Reanalysedaten einige Erschwernisse.

Trends in den Zeitreihen können nicht nur durch natürliche Variabilität des Klimasystems entstehen, sondern in Reanalysedaten auch durch die Wandlung des Beobachtungssystems. Zum einen ändert sich die Beobachtungsdichte mit der Zeit, zum anderen können systematische Abweichungen durch flächendeckende Satellitenmessungen eingeführt werden. Solche Faktoren müssen genau abgeschätzt werden, wenn festgestellte Trends mit der allgemeinen Erwärmung durch den anthropogenen Klimawandel in Verbindung gebracht werden.

Eine weiteres Problem der Reanalyse- beziehungsweise von Modelldaten liegt darin, dass die Höhen der Niveaus auf denen die Zustandsgrößen vorliegen, nicht gleichverteilt sind. Daher müsste auf Tests zurückgegriffen werden, die keine Verteilung (z.B. Normalverteilung) voraussetzen.

Aus den abgebildeten Zeitreihen lässt sich kein eindeutiger Trend ablesen. Allein bei der Höhe der Inversionsuntergrenze (Abbildung 5.57) lässt sich ein leichter Anstieg im Sommer vermuten. Man erkennt aber, dass die Variabilität von Jahr zu Jahr je nach Parameter und je nach Jahreszeit unterschiedlich ist. Inversionsstärke und Inversionsdicke zum Beispiel schwanken von Jahr zu Jahr besonders stark im Winter.

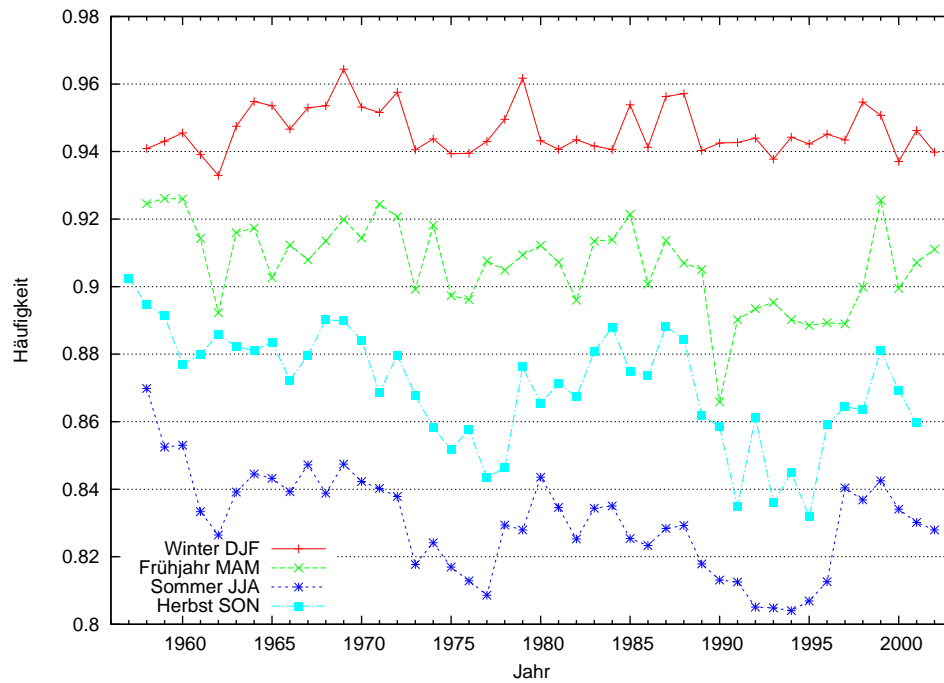


Abbildung 5.49: Saisonalmittel der Inversionshäufigkeit für gesamtes Gebiet.

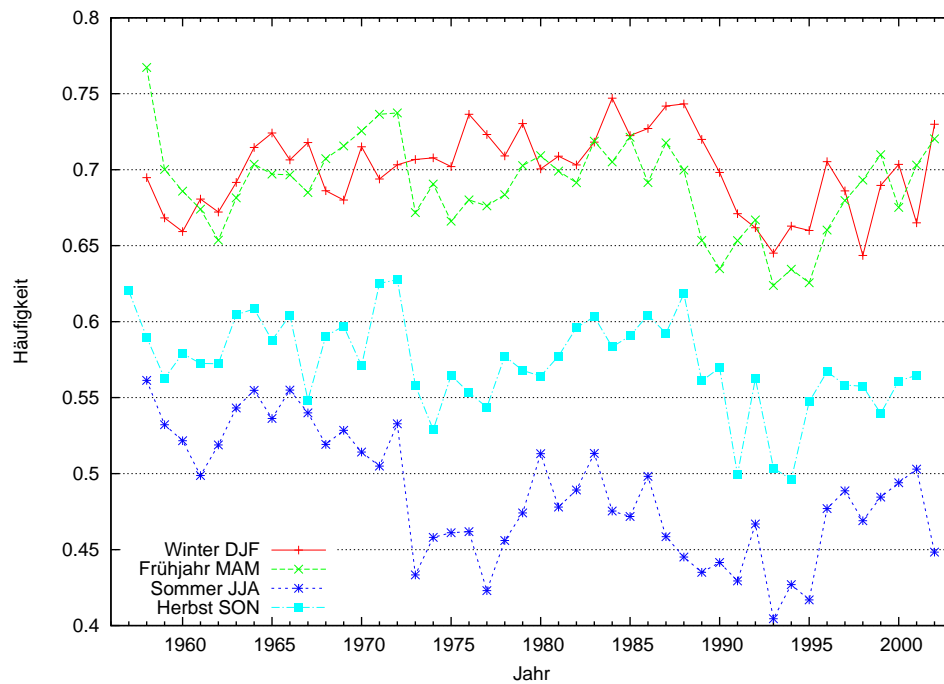


Abbildung 5.50: Saisonalmittel der Bodeninversionshäufigkeit für gesamtes Gebiet.

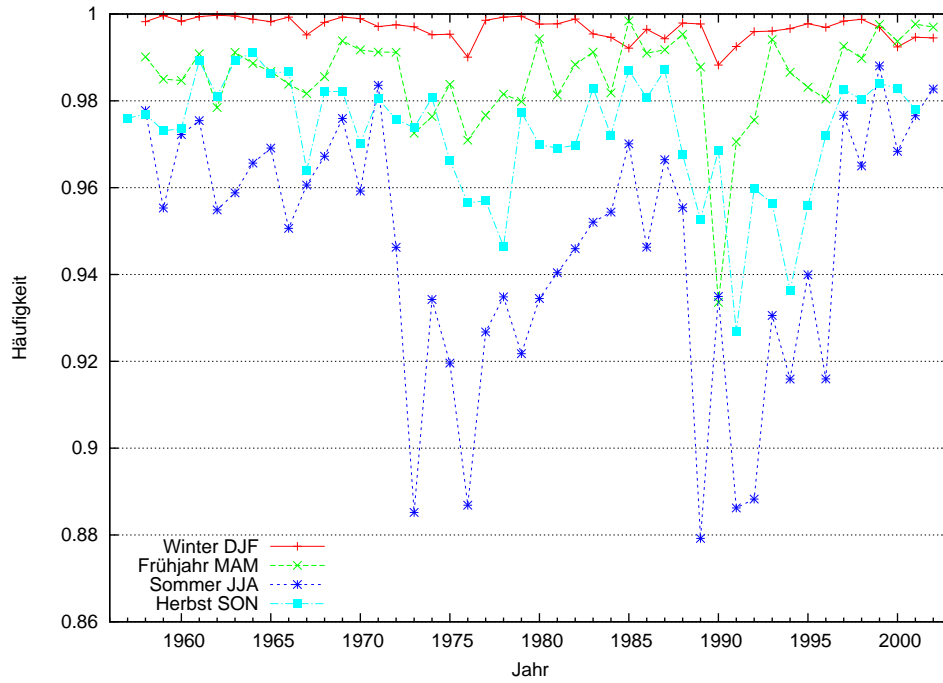


Abbildung 5.51: Saisonalmittel der Inversionshäufigkeit für Breitenbereich 80°-90°N.

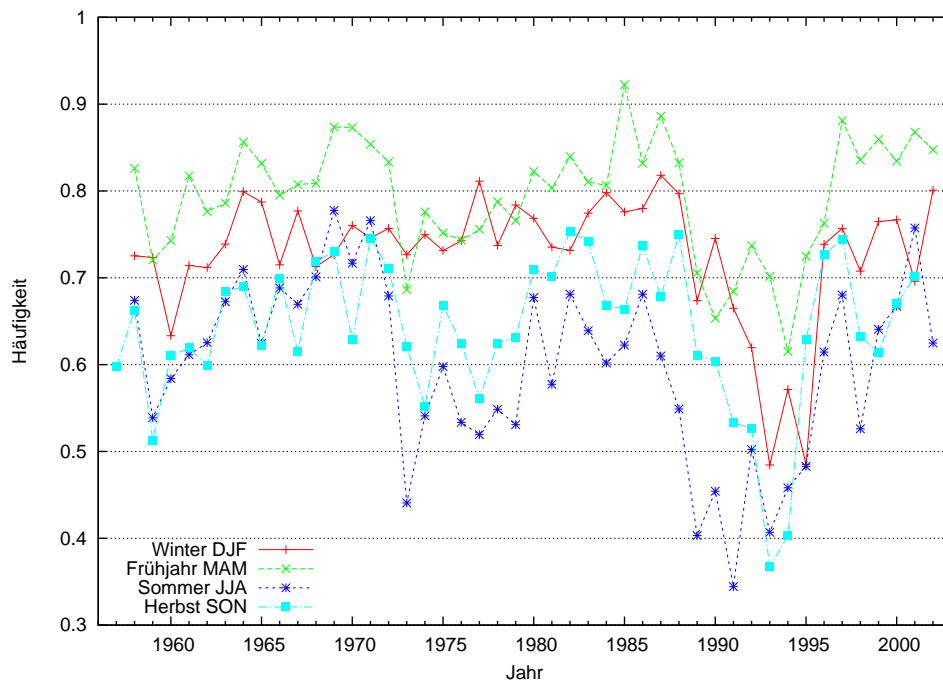


Abbildung 5.52: Saisonalmittel der Bodeninversionshäufigkeit für Breitenbereich 80°-90°N.

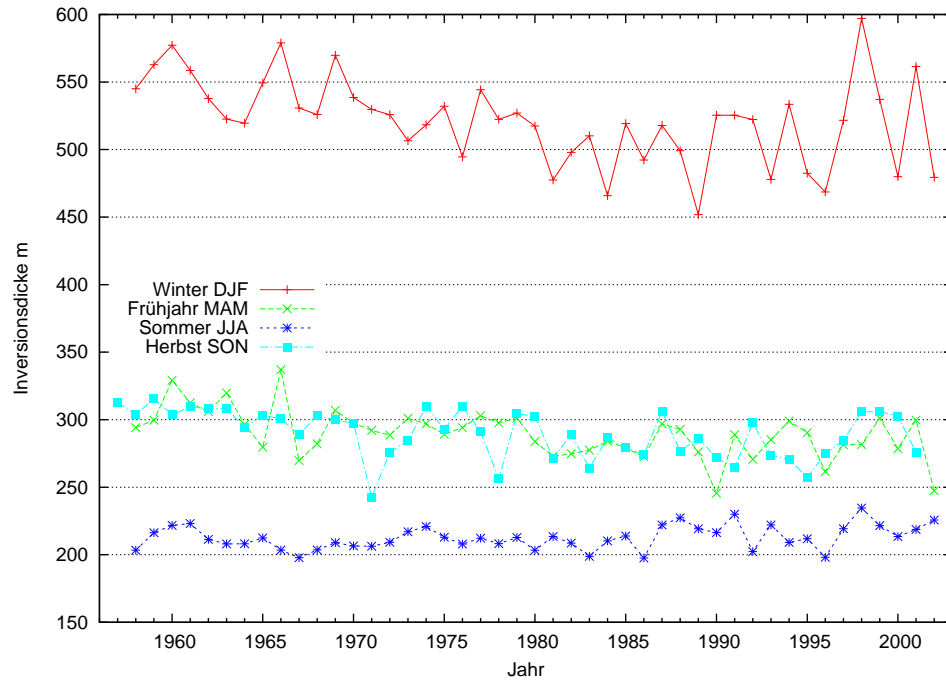


Abbildung 5.53: Saisonalmittel der Inversionsdicke für gesamtes Gebiet.

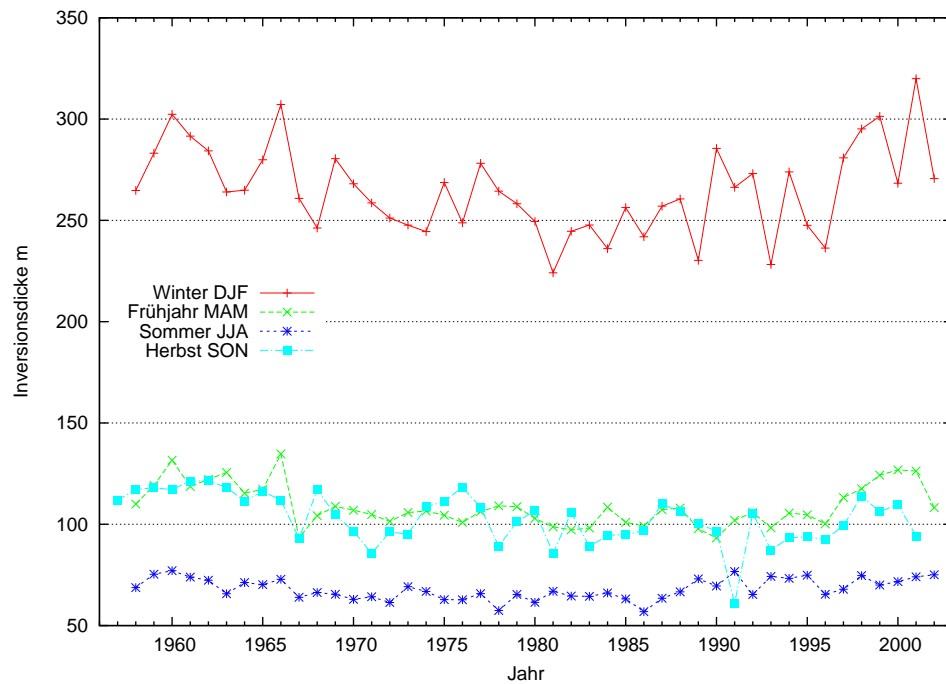


Abbildung 5.54: Saisonalmittel der Bodeninversionsdicke für gesamtes Gebiet.

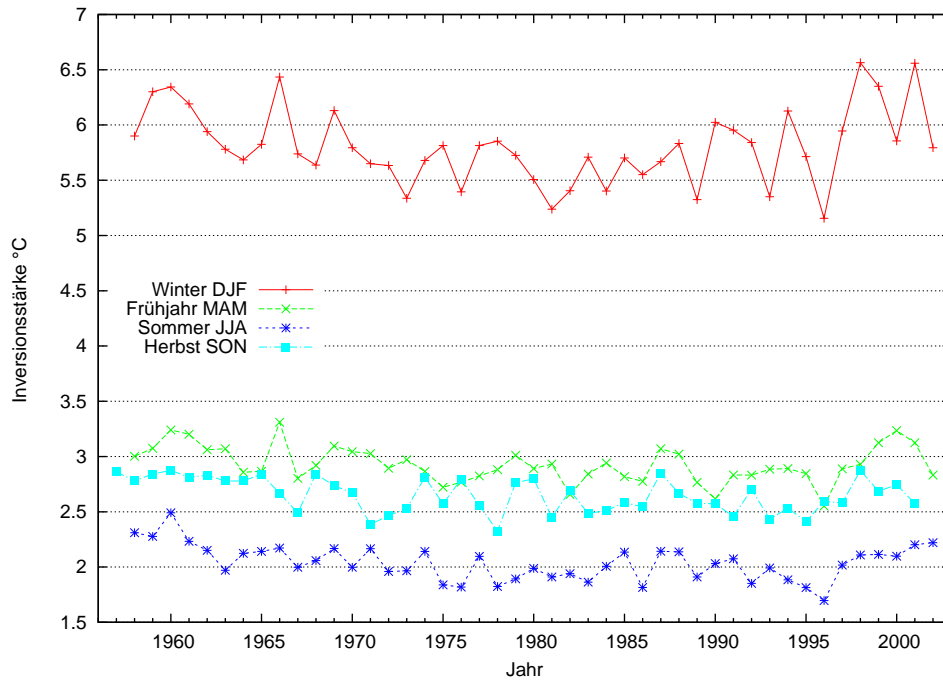


Abbildung 5.55: Saisonalmittel der Inversionsstärke für gesamtes Gebiet.

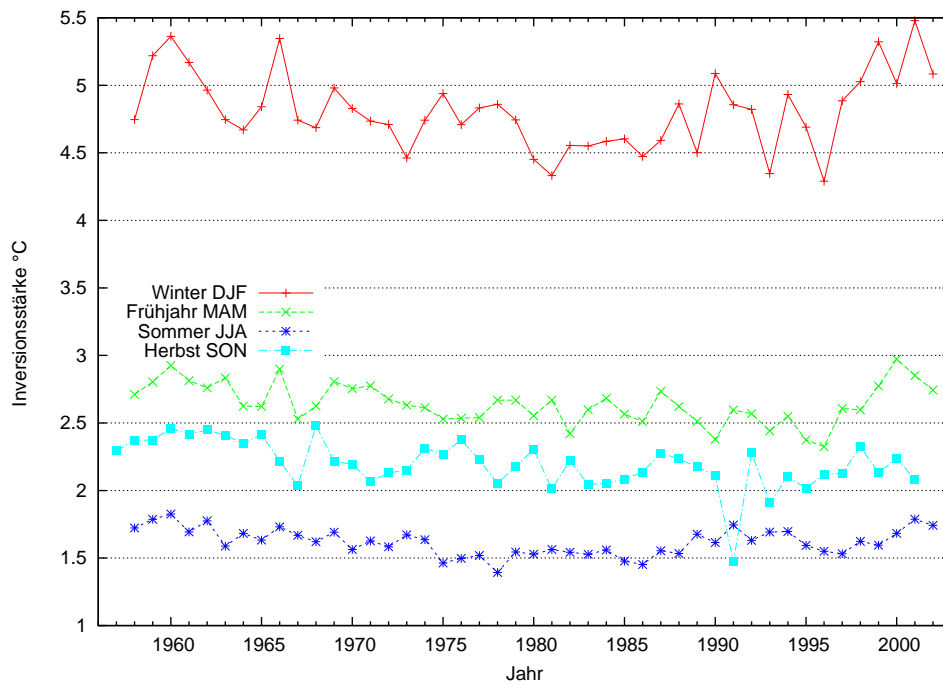


Abbildung 5.56: Saisonalmittel der Bodeninversionsstärke für gesamtes Gebiet.

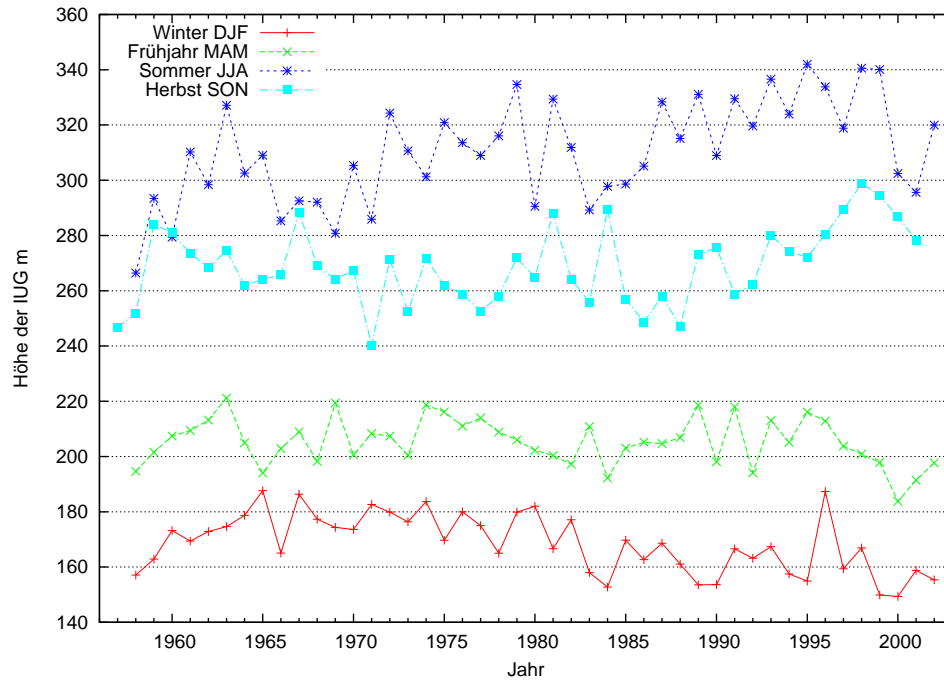


Abbildung 5.57: Saisonalmittel der Höhe der IUG für gesamtes Gebiet.

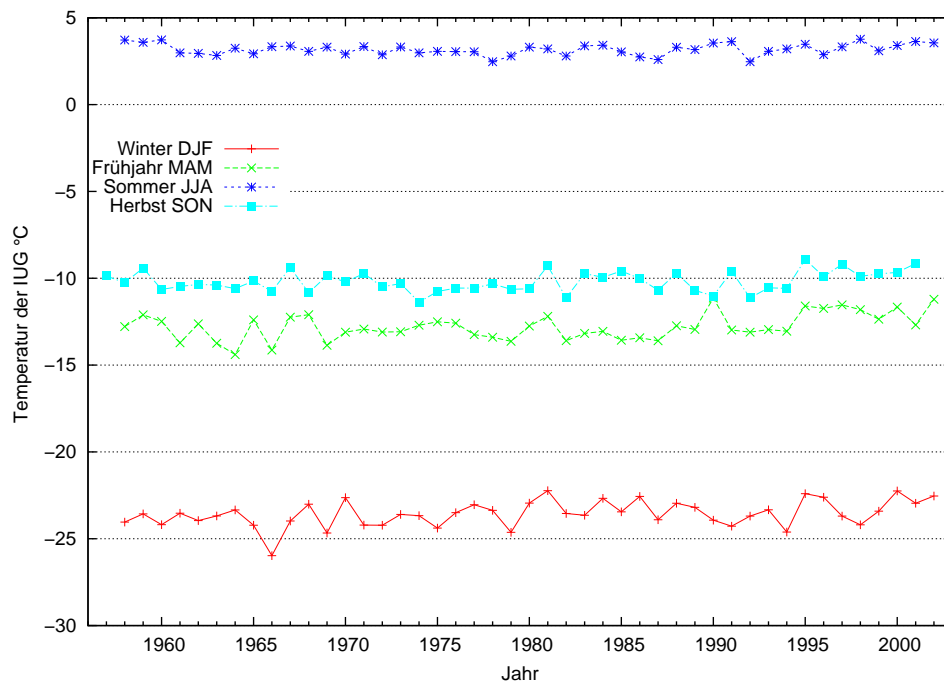


Abbildung 5.58: Saisonalmittel der Temperatur der IUG für gesamtes Gebiet.

6 Diskussion und Ausblick

Die Inversionsanalyse hat gezeigt, dass die ERA-40 Reanalysedaten geeignet sind, die wichtigsten Merkmale der arktischen Inversion wiederzugeben. Die Vertikalaufösung ist ausreichend, um Inversionen in verschiedenen Höhen zu erkennen und die Stärke und Dicke im Mittel mit den Ergebnissen aus Radiosondenmessungen in Einklang zu bringen. Auch die räumliche und zeitliche Variabilität wird, verglichen mit auf Radiosondenmessungen basierenden Studien, hinreichend gut dargestellt.

Ein Vergleich der Ergebnisse mit unabhängigen Daten steht noch aus. Ob die genannten Studien, die auf Radiosondenmessungen von Land- oder Driftstationen basieren, unabhängig sind, müsste im Einzelnen anhand des ERA-Archivs geprüft werden. Die Wahrscheinlichkeit, dass die verwendeten Daten nicht in ERA-40 eingeflossen sind, erscheint aber gering.

Der Algorithmus zur Inversionserkennung ist verhältnismäßig einfach, da kein Kriterium implementiert ist, das isotherme Schichten registriert. Fälle, in denen der vertikale Temperaturgradient nahe null ist, werden nicht gesondert behandelt. Eine Berücksichtigung der Temperaturgradienten und die Klassifizierung von Vertikalprofilen mit isothermen Schichten könnte die Inversionsstatistik sinnvoll ergänzen.

Die Durchführung der Inversionsanalyse mit verschiedenen untersten Temperaturniveaus hat zum Teil deutliche Unterschiede ergeben. Die regionale Verteilung der Bodeninversionshäufigkeit für ML_2m und ML_2m_skt (Abbildungen 5.8 und 5.9) zum Beispiel zeigt sehr markante Differenzen. Das unterstreicht zum einen die Bedeutung der Oberflächentemperatur und damit der Oberflächenbeschaffenheit für das bodennahe Temperaturprofil. Zum anderen wirft es die Frage auf, wie realitätsnah die Skin-Temperatur und auch die 2m-Temperatur in ERA-40 sind. Außerdem führt es vor Augen, dass bei Auswertung von Radiosondenmessungen darauf geachtet werden muss, welche Messung als unterstes Niveau verwendet wird.

Nicht nur in Bezug auf niedrige Inversionen in den untersten Niveaus, sondern auch hinsichtlich höher reichender und abgehobener Inversionen, müssen die übrigen Randbedingungen mit in die Betrachtung einbezogen werden. Die Korrelation mit Bewölkung, kurzweiliger Einstrahlung und weiteren Faktoren sollte genauer untersucht werden. Der Vergleich mit unabhängigen Messungen könnte zeigen, in welchen Situationen die ERA-40 Daten mehr oder weniger Übereinstimmung aufweisen.

Da die Daten in höchster verfügbarer zeitlicher Auflösung analysiert und archiviert wur-

den, besteht die Möglichkeit, auch kürzere Zeiträume und bestimmte Regionen zu analysieren, sofern die räumliche Auflösung von 125×125 km ausreichend ist.

Zur vollständigen Betrachtung der arktischen Inversion gehört auch das Windprofil. Die Winddaten wurden in dieser Arbeit nicht ausgewertet, da der Aufwand für Datenbeschaffung, Speicherung und Verarbeitung zu groß geworden wäre. Gerade hinsichtlich der Wechselwirkung zwischen der Inversion und dem atmosphärischen Antrieb des Meereises wäre es interessant herauszufinden, ob ERA-40 das bodennahe Windfeld realistisch wiedergibt.

Die Darstellung der langjährigen Zeitreihen der Inversionseigenschaften kann nur Anhaltspunkte auf mögliche Trends liefern. Die Faktoren, die als Gründe für Trends in Frage kommen, sind bei der Reanalyse durch das feste Datenassimilations-System zwar um einen Komplex reduziert, aber immer noch vielfältig. Effekte durch Änderungen am Beobachtungssystem müssen erst ausgegrenzt werden, bevor Trends durch natürliche Variabilität oder die anthropogene Klimaerwärmung erklärt werden können.

Eine räumliche Analyse der Zeitreihen und eventueller Trends könnte Aufschlüsse darüber geben, welche Komponenten des Systems für Änderungen verantwortlich sind. In erster Linie kommen dabei Meereis und Meeresoberflächentemperatur in Frage, aber auch Änderungen der Zirkulationsmuster (Zyklonenzugbahnen) sind möglich.

Die hier beschriebene Inversionsanalyse ist ohne Modifikation auch auf ERA-40 Daten für die Antarktis anwendbar. Die Beobachtungsdichte in der Antarktis ist deutlich geringer als in der Arktis. Radiosondenstationen konzentrieren sich auf einige küstennahe Stationen und eine einstellige Zahl von Stationen im Inneren des Kontinents. Eine Darstellung der Inversionseigenschaften in der Fläche ist mit den vorhandenen Beobachtungsdaten nicht möglich. Die ERA-40 Daten könnten, bis zu einer gewissen Genauigkeit, ein flächiges Bild der antarktischen Inversion liefern.

Abbildungsverzeichnis

1.1	Übersicht der Arktis.	3
2.1	Beispielprofile.	8
2.2	Stabile Schichtung bei Absinken.	10
3.1	Abdeckung mit Radiosondenmessungen.	25
4.1	Höhen der Modell-Flächen im Jahresgang.	31
4.2	Zonalschnitt.	32
4.3	Geländehöhen aus ERA-40.	33
4.4	Profil zur Demonstration der Inversionsanalyse.	35
5.1	Häufigkeit nach Höhenklassen.	42
5.2	Häufigkeit nach Höhenklassen. IUG unter 3 km.	42
5.3	Profilverläufe bei unterschiedlichen untersten Temperaturniveaus.	43
5.4	Jahresgang der Inversionshäufigkeit. ML.	46
5.5	Jahresgang der Inversionshäufigkeit. ML_2m.	46
5.6	Jahresgang der Inversionshäufigkeit. ML_2m_skt.	47
5.7	Regionale Verteilung der Inversionshäufigkeit.	48
5.8	Regionale Verteilung Bodeninversionshäufigkeit ML_2m.	49
5.9	Regionale Verteilung Bodeninversionshäufigkeit ML_2m_skt.	50
5.10	Monatsmittel der Inversionsdicke nach Höhenklassen.	51
5.11	Monatsmittel der Inversionsstärke nach Höhenklassen	52
5.12	Jahresgang der Inversionsdicke.	53
5.13	Jahresgang der Inversionsstärke.	54
5.14	Jahresgang der Höhe der IUG und IOG.	54
5.15	Jahresgang der Temperatur der IUG und IOG.	55
5.16	Jahresgang der Feuchte an der IUG und IOG.	55
5.17	Regionale Verteilung der Inversionsdicke. Januar bis Juni.	58
5.18	Regionale Verteilung der Inversionsdicke. Juli bis Dezember.	59
5.19	Regionale Verteilung der Inversionsstärke. Januar bis Juni.	60
5.20	Regionale Verteilung der Inversionsstärke. Juli bis Dezember.	61

5.21 Regionale Verteilung der Höhe der IUG. Januar bis Juni.	62
5.22 Regionale Verteilung der Höhe der IUG. Juli bis Dezember.	63
5.23 Mittlere Temperaturprofile für Gesamtgebiet und Gesamtzeitraum.	65
5.24 Mittlere Feuchteprofile für Gesamtgebiet und Gesamtzeitraum.	65
5.25 Temperaturprofile für Gesamtgebiet und Gesamtzeitraum bis 4 km Höhe.	66
5.26 Feuchteprofile für Gesamtgebiet und Gesamtzeitraum bis 4 km Höhe.	66
5.27 Temperaturprofile für 60°-70°N.	67
5.28 Mittlere Feuchteprofile für 60°-70°N.	67
5.29 Temperaturprofile für 70°-80°N.	68
5.30 Feuchteprofile für 70°-80°N.	68
5.31 Temperaturprofile für 80°-90°N.	69
5.32 Feuchteprofile für 80°-90°N.	69
5.33 Temperaturprofile für Punkt Nordatlantik.	70
5.34 Mittlere Feuchteprofile für Punkt Nordatlantik.	70
5.35 Mittlere Temperaturprofile für Punkt Grönland.	71
5.36 Mittlere Feuchteprofile für Punkt Grönland.	71
5.37 Mittlere Temperaturprofile für Punkt Kanadisches Archipel.	72
5.38 Mittlere Feuchteprofile für Punkt Kanadisches Archipel.	72
5.39 Mittlere Temperaturprofile für Punkt Beaufort-See.	73
5.40 Mittlere Feuchteprofile für Punkt Beaufort-See.	73
5.41 Mittlere Temperaturprofile für Punkt Laptev-See.	74
5.42 Mittlere Feuchteprofile für Punkt Laptev-See.	74
5.43 Mittlere Temperaturprofile für Punkt Sibirien/Taymir-Halbinsel.	75
5.44 Mittlere Feuchteprofile für Punkt Sibirien/Taymir-Halbinsel.	75
5.45 Mittlere Temperaturprofile für Punkt Kara-See.	76
5.46 Mittlere Feuchteprofile für Punkt Kara-See.	76
5.47 Mittlere Temperaturprofile für Punkt Nordpol/Westsektor.	77
5.48 Mittlere Feuchteprofile für Punkt Nordpol/Westsektor.	77
5.49 Saisonalmittel der Inversionshäufigkeit für gesamtes Gebiet.	79
5.50 Saisonalmittel der Bodeninversionshäufigkeit für gesamtes Gebiet.	79
5.51 Saisonalmittel der Inversionshäufigkeit für Breitenbereich 80°-90°N.	80
5.52 Saisonalmittel der Bodeninversionshäufigkeit für Breitenbereich 80°-90°N.	80
5.53 Saisonalmittel der Inversionsdicke für gesamtes Gebiet.	81
5.54 Saisonalmittel der Bodeninversionsdicke für gesamtes Gebiet.	81
5.55 Saisonalmittel der Inversionsstärke für gesamtes Gebiet.	82
5.56 Saisonalmittel der Bodeninversionsstärke für gesamtes Gebiet.	82
5.57 Saisonalmittel der Höhe der IUG für gesamtes Gebiet.	83
5.58 Saisonalmittel der Temperatur der IUG für gesamtes Gebiet.	83

Tabellenverzeichnis

4.1	Parameter für die Inversionsanalyse.	28
4.2	Höhen der Modell-Flächen in Meter	30
5.1	Inversionshäufigkeit. Gesamtes Gebiet und Gesamtzeitraum.	40
5.2	Inversionshäufigkeit. Gesamtes Gebiet und Gesamtzeitraum. IUG unter 3 km.	40
5.3	Inversionshäufigkeit für bestimmte Sonderfälle. Angaben in Prozent.	44
5.4	Inversionsstärke von niedrigen Inversionen.	45
5.5	Koordinaten der Vertikalprofile.	64

Literaturverzeichnis

- Andrae, S. N. and K. Onogi. The Radiosonde Temperature Bias Corrections used in ERA-40. *ERA-40 Project Report Series No. 15*, 2004.
- Andreas, E. L. Estimation of Heat and Mass Fluxes over Arctic Leads. *Monthly Weather Review*, 108(12):2057–2063, 1980.
- Andreas, E. L. and B. Murphy. Bulk Transfer-Coefficients for Heat and Momentum over Leads and Polynyas. *Journal Of Physical Oceanography*, 16(11):1875–1883, November 1986.
- Barrie, L. A., J. W. Bottenheim, R. C. Schnell, P. J. Crutzen and R. A. Rasmussen. Ozone Destruction and Photochemical-Reactions at Polar Sunrise in the Lower Arctic Atmosphere. *Nature*, 334(6178):138–141, July 1988.
- Belmont, A. D. Lower Tropospheric Inversions at Ice Island T-3. *J. Atmos. Terr. Phys.*, Special Supplement:215–284, 1957.
- Bradley, R. S., F. T. Keimig and H. F. Diaz. Climatology of Surface-Based Inversions in the North-American Arctic. *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, 97(D14): 15699–15712, October 1992.
- Bradley, R. S., F. T. Keimig and H. F. Diaz. Recent Changes in the North-American Arctic Boundary-Layer in Winter. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 98 (D5):8851–8858, May 1993.
- Bridgman, H. A., R. C. Schnell, J. D. Kahl, G. A. Herbert and E. Joranger. A Major Haze Event near Point Barrow, Alaska - Analysis of Probable Source Regions and Transport Pathways. *Atmospheric Environment*, 23(11):2537–2549, 1989.
- Brümmer, B., J. Launiainen, G. Müller and D. Schröder. Framzy 2002 - Second Field Experiment on Fram Strait Cyclones and their Impact on Sea Ice, Field Report with Measurement Examples. *Berichte aus dem Zentrum für Meeres- und Klimaforschung, Universität Hamburg, Reihe A*, 37:156pp, 2005.

- Brümmer, B., G. Müller, C. Kreutzmann and J. Launiainen. The Arctic Inversion and its Representation in Operational Weather Models. In *ACSYS Final Science Conference, 11.-14.11.2003 St.Petersburg*, 2003.
- Brümmer, B. and S. Thiemann. The Atmospheric Boundary Layer in an Arctic Winter-time On-Ice Air Flow. *Boundary-Layer Meteorology*, 104(1):53–72, July 2002.
- Busch, N., U. Ebel, H. Kraus and E. Schaller. The Structure of the Subpolar Inversion-Capped ABL. *Arch. Met. Geophys. Bioklim.*, 31A:1–18, 1982.
- Christensen, J. H., B. Hewitson, A. Busuioc, A. Chen, X. Gao, I. Held, R. Jones, R. K. Kolli, W. -T. Kwon, R. Laprise, V. Magaña Rueda, L. Mearns, C. G. Menéndez, J. Räisänen, A. Rinke, A. Sarr and P. Whetton Regional Climate Projections. In Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller, editors, *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007.
- Curry, J. On the Formation of Polar Continental Air. *Journal of Atmospheric Science*, 40:2278–2292, 1983.
- Fiorino, M. A Multi-Decadal Daily Sea Surface Temperature and Sea Ice Concentration Data Set for the ERA-40 Reanalysis. *ERA-40 Project Report Series No. 12*, 2004.
- Gaigerov, S. S. *Aerology of the Polar Regions*. Jerusalem : Israel Program for Scientific Translations, 1967.
- Hibler, W. D. and K. Bryan. A Diagnostic Ice Ocean Model. *Journal Of Physical Oceanography*, 17(7):987–1015, July 1987.
- Kahl, J. D. Characteristics of the Low-Level Temperature Inversion along the Alaskan Arctic Coast. *International Journal of Climatology*, 10:537–548, 1990.
- Kahl, J. D., M. C. Serreze and R. C. Schnell. Tropospheric Low-Level Temperature Inversions in the Canadian Arctic. *Atmosphere-Ocean*, 30(4):511–529, December 1992.
- Kahl, J. D., D. A. Martinez and N. A. Zaitseva. Long-Term Variability in the Low-Level Inversion Layer over the Arctic Ocean. *International Journal of Climatology*, 16(11): 1297–1313, November 1996.
- Kållberg, P., A. Simmons, S. Uppala and M. Fuentes. The ERA-40 Archive. *ERA-40 Project Report Series*, 17:52, 2004.

- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne and D. Joseph. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin Of The American Meteorological Society*, 77(3):437–471, March 1996.
- Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woollen, S. K. Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino and G. L. Potter. NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (r-2). *Bulletin Of The American Meteorological Society*, 83(11):1631–1643, November 2002.
- Liu, Y. H., J. R. Key, A. Schweiger and J. Francis. Characteristics of Satellite-Derived Clear-Sky Atmospheric Temperature Inversion Strength in the Arctic, 1980-96. *Journal Of Climate*, 19(19):4902–4913, October 2006.
- Möller, F. *Einführung in die Meteorologie*, Band 1 *B.I.-Hochschultaschenbuch*. BI Wissenschaftsverlag, 1973.
- Nagurny, A. P. Space-Time Distribution of Temperature Inversions in the Arctic Atmospheric Boundary-Layer. *Annales Geophysicae-Atmospheres Hydrospheres And Space Sciences*, 13(10):1087–1092, October 1995.
- Oltmans, S. J., R. C. Schnell, P. J. Sheridan, R. E. Peterson, S. M. Li, J. W. Winchester, P. P. Tans, W. T. Sturges, J. D. Kahl and L. A. Barrie. Seasonal Surface Ozone and Filterable Bromine Relationship in the High Arctic. *Atmospheric Environment*, 23(11):2431–2441, 1989.
- Overland, J. E. and K. L. Davidson. Geostrophic drag coefficients over sea ice. *Tellus Series A-Dynamic Meteorology And Oceanography*, 44A(1):54–66, January 1992.
- Overland, J. E. and P. S. Guest. The Arctic Snow and Air-Temperature Budget over Sea Ice during Winter. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 96(C3):4651–4662, March 1991.
- Sander, R., J. Burrows and L. Kaleschke. Carbonate Precipitation in Brine - a Potential Trigger for Tropospheric Ozone Depletion Events. *Atmospheric Chemistry And Physics*, 6:4653–4658, October 2006.
- Schnell, R. C., R. G. Barry, M. W. Miles, E. L. Andreas, L. F. Radke, C. A. Brock, M. P. McCormick and J. L. Moore. Lidar Detection of Leads in Arctic Sea Ice. *Nature*, 339(6225):530–532, June 1989.
- Serreze, M. C. and J. A. Francis. The Arctic Amplification Debate. *Climatic Change*, 76(3-4):241–264, June 2006.

- Serreze, M. C., J. D. Kahl and R. C. Schnell. Low-Level Temperature Inversions of the Eurasian Arctic and Comparisons with Soviet Drifting Station Data. *Journal of Climate*, 5(6):615–629, June 1992a.
- Serreze, M. C., J. A. Maslanik, M. C. Rehder, R. C. Schnell, J. D. Kahl and E. L. Andreas. Theoretical Heights of Buoyant Convection above Open Leads in the Winter Arctic Pack Ice Cover. *Journal Of Geophysical Research-Oceans*, 97(C6):9411–9422, June 1992b.
- Serreze, Mark C. and Roger G. Barry. *The Arctic Climate System*. Cambridge Atmospheric and Space Science Series, 2005.
- Shaw, G. E. The Arctic Haze Phenomenon. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 76(12):2403–2413, December 1995.
- Timerev, A. A. and S. A. Egorova. Spatial-Temporal Variability of Surface Inversions in the Arctic. *Soviet Meteorol. Hydrol.*, 7:39–44, 1991.
- Toussaint, F. Era40_ml00_6h (atmosphere, 60 model level). Technical report, http://cera-www.dkrz.de/WDCC/ui/Compact.jsp?acronym=ERA40_ML00_6H, 2003.
- Uppala, S. , P. Kållberg, A. Hernandez, S. Saarinen, M. Fiorino, X. Li, K. Onogi, N. Sokka, U. Andrae and V. Da Costa Bechtold, L. van de Berg, J. Gustaffson and A. Yldirim. Era-40: ECMWF 45-Year Reanalysis of the Global Atmosphere and Surface Conditions 1957-2002. *ECMWF Newsletter*, 101:2–21, 2004.
- Uppala, S. M., P. W. Kållberg, A. J. Simmons, U. Andrae, V. D. Bechtold, M. Fiorino, J. K. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G. A. Kelly, X. Li, K. Onogi, S. Saarinen, N. Sokka, R. P. Allan, E. Andersson, K. Arpe, M. A. Balmaseda, A. C. M. Beljaars, L. Van De Berg, J. Bidlot, N. Bormann, S. Caires, F. Chevallier, A. Dethof, M. Dragosavac, M. Fisher, M. Fuentes, S. Hagemann, E. Holm, B. J. Hoskins, L. Isaksen, P. A. E. M. Janssen, R. Jenne, A. P. McNally, J. F. Mahfouf, J. J. Morcrette, N. A. Rayner, R. W. Saunders, P. Simon, A. Sterl, K. E. Trenberth, A. Untch, D. Vasiljevic, P. Viterbo and J. Woollen. The ERA-40 Re-Analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(612):2961–3012, October 2005.
- Vowinckel, E. and S. Orvig. The Inversion Over the Polar Ocean. Technical Report 87, WMO Tech. Note No. 87, 1967.
- Vowinckel, E. and S. Orvig. *World Survey of Climatology, Vol.14, Climates of the Polar Regions*, Chapter 'The Climate of the North Polar Basin', pages 129–226. Elsevier, 1970.

Walden, V. P., A. Mahesh and S. G. Warren. Recent Changes in the North American Arctic Boundary Layer in Winter - Comment. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 101(D3):7127–7134, March 1996.

Wexler, H. Cooling in the Lower Atmosphere and the Structure of Polar Continental Air. *Monthly Weather Review*, 64(4):122–136, April 1936.

Zaitseva, N. A., S. M. Skony and J. D. Kahl. Temperature Inversions Over the Western Arctic from Radiosonde Data. *Russian Meteorology and Hydrology*, 6:6 – 17, 1996.

Danksagung

Mein Dank gilt Professor Burghard Brümmer für die motivierende Betreuung meiner Arbeit und dafür, dass er mir ermöglicht hat, mir im Winter 2003 die Arktis aus nächster Nähe anzuschauen.

Andrea Schneidereit war mir bei allen Fragen zu ERA-40 Daten, Fortran und diesem Kram eine Riesenhilfe. Danke auch fürs Korrekturlesen. Außerdem wäre der Büro-Alltag ohne Mittags- und Kaffeepausen in angenehmer Runde ziemlich trüb gewesen. Danke Rasmus, Mattis, Jens, Denise, Melanie, Walter, Hans und, und, und.

Die Dienstag-Kaffeerunde der Arbeitsgruppe brachte nicht nur kulinarische Erlebnisse sondern konnte auch jede Menge Fachfragen erhellen. Dank geht an Annika, Michael, Arne, Ingo und Andrea, außerdem an Irina, die das Büro mit mir teilte, aber nicht immer die Arbeitszeiten, und an Robert, der dafür gesorgt hat, dass ich sportlich auf der Höhe geblieben bin.

Sascha Bellaire danke ich dafür, dass er mit mir die Studienzeiten durchgestanden hat und mich einige Male hoch hinaus gebracht hat.

Katha hat auch Korrekturgelesen und hatte die höchste Trefferquote von allen.

Die WG mit Basti und Benni war ein Glücksfall, und erst recht 'Mitbewohner' Ole. Vielen Dank für den Windschatten.

Ohne die Unterstützung meiner Eltern, Jutta und Karl-Christian Wetzel, wäre das alles nicht gegangen.

Danke, Wibke. Fürs Dich geben.

Erklärung

1. Ich, Christian Wetzel, erkläre hiermit, dass ich diese Diplomarbeit selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt habe.
2. Hiermit erkläre ich mein Einverständnis, dass die Universität Hamburg diese Arbeit unter Nennung meines Namens als Urheber veröffentlichen darf.

Hamburg, den 10. September 2007

Christian Wetzel