

**Abb. 1 a** Ausblick auf eine arktische Landschaft von Spitzbergen unter Reinluftbedingungen [Fotos: A. C. Engvall].

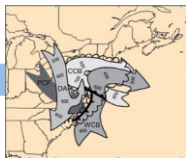


# Transportprozesse in der Atmosphäre

MARTIN SCHULTZ | ANDREAS STOHL | BERNHARD VOGEL

*Die chemische Zusammensetzung unserer Atmosphäre ist entscheidend von Transportprozessen bestimmt, die von kleinen Wirbeln bis zu großräumigen interkontinentalen Strömungen reichen können. Transportvorgänge sorgen dafür, dass Luftschadstoffe aus den Quellregionen abtransportiert werden und ihre Konzentration verringert wird. Andererseits können gas- und partikelförmige Schadstoffe auch über Tausende Kilometer in weit entfernte Gebiete geweht werden und dort die Luftqualität beeinflussen.*

Die Atmosphäre unseres Planeten ist in ständiger Bewegung. Welche Kraft eine Luftbewegung entfalten kann, wird uns zum Beispiel bei Ereignissen wie Hurrikannen oder Tornados vor Augen geführt. Winde sind für die meisten Wellen im Ozean verantwortlich, und sie stellen auch einen wesentlichen Faktor für die Erosion ganzer Gebirgsketten dar. Mit den Winden wird einiges durch die Luft transportiert: das Sandkorn am Strand wird durch eine Windböe weiterbewegt, Blütenpollen und kleine Insekten fliegen in den Nachbargarten, und der Rauch eines offenen Feuers oder eines Schornsteins ist manchmal kilometerweit zu sehen. Auch Wolken ziehen mit dem Wind. Ihre Bewe-



**Abb. 1 b** Derselbe Ausblick einige Tage später mit deutlich sichtbarer Luftverschmutzung, die über mehrere tausend Kilometer antransportiert wurde.

gung kann man heute vom Weltraum aus mit Satelliten beobachten, und tatsächlich wird das Zugmuster der Wolken für die Wettervorhersage verwendet: Aus ihrer Ortsveränderung und Geschwindigkeit werden die Windrichtung und -geschwindigkeit bestimmt, die als Anfangsbedingung in Wettervorhersagemodelle eingegeben werden.

Die Verbrennung von Erdöl, Kohle, Gas, die Herstellung industrieller Produkte und viele andere menschliche Aktivitäten und natürliche Prozesse setzen verschiedene (zum Teil schädliche) Gase und Partikel frei, die als Luftbeimengungen in die Atmosphäre gelangen. Der Wind sorgt dafür, dass diese Luftbeimengungen verteilt werden und die Konzentration der Schadstoffe abnimmt.

Mangelnde Bewegung der Atmosphäre kann dazu führen, dass die Schadstoffkonzentrationen sehr stark ansteigen. In Städten kann es während stagnierender Wetterlagen, bei denen die Luftbewegung in Bodennähe beinahe zum Erliegen kommt, zu fatalen Smogereignissen mit messbaren Folgen für die Gesundheit der Bevölkerung kommen. Die Abkürzung smog bezeichnet das Zusammentreffen von „smoke“ (Rauch) und „fog“ (Nebel).

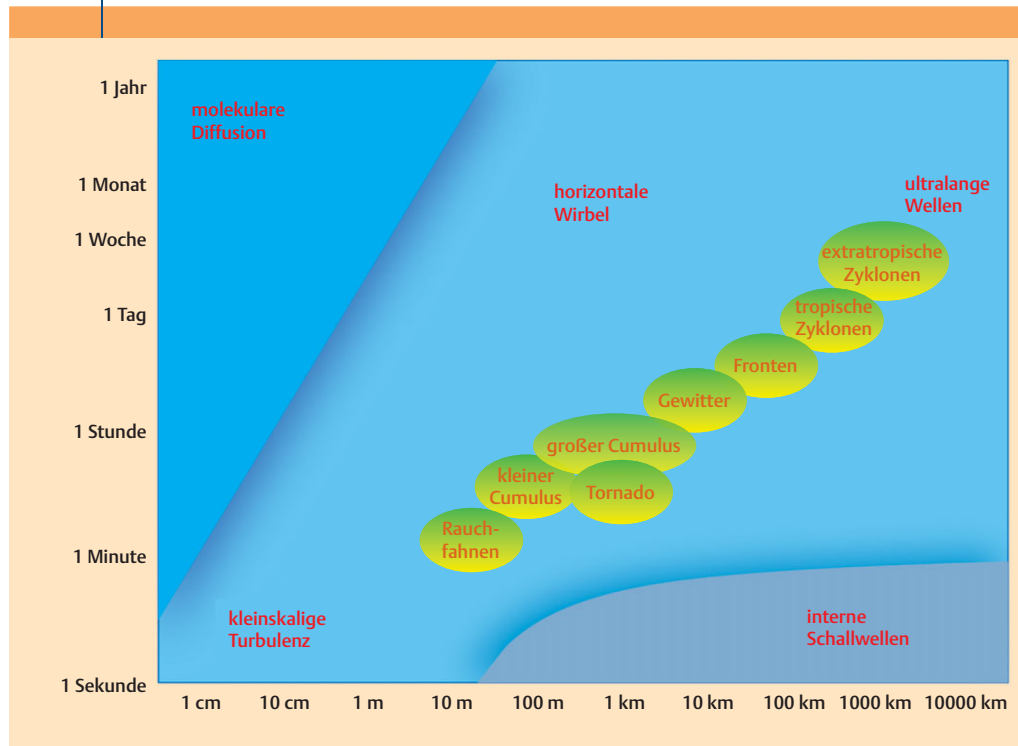
Eine besonders schlimme Smogepisode, die im Jahr 1952 in London auftrat, kostete mehr als viertausend Menschen das Leben. Der „London smog“ entstand vornehmlich durch die Verbrennung schwefelhaltiger Kohle und stellt in

westlichen Industrieländern heute kein Problem mehr dar. In den 1960er Jahren wurde zunächst in Los Angeles eine andere Art von Smog beobachtet, welcher extrem hohe Oxidantienkonzentrationen (Ozon, Nitrate, Aldehyde) aufweist. Diese Schadstoffe werden nicht direkt emittiert, sondern in der Atmosphäre aufgrund von chemischen Reaktionen aus Vorläufersubstanzen wie Stickoxiden, Kohlenmonoxid und Kohlenwasserstoffen gebildet (siehe die Beiträge auf den Seiten 192 ff sowie 200 ff. in diesem Heft. Dieser Sommersmog wurde später auch in Europa zu einem ernsthaften Problem, welches mit Fahrverboten und anderen Maßnahmen bekämpft werden musste. Trotz erheblicher Anstrengungen zur Reduzierung der Emissionen von Ozonvorläufersubstanzen kommt es auch heute noch zu deutlichen Überschreitungen der Ozongrenzwerte in Deutschland, wie in den besonders heißen Sommern der Jahre 2003 und 2006.

Luftverunreinigungen können über Hunderte oder gar Tausende Kilometer transportiert werden. Dies wurde schon vor über 100 Jahren anhand von Wüstenstaub nachgewiesen. So wurde z.B. die Ablagerung großer Mengen von Staub in Mitteleuropa im März 1901 eindeutig auf Transport aus der Sahara zurückgeführt. Ein weiteres, früh erkanntes Beispiel weitreichenden Transports ist der Arktische Dunst (siehe Infokasten). Auch die Versauerung des



**ABB. 2 | LÄNGEN- UND ZEITSKALEN ATMOSPHÄRISCHER TRANSPORTPROZESSE**



Niederschlags, von der weite Teile Europas in den 1970er Jahren betroffen waren, war eine Folge des Ferntransportes von Schwefeldioxid und Stickoxiden aus Industrieanlagen. Ironischerweise handelt es sich hier um eine indirekte Folge von Luftreinhalungsmaßnahmen: Um das erwähnte Smogproblem zu mildern, wurden die Industrieanlagen mit höheren Schornsteinen ausgestattet. Dadurch wurden die freigesetzten Stickstoff- und Schwefelverbindungen zwar einerseits stärker verdünnt, aufgrund der kräftigeren Winde aber auch erheblich weiter verteilt, so dass auch Regionen fernab der Emissionszentren von dem sauren Regen betroffen waren.

Solche weitreichenden Transportvorgänge von Luftbeimengungen sind jedoch nicht auf die Industrieregionen auf der nördlichen Erdhalbkugel beschränkt, sondern können überall beobachtet werden. Im Rahmen einer Messkampagne im Südpazifik im September 1996 fand man häufig Anzei-

chen starker Luftverschmutzung in Höhen zwischen vier und sechs Kilometern über dem Ozean. Die Ursachen dieser Schadstoffwolken konnten auf die jedes Jahr um diese Zeit auftretenden weit verbreiteten Wald- und Savannenbrände in Afrika und Südamerika zurückgeführt werden, deren Emissionen in weniger als 10 Tagen bis zu 10000 km zurückgelegt hatten [1].

Dieser Artikel soll einige der Mechanismen für den atmosphärischen Transport und ihre Bedeutung für die Chemie und Zusammensetzung der Atmosphäre darstellen. Dabei beschränken wir uns auf eine Beschreibung der Prozesse in der Troposphäre, das ist die Schicht der Atmosphäre, die sich vom Erdboden bis in etwa 10 km Höhe erstreckt.

### Ursachen von Luftströmung

Strömungsvorgänge in der Atmosphäre werden in der Hauptsache durch Temperaturunterschiede hervorgerufen, die aufgrund der unterschiedlichen Aufheizung der Erdoberfläche entstehen. So heizt sich eine Betonpiste bei direkter Sonnenstrahlung stärker auf als eine feuchte Wiese, und Kontinente werden tagsüber stärker erwärmt als Ozeane. Berghänge erhalten je nach Ausrichtung zur Sonne mehr oder weniger Sonnenstrahlung als ebene Flächen. Im Jahresmittel trifft in äquatornahen Gebieten sehr viel mehr Sonnenenergie pro Fläche auf die Erde als in polaren Regionen [3]. Wolken führen zu einer Abschattung der darunter liegenden Erdoberfläche und verhindern eine starke Erwärmung am Tage und eine starke Abkühlung in der Nacht. Auch das Reflektionsvermögen der Erdoberfläche

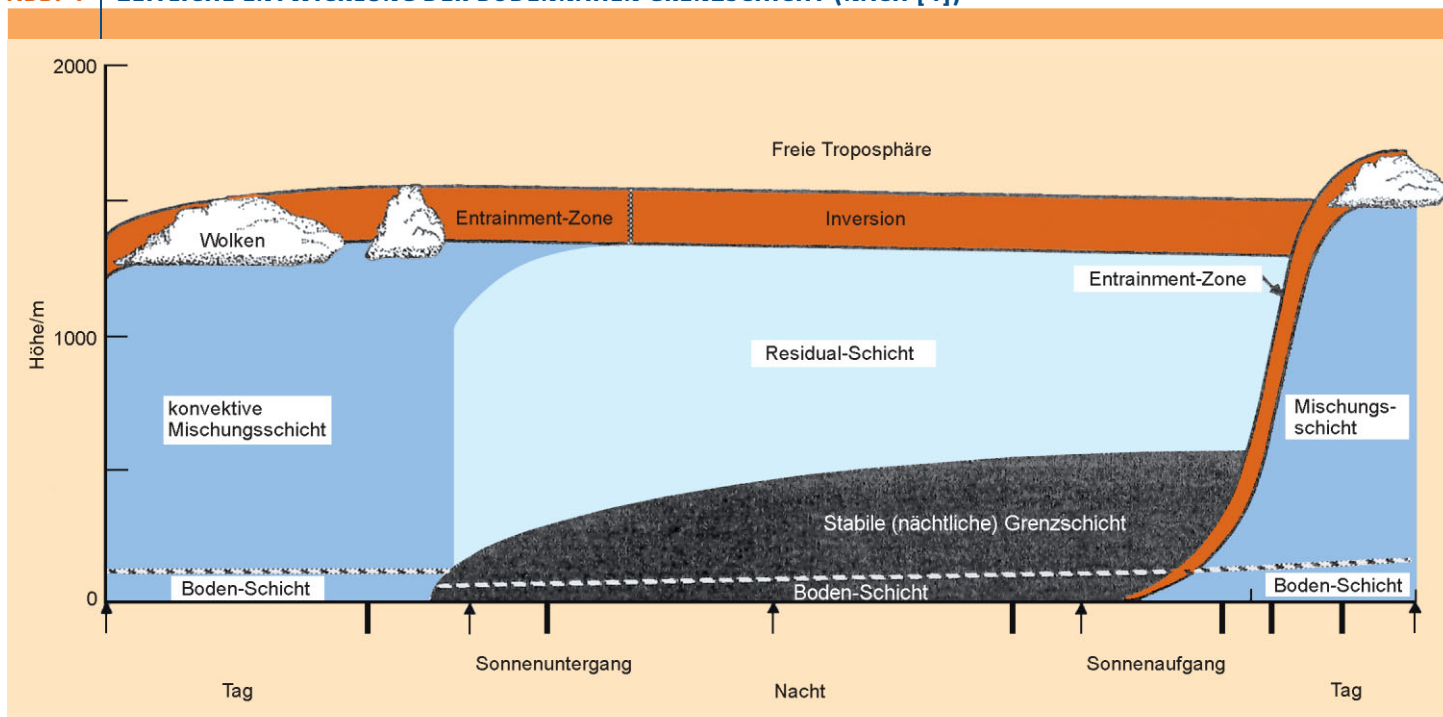
### ARKTISCHER DUNST („ARCTIC HAZE“)

Obwohl bereits in Expeditionsberichten Ende des 19. Jahrhunderts dokumentiert, erlangte der arktische Dunst erst seit den 1950er Jahren verstärkte Aufmerksamkeit. Um diese Zeit bemerkten Piloten, die in der Arktis unterwegs waren, häufig Dunstschichten, die sich über große Distanzen erstreckten. Diese gaben zunächst Rätsel auf, da es in der Region keine Quellen für Smog gab, wie er in europäischen oder amerikanischen Städten bekannt war. Mitte der 1970er Jahre erkannte man aufgrund von Messungen und Modellrechnungen, dass es sich bei diesem Dunst um kleine Schwebeteilchen (Aerosole) mit einem hohen Anteil an Sulfat handelte, die aus Industrieanlagen in Europa und Asien stammen. Später wurden auch andere Quellen für die Aerosole ausgemacht, zum Beispiel ausgedehnte Brände in den Wäldern Kanadas und Russlands. Der weitreichende Transport über mehrere Tausend Kilometer wird durch die extrem stabile vertikale Schichtung der kalten arktischen Atmosphäre ermöglicht. Diese verhindert, dass sich die Aerosolwolke durch Turbulenzen verteilt und auflöst. Durch die Trockenheit der Luft im arktischen Winter kommt es zudem nicht zur Niederschlagsbildung, so dass auch das Ausregnen der Schwebeteilchen unterbunden wird.

Eine Konsequenz der arktischen Luftverschmutzung ist die erhebliche Verminderung der Sichtweite. Dies wird eindrucksvoll durch Abbildung 1 demonstriert. Das erste Bild zeigt einen Blick über Teile von Spitzbergen unter normalen Reinluftbedingungen. Das zweite Bild zeigt denselben Blick nur wenige Tage später, nachdem Rauch aus landwirtschaftlichen Feuern in Osteuropa über mehrere Tausend Kilometer Entfernung nach Spitzbergen transportiert worden war. Die hier abgebildete Dunstwolke enthielt extrem hohe Konzentrationen von Schwebeteilchen und verschiedenen gasförmigen Luftverunreinigungen. So wurden z.B. Ozonkonzentrationen gemessen, wie sie sonst nur unter Sommersmogbedingungen in Städten auftreten [2].



ABB. 4 ZEITLICHE ENTWICKLUNG DER BODENNAHEN GRENZSCHICHT (NACH [4])



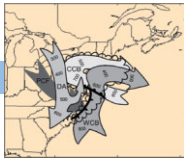
(Albedo) ist ein wichtiger Faktor. Frischer Schnee oder Eis haben ein hohes Reflexionsvermögen und werfen daher einen großen Teil der einfallenden Energie in den Weltraum zurück. Dunkle Flächen wie Wälder, Ackerland oder städtische Siedlungen absorbieren einen höheren Anteil der Strahlung und heizen sich dadurch mehr auf. Die Verdunstung von Wasser spielt ebenfalls eine wichtige Rolle, da dieser Prozess Energie benötigt, die dann nicht zur Erwärmung des Bodens zur Verfügung steht. All diese Prozesse führen zu örtlichen Unterschieden in der Lufttemperatur, mit der eine Veränderung des Luftdrucks einhergeht. Das Bestreben der Atmosphäre, diese Druckunterschiede auszugleichen, führt zur Entstehung von Winden, Luftwirbeln und durch Kondensation aufsteigender feuchter Luftpakete zu Wolken.

Abbildung 2 verdeutlicht die enorme Spanne der Längen- und Zeitskalen atmosphärischer Strömungsprozesse. Im allgemeinen gilt hier: je größer ein Phänomen ist, desto länger existiert es. Zum Beispiel weisen die das Wetter in Europa so häufig bestimmenden atlantischen Tiefdruckgebiete („extratropische Zyklonen“) einen Durchmesser von einigen tausend km auf und lassen sich von ihrer Entstehung bis zu ihrem Zerfall über mehrere Tage auf Satellitenbildern verfolgen. Im Gegensatz dazu dauern Turbulenzen in der bodennahen Grenzschicht meist nur wenige Sekunden oder Minuten. Diese weite Spanne der räumlichen und zeitlichen Skalen ist von wesentlicher Bedeutung für die Atmosphärenchemie, da die Dauer eines Wetterphänomens mit darüber entscheidet, wie weit eine bestimmte Luftbeimengung von ihrem Ursprungs- oder Emissionsort transportiert werden kann. Stoffe mit kurzer Lebensdauer werden normalerweise über kürzere Strecken transportiert als solche

mit längerer Lebensdauer. Dies kann heute unmittelbar von Satelliten beobachtet werden (siehe Artikel in diesem Heft auf S. 170 ff). Vergleicht man die Karten der Konzentrationsverteilungen von Stickstoffdioxid (Lebensdauer etwa 2 Tage) mit denen von Kohlenmonoxid (Lebensdauer 1-2 Monate), so sieht man bei Stickstoffdioxid viel größere Konzentrationsunterschiede zwischen den Kontinenten, wo sich die Emissionsquellen befinden, und den Ozeanen. Bei einer typischen Windgeschwindigkeit von 10 km/h ist die Konzentration von Stickoxiden nach 500 km Horizontaltransport auf etwa ein Drittel abgefallen. Die Kohlenmonoxidkonzentration nimmt über die gleiche Entfernung hingegen nur um 5 bis 10 % ab.

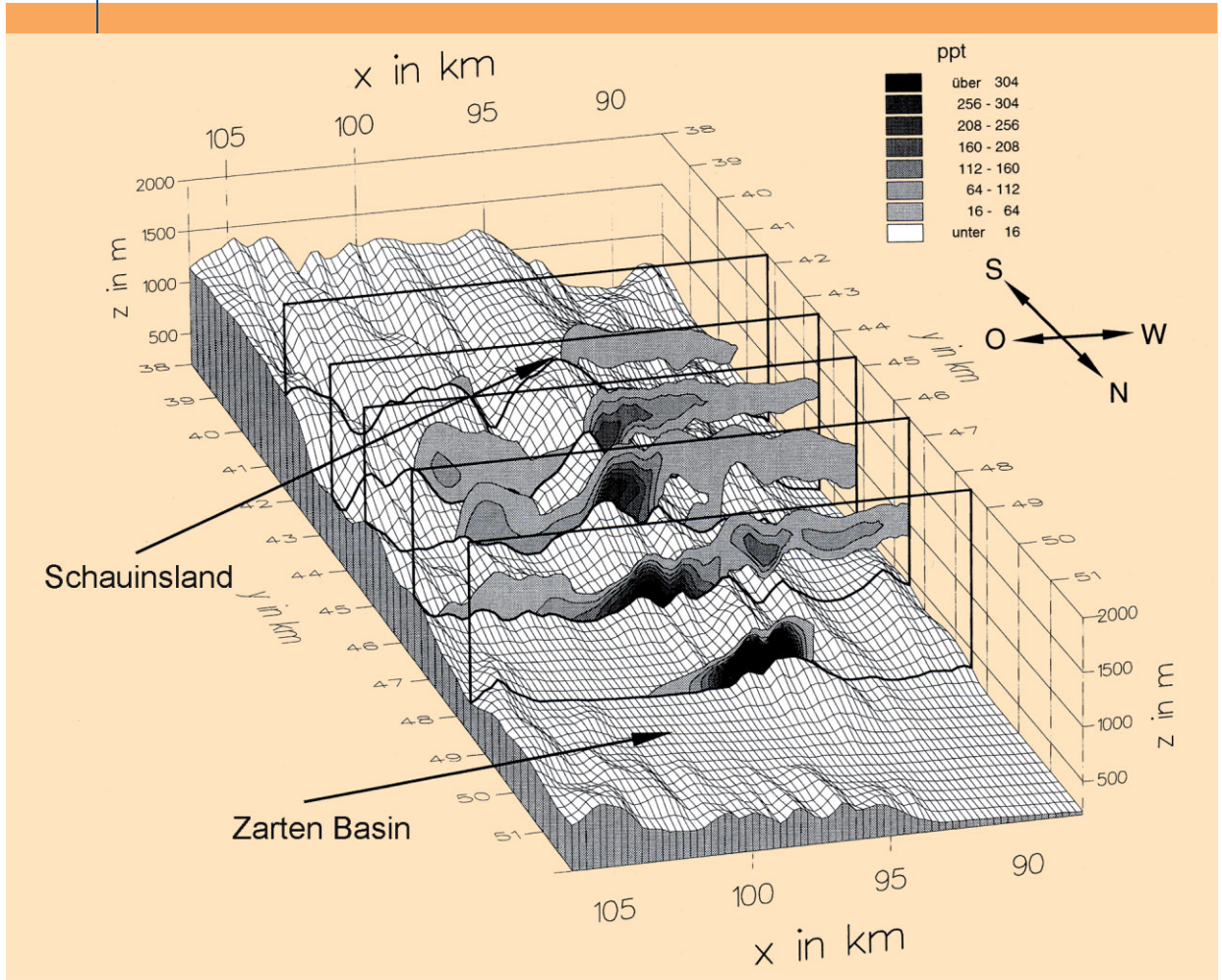
### Transportprozesse in der bodennahen Grenzschicht

Unter Grenzschicht versteht man die untere Schicht der Atmosphäre, in der sich der Einfluss des Erdbodens auf die atmosphärischen Variablen wie Wind, Temperatur und Feuchte deutlich bemerkbar macht. Im Laufe des Tages, wenn sich der Erdboden aufgrund zunehmender Sonnenstrahlung erwärmt und sich verstärkt Turbulenzen ausbilden, steigt die Höhe der Grenzschicht an. In den Nachtstunden, wenn die Turbulenz abflaut, ist die Grenzschicht sehr dünn (Abbildung 3). Während die Temperatur im Allgemeinen mit zunehmender Höhe über dem Boden abnimmt, gibt es am Oberrand der Grenzschicht oft einen Höhenbereich, in dem es nach oben hin wärmer wird. Diese Temperaturinversion wirkt wie ein Deckel und verhindert einen effizienten Austausch von Luftmassen und dadurch auch die Verdünnung bodennaher Schadstoffkonzentrationen. Eine niedrige



Querschnitte der vertikalen Verteilung von  $SF_6$ , das am Morgen des 5. Juni 1996 im Dreisamtal freigesetzt wurde. Die Abbildung zeigt die simulierte Konzentrationsverteilung um 11:30 UTC, etwa drei Stunden nach Beginn der Freisetzung. Aus [5]

ABB. 4 | TRANSPORTMUSTER IN KOMPLEXEM GELÄNDE



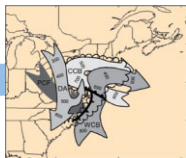
Grenzschichthöhe mit starker Inversion wird oft im Winter beobachtet und führte zur Zeit der Kohleheizung häufig zu Smogepisoden. Auch heute werden die höchsten Feinstaubkonzentrationen in den Städten unter solchen Inversionsbedingungen gemessen.

#### Spurenstofftransport in inhomogenem Gelände

Atmosphärische Strömungen werden durch die unterschiedliche Geländegestalt modifiziert. Die großräumige Anströmung von Luft wird durch Straßenschluchten, Wälder oder Hügel abgelenkt. Berge und Täler bilden aufgrund von Temperaturgradienten ebenso wie der Land-See-Gegensatz eigene lokale Strömungssysteme aus. Auch größere Gebirgszüge können auf die großräumige Strömung zurückwirken.

Als Beispiel für ein lokales Strömungssystem, das stark von der Geländegestalt beeinflusst ist, stellen wir hier die Messungen und Modellrechnungen vor, die während einer dreiwöchigen Episode im Sommer 1996 am Schauinsland im Schwarzwald durchgeführt wurden. Zum damaligen Zeitpunkt wurde in der Nähe des Schauinslandgipfels neben der Messstation des Umweltbundesamtes auch eine Station des

Forschungszentrums Jülich betrieben. Beim Aufbau der Stationen war man aufgrund der Höhe des Berges (1284 m üNN) davon ausgegangen, dass man hier die Zusammensetzung der Luft außerhalb der Grenzschicht messen könnte und dementsprechend reine Luft mit niedrigen Spurenstoffkonzentrationen vorfinden müsste. Es stellte sich jedoch bald heraus, dass vor allem die Station des Forschungszentrums Jülich häufig von verschmutzter Luft aus dem Rheintal angeströmt wurde. Anhand von Konzentrationsverhältnissen verschiedener reaktiver Kohlenwasserstoffe und Stickoxide konnte man ableiten, dass die Luft im Mittel eineinhalb Stunden transportiert worden war, bevor sie die Station erreichte. Um einen genaueren Einblick in die Transportprozesse zu erlangen, wurde im Sommer 1996 eine Messkampagne durchgeführt, bei der geringe Mengen eines ungefährlichen, inerten Spurengases im Tal freigesetzt wurden, dessen Konzentration dann an mehreren Stellen auf dem Weg zur Messstation zeitabhängig gemessen wurde. Zur Auswertung dieser Messungen wurden numerische Simulationen mit einem dreidimensionalen Transportmodell in sehr feiner Auflösung durchgeführt. Abbildung 4 zeigt das komplexe Transportmuster, welches sich aus der



Auswertung der Messungen und Rechnungen ergab. Das wichtigste Ergebnis war, dass die Strömung durch die Geländegestalt an verschiedenen Stellen aufgespalten und umgelenkt wurde. Dies führte zur einer starken Verbreiterung der aus dem Tal antransportierten „Wolke“ des freigesetzten Spurenstoffes.

### Großräumige Transportprozesse

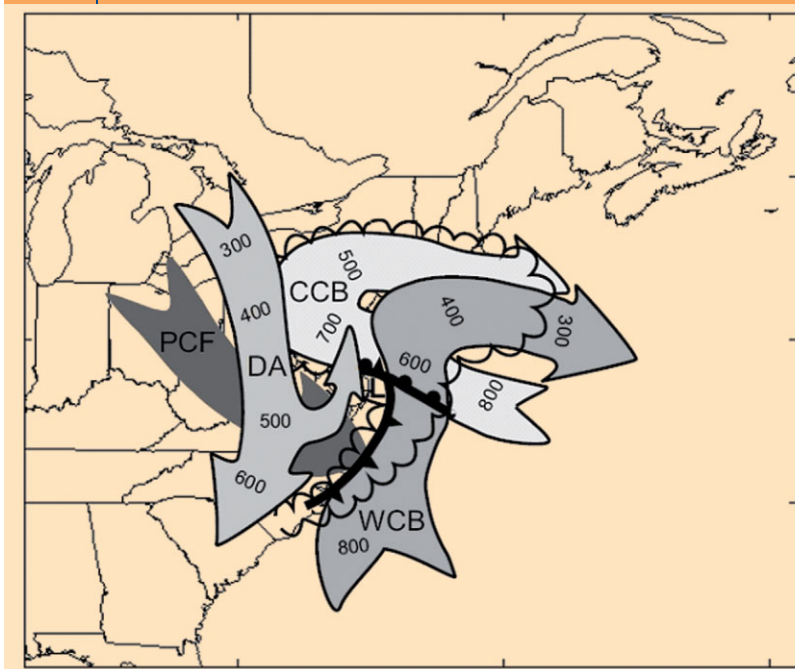
Würde die Erde bei unveränderten Einstrahlungsverhältnissen nicht rotieren, so ergäbe sich auf der globalen Skala ein relativ einfaches Zirkulationsmuster: Luft, welche an der Erdoberfläche in Äquatornähe durch die reichlich verfügbare Sonnenstrahlung aufgeheizt wird, erwärmt sich, dehnt sich dadurch aus und wird leichter. Die leichte Luft steigt auf, wird in der Höhe in Richtung der Pole transportiert, kühlt dort wieder ab und sinkt. Schließlich wird sie bodennah wieder in Richtung Äquator zurückgeführt. Diese großräumige Kreisbewegung wird als Hadley-Zirkulation bezeichnet.

Eine solche thermisch direkte Zirkulation kann man auf der Erde allerdings kaum beobachten, weil die aufgrund der Erddrehung entstehende Coriolis-Kraft die Luftmassen ablenkt: auf der Nordhemisphäre nach rechts, auf der Südhemisphäre nach links. Die Stärke der Coriolis-Kraft nimmt vom Äquator, wo sie exakt Null ist, zu den Polen hin zu. Durch die geringe Stärke der Coriolis-Kraft in Äquatornähe kann sich dort in der Tat eine Hadley-Zelle ausbilden, welche jedoch nur bis zu den Subtropen reicht. Die aufsteigende Luft in Äquatornähe bildet die Innertropische Konvergenzzone. Von dort wird die Luft in etwa 10-15 km Höhe bis zu den Subtropen transportiert, wo sie wieder absinkt. Durch das Absinken erwärmt sich die Luft und kann mehr Wasserdampf aufnehmen. Vorhandenes kondensiertes Wasser verdampft, wodurch sich die Wolken auflösen. Das führt dazu, dass es in subtropischen Breiten nur sehr wenig Niederschlag gibt und erklärt so die Wüstenbildung in diesen Regionen. Mittels der Passatwinde wird die Luft in Bodennähe wieder zum Äquator zurückgeführt.

Durch die Veränderung der Sonneneinstrahlung verändert sich die Innertropische Konvergenzzone mit den Jahreszeiten. Im Sommer der Nordhalbkugel kann sie z.B. über dem indischen Subkontinent, unterstützt durch die stärkere Erwärmung über dem Land, besonders weit nach Norden vordringen. Die sich so ergebende Monsunzirkulation führt Luftmassen aus der Südhemisphäre bis nach Indien. Diese nehmen auf ihrem Weg über das warme Meer viel Wasser auf und bringen dem indischen Subkontinent besonders starke Niederschläge, welche durch die Orographie des Himalayas noch weiter verstärkt werden. Eine solche Monsunzirkulation gibt es auch in anderen Teilen der Erde, wo sie allerdings weniger stark ausgeprägt ist.

Nördlich der Passatwindzone (also nördlich von etwa 25 Grad nördlicher Breite) wird die Strömung durch die Corioliskraft abgelenkt und bildet so das Westwindband in den mittleren Breiten. Hier herrschen, auch aufgrund der Land-Ozeanverteilung, höchst variable Strömungen, und der

ABB. 5 | LUFTSTRÖMUNGEN IN EINEM TIEFDRUCKGEBIET



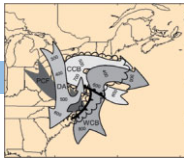
Die eingezeichneten Zahlen geben die typische Höhe der Strömung in Druckeinheiten (hPa) an (kleinere Zahlen bedeuten größere Höhen) Abbildung aus [6].

Wind weht nur im Mittel ziemlich genau aus westlicher Richtung. Eingebettet in das Westwindband entwickeln sich Tiefdruckgebiete (Zyklonen), welche einen Wärmetransport nach Norden und damit einen Energieausgleich zwischen niedrigen und hohen Breiten bewirken. Ähnliches passiert auf der Südhemisphäre, wobei sich dort aufgrund der anderen Land-See-Verteilung dort etwas andere Strömungsmuster ergeben.

Abbildung 5 zeigt etwas idealisiert die Zirkulation in einem Tiefdruckgebiet an der amerikanischen Ostküste. Eingezeichnet sind die Kaltfront (fette Linie mit den zackigen Symbolen), die Warmfront (fette Linie mit den runden Symbolen) und die Okklusion (kurze fette Linie, nach Nordwesten weisend). Die Zacken bzw. Rundungen an den Frontlinien zeigen die Bewegungsrichtung der Fronten an. In Bodennähe befindet sich hinter der Kaltfront besonders kalte Luft und im Warmsektor (im Südosten zwischen Kaltfront und Warmfront) besonders warme Luft. Im Verlaufe der Entwicklung eines Tiefdruckgebiets rückt die Kaltfront typischerweise schneller vor als die Warmfront und holt diese vom Zentrum her ein. Dabei wird die warme Luft schließlich vollständig vom Erdboden abgehoben.

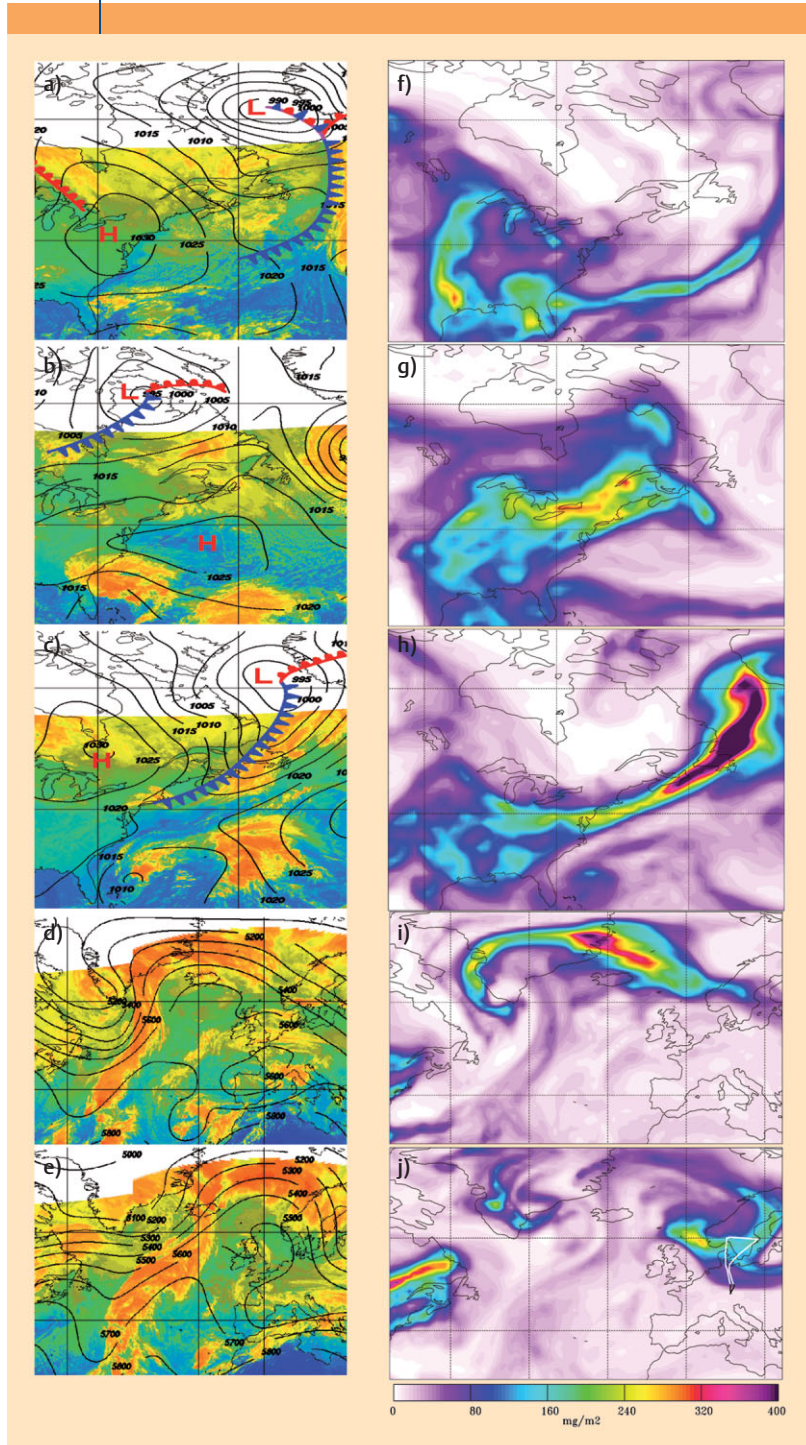
Die aus den Vorgängen in einem Tiefdruckgebiet resultierenden Luftströmungen sind ebenfalls in Abbildung 5 dargestellt. Hier sind drei Luftströmungen besonders hervorzuheben:

1. Die trockene Intrusion (DA). Hierbei handelt es sich um einen Luftstrom, der auf der Rückseite des Tiefdruckgebiets aus großen Höhen in die mittlere und untere Troposphäre absinkt. Sehr häufig kommt ein Teil der



absinkenden Luft aus der unteren Stratosphäre und führt hohe Ozonkonzentrationen mit sich, die manchmal direkt beobachtet werden können.

**ABB. 6 | INTERKONTINENTALER TRANSPORT**



**Zeitliche Entwicklung eines interkontinentalen Transportereignisses über dem Nordatlantik vom 13.11. bis 19.11.2001. Die linke Spalte zeigt Infrarot-Falschfarbenbilder des GOES East Satelliten und eine schematische Darstellung der Hoch- und Tiefdruckgebiete, in der rechten Spalte sind simulierte Konzentrationsverteilungen von Kohlenmonoxid aus nordamerikanischen Emissionsquellen dargestellt.**  
Abbildung aus [8]

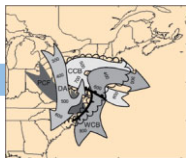
2. Der „Cold Conveyor Belt“ (CCB). Hierbei handelt es sich um einen Luftstrom, der aus der unteren in die mittlere Troposphäre aufsteigt und damit Schadstoffe aus der Grenzschicht in die freie Troposphäre pumpen kann.
3. Der „Warm Conveyor Belt“ (WCB). Der WCB steigt aus dem Warmsektor des Tiefdruckgebiets über die Warmfront bis in die obere Troposphäre auf. Er führt sehr warme, feuchte Luftmassen mit sich, die beim Aufstieg Wolken und schließlich Niederschlag bilden. Der Aufstieg dauert typischerweise ein bis zwei Tage, kann aber auch schneller erfolgen.

### Interkontinentaltransport

In den letzten Jahren wurde erkannt, dass der Transport von Luftschadstoffen selbst über interkontinentale Distanzen einen Einfluss auf die Luftqualität auch abgelegener Regionen haben kann. So sind Verbesserungen der Luftqualität aufgrund von lokalen Emissionsminderungen nur begrenzt möglich, wenn gleichzeitig durch Winde große Mengen an Luftschadstoffen von einem anderen Kontinent importiert werden. Im Folgenden sollen einige wichtige Mechanismen des interkontinentalen Schadstofftransports kurz erläutert.

Interkontinentaltransport von Luftschadstoffen gibt es sowohl in Bodennähe als auch in der mittleren und oberen Troposphäre. Dort findet er wegen der größeren Windgeschwindigkeiten häufiger statt und lässt sich oft klarer beobachten. Damit die Luft aus der bodennahen Schicht in die mittlere oder obere Troposphäre gelangt, muss sie entweder durch tiefe Konvektion (etwa in Gewitterwolken) oder durch die Anhebung in Frontalzonen (s.o.) angehoben werden. Befindet sich im Warmsektor des Tiefdruckgebiets verschmutzte Luft, dann wird diese mit dem WCB angehoben und in die obere Troposphäre verfrachtet. Durch die mit der Anhebung einhergehende Niederschlagsbildung wird im Normalfall ein erheblicher Teil der Aerosolpartikel und wasserlöslichen Schadstoffe aus der Atmosphäre ausgewaschen. Andere Substanzen wie Kohlenmonoxid oder Ozon sind kaum wasserlöslich und werden in der oberen Troposphäre mit den starken Winden im Strahlstrom rasch weitertransportiert. Innerhalb weniger Tage können solche Luftmassen dann einen anderen Kontinent erreichen. Die WCBs entstehen besonders häufig über den warmen Ozeanen östlich von Asien und Nordamerika. Da sich an den Ostküsten dieser Kontinente zahlreiche große Ballungsräume befinden, unterliegen gerade deren Emissionen bevorzugt dem Interkontinentaltransport.

Abbildung 6 stellt ein solches interkontinentales Transportereignis beispielhaft dar. In der linken Spalte sieht man Infrarot-Satellitenbilder, in welchen wolkenlose Gebiete in blauen und dunkelgrünen Farbtönen erscheinen, tiefe Bewölkung in hellgrünen und gelben Farben und hohe Bewölkung in roter Farbe. Zusätzlich sind Isolinien des Bodendrucks dargestellt und Kaltfronten (blau) und Warmfronten (rot) eingezeichnet. In der rechten Spalte werden simulierte Konzentrationen von Kohlenmonoxid aus nord-



amerikanischen Emissionsquellen gezeigt. Am 13.11.2001 befand sich ein Hochdruckgebiet über den östlichen USA (Abbildung 6a). Es gab nur geringe Luftbewegungen, und die Luftschadstoffe konnten sich in diesem Gebiet in der Grenzschicht anreichern (6f). Zwei Tage später ist diese Anreicherung in der Modellsimulation (6g) und auch in Satellitenbildern deutlich sichtbar. Zu dieser Zeit näherte sich von Nordwesten kommend ein Tiefdruckgebiet (6b). Die Kaltfront des Tiefdruckgebietes schob die Verschmutzung vor sich her und sorgte dafür, dass die Schadstoffkonzentrationen in den dahinterliegenden Gebieten stark zurückgingen. Am 17.11. hatte sich vor der Kaltfront des Tiefs ein WCB mit starker Bewölkung gebildet (6c), in dem die Luftverschmutzung bis in Höhen von etwa 6 km angehoben wurde (6h). Einen Tag danach verlagerte sich der WCB etwas weiter nach Osten (6d), und in der Modellsimulation befindet sich die Luftverschmutzung jetzt nördlich von Island (6i). Am 19.11., also nur zwei Tage nach der Bildung des WCB, hat die Luftverschmutzung Europa erreicht (6j). Ein Forschungsflugzeug, das in diese Schadstoffwolke geschickt wurde (die Flugroute ist in Abbildung 6j eingezeichnet), hat über Skandinavien klar erhöhte Konzentrationen von CO, Ozon und anderen Luftschadstoffen gefunden, die von Nordamerika nach Europa transportiert wurden. Die gemessenen Spitzenkonzentrationen konnten dabei eindeutig auf die Emissionen des New Yorker Ballungsraumes zurückgeführt werden. Einige Tage später wurde die gleiche Luftmasse an der Zugspitze registriert.

Der hier beschriebene Fall kann als typisch für den Transport von Luftverschmutzung von Nordamerika nach Europa angesehen werden. Ähnliche Vorgänge werden auch beim Interkontinentaltransport von Ostasien über den Pazifik beobachtet. Da sich in mittleren Breiten alle paar Tage neue Tiefdruckgebiete ausbilden, treten diese Ereignisse sehr häufig auf. Über Europa bilden sich aufgrund der geographischen Lage weniger starke Tiefdruckgebiete und damit weniger WCBs aus. Die in Europa emittierten Luftschadstoffe verbleiben vornehmlich in der unteren Troposphäre und werden besonders im Winter häufig nach Norden in die Arktis transportiert, wo sie den „Arctic Haze“ produzieren (siehe Infokasten).

Der zweite Prozess, bei dem bodennahe Luftmassen in die obere Troposphäre angehoben werden, ist die tiefe Konvektion. Hierbei handelt es sich um Hebung in relativ kleinräumigen Gebieten, in denen erwärmte Luft unter Wolkenbildung rasch aufsteigt, was oftmals mit Gewittern verbunden ist. Auch dadurch werden Emissionen aus Bodennähe in die obere Troposphäre (oder sogar in die untere Stratosphäre) transportiert und dort den kräftigen Winden im Strahlstrom ausgesetzt. Diese kann die Luftverunreinigungen wiederum über lange Distanzen transportieren. Da die Anhebung innerhalb von wenigen Minuten und damit viel rascher als in einem WCB erfolgt, werden in konvektiven Wolken deutlich weniger lösliche Substanzen ausgewaschen. Aufgrund der geringeren Temperaturen und Wasserdampfkonzentration in größeren Höhen verlängert

sich die Lebensdauer solcher chemischer Verbindungen beträchtlich. So beträgt die Lebensdauer von Schwefeldioxid in niedrigen Luftschichten nur einige Stunden, in der oberen Troposphäre allerdings mehrere Tage. Während der langsamen Anhebung in einem WCB wird Schwefeldioxid zum größten Teil in Schwefelsäure umgewandelt, welche in der Folge durch Niederschlag ausgewaschen wird. Findet tiefe Konvektion allerdings direkt über einer Emissionsquelle statt, kann Schwefeldioxid so rasch in die obere Troposphäre transportiert werden, dass für eine Umwandlung in Schwefelsäure nicht genug Zeit bleibt. Dies ist ein Beispiel, dass nicht nur der Transport an sich, sondern auch seine Geschwindigkeit von entscheidender Bedeutung für die Verteilung reaktiver Verbindungen in der Atmosphäre ist.

### Bedeutung von Transportprozessen für die Atmosphärenchemie

Transportprozesse spielen auf allen Längen- und Zeitskalen eine wesentliche Rolle für die räumliche Verteilung und zeitliche Variabilität von Spurenstoffkonzentrationen in der Atmosphäre. Oftmals ergibt sich eine enge Wechselwirkung zwischen den Transportprozessen und chemischen und physikalischen Umwandlungen von Spurengasen und Aerosolen. Gemeinhin bestimmt der Transport in verschiedenen Regionen der Atmosphäre mit unterschiedlichen Temperaturen und Feuchtegehalten, wie schnell atmosphärenchemische Reaktionen ablaufen oder ob die Spurenstoffe ausgewaschen werden. Gerade im Fall von Aerosolen mit starkem Absorptions- oder Rückstreuvermögen kann jedoch auch umgekehrt der Transport durch die chemische Zusammensetzung beeinflusst werden.

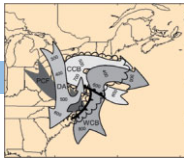
Hier wollen wir noch auf zwei weitere Zusammenhänge zwischen chemischen und Transportvorgängen hinweisen: Wolkensysteme, die mit den atmosphärischen Strömungen transportiert werden, verändern auch die Intensität der ultravioletten Sonneneinstrahlung (sowohl oberhalb als auch innerhalb und unterhalb der Wolke). Da viele atmosphärenchemische Reaktionen durch Photodissoziation (also die Spaltung von Molekülen durch Lichteinwirkung) angestoßen werden, hat dies einen entscheidenden Einfluss auf die Abbauraten von Luftschadstoffen.

Ein weiterer wichtiger Prozess ist die Trockendeposition, die für viele Luftschadstoffe in Bodennähe den bedeutendsten Abbauprozess darstellt. Die Depositionsrate, also die Menge der Substanz, die pro Zeiteinheit vom Boden oder von der Vegetation aufgenommen wird, hängt von verschiedenen Faktoren ab. Zunächst muss jedoch ein Transport zur Oberfläche hin stattfinden, und dieser wird vor allem durch die Windgeschwindigkeit und atmosphärische Turbulenz bestimmt.

Das Thema Transportprozesse in der Atmosphäre bietet noch viele weitere interessante Aspekte, auf die wir hier nicht eingehen konnten. In unseren Ausführungen haben wir uns auf die Troposphäre beschränkt. In den darüber liegenden „Stockwerken“ der Atmosphäre findet natürlich

*WCB: „Warm Conveyor Belt“: Luftstrom, der warme, feuchte Luftmassen mit sich führt, die beim Aufstieg Wolken bilden (s. linke Seite).*





ebenfalls Transport statt, und dort gibt es oftmals eine noch stärkere Wirkung der Chemie auf die Dynamik der Atmosphäre. Auch die Austauschprozesse zwischen den Luftschichten, also z.B. zwischen der Troposphäre und der darüber liegenden Stratosphäre, sind weiter Gegenstand der Forschung. Spannend ist auch die Frage, wie sich die verschiedenen atmosphärischen Transportprozesse unter veränderten Klimabedingungen wandeln und welche Auswirkungen dies auf die Konzentration der Luftbeimengungen, d.h. auf die Qualität unserer Atemluft hat. Es bleibt noch viel zu tun, bis die atmosphärischen Phänomene einschließlich ihrer vielfältigen Wechselwirkungen mit dem Erdboden und den Ozeanen vollständig erforscht sein werden.

### Schlagworte

Atmosphäre, Transport, Advektion, Konvektion, Luftverschmutzung.

### Zusammenfassung

Transportvorgänge in der Atmosphäre bestimmen, wie Spurenstoffe verteilt werden und wohin sich Schadstoffwolken ausbreiten. In diesem Aufsatz werden einige Grundlagen zu atmosphärischen Transportvorgängen erörtert und die Zusammenhänge zwischen Luftchemie und Winden aufgezeigt. Anhand einiger Beispiele aus der aktuellen Forschung wird verdeutlicht, welche Bedeutung Transportprozesse auf der lokalen bis interkontinentalen Skala für die Belastung der Luft mit Schadstoffen haben können.

### Summary

Atmospheric transport determines how trace substances and air pollutants are dispersed from their source regions. This article describes various transport processes and their interaction with atmospheric chemistry. Using a number of examples from current research the relevance of atmospheric transport from the local to the intercontinental scale on air quality is shown.

### Literatur

- [1] M. G. Schultz et al., On the origin of tropospheric ozone and  $\text{NO}_x$  over the tropical South Pacific, *J. Geophys. Res.* **1999**, 104(D5), 5829-5844.
- [2] A. T. Stohl et al., Arctic smoke – record high air pollution levels in the European Arctic due to agricultural fires in Eastern Europe. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* **2006**, 6, 9655–9722.
- [3] Lillequist G.H. and Cehak K., Allgemeine Meteorologie, Vieweg & Sohn, Braunschweig, **1983**.
- [4] Stull, R.B., An Introduction to Boundary Layer Meteorology, *Atmospheric and Oceanographic Sciences Library* **1988**, 13, 684 p., Springer.
- [5] Fiedler, F., I. Bischoff-Gauß, N. Kalthoff, G. Adrian, Modeling of transport and dispersion of SF<sub>6</sub> in the Freiburg-Schauinsland area, *J. Geophys. Res.* **1999**, 105 D1, 1599- 1610.
- [6] Cooper, O. R., und D. D. Parrish: Air pollution export from and import to North America: Experimental evidence, S. 41-67, in : Stohl, A. (editor): *Intercontinental Transport of Air Pollutants*. Springer, Heidelberg, **2004**.

- [7] H. Huntrieser et al., Intercontinental air pollution transport from North America to Europe: Experimental evidence from airborne measurements and surface observations, *J. Geophys. Res.* **2005**, 110(D1), Art. No. D01305, doi: 10.1029/2004JD005045.
- [8] A. Stohl et al., A backward modeling study of intercontinental pollution transport using aircraft measurements. *J. Geophys. Res.* **2003**, 108, 4370, doi:10.1029/2002JD002862.

### Die Autoren



Dr. Martin Schultz, Jahrgang 1964, studierte Physik an den Universitäten in Bonn und Heidelberg und wechselte nach seiner Diplomarbeit in das Fach Atmosphärenchemie. Nach seiner Dissertation am Forschungszentrum Jülich war er von 1997-1999 als Postdoc an der Harvard University, wo er mit der globalen Modellierung atmosphärischer Transport und chemischer Prozesse begann. Im Sommer 1999 wechselte er zum Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg, wo er die Leitung einer Gruppe übernahm. Seit 2006 ist Dr. Schultz wieder am Forschungszentrum Jülich beschäftigt.



Dr. Andreas Stohl, Jahrgang 1968, studierte Meteorologie an der Universität Wien. Nach seiner Promotion im Jahr 1996 wechselte er nach München an die Universität (später Technische Universität) München, wo er bis 2003 als Lehrstuhlassistent tätig war. Nach einem eineinhalbjährigen Aufenthalt an der University of Colorado in Boulder, Colorado, USA, ist er seit Dezember 2004 am Norwegischen Institut für Luftforschung tätig.



Dr. Bernhard Vogel, Jahrgang 1956, studierte Meteorologie an der Technischen Universität Darmstadt. Dort promovierte er 1987 und wechselte anschließend an das Institut für Meteorologie und Klimaforschung, welches gemeinsam vom Forschungszentrum Karlsruhe und der Universität Karlsruhe betrieben wird. Er leitet die Arbeitsgruppe Spurenstoffmodellierung und Klimaprozesse.

### Korrespondenzadresse:

Dr. Martin Schultz,  
Forschungszentrum Jülich, ICG II,  
52425 Jülich,  
E-Mail: mschultz@fz-juelich.de