

Kapitel 3

Das Klimasystem der Erde

3.1. Unterschied zwischen Wetter und Klima

Um zu verstehen, wie die Handlungen des Menschen das Klima beeinflussen, verschaffen wir uns zunächst einen grundlegenden Überblick über das Klimasystem der Erde. Eine klare Unterscheidung der Begriffe Klima und Wetter ist dabei essenziell:

Der aktuelle Zustand der Erdatmosphäre zu einer bestimmten Zeit an einem bestimmten Ort wird als *Wetter* bezeichnet. Das Wetter spielt sich auf Zeitskalen von Stunden bis Tagen – also in relativ kurzen Zeiträumen (siehe Tabelle 1) ab und wird beispielsweise von der Sonnenstrahlung, Hoch- und Tiefdruckgebieten, Konvektion und Niederschlag bestimmt. Als *Witterung* wird das über mehrere Wochen bestehende Wettergeschehen bezeichnet.

Das *Klima* hingegen bezeichnet das langjährige gemittelte Wettergeschehen an einem Ort (“average weather”), üblicherweise über einen Zeitraum von mindestens 30 bis hin zu mehreren tausend Jahren. Kurzzeitige Ausschläge oder Anomalien sind somit nicht entscheidend.

Phänomen	Zeitskala	Beispiele
Mikroturbulenz	Sekunden – Minuten	Staubteufel, Windbö, Hitzeblimmern
Wetter	Stunden – Tage	Tiefdruckgebiet, Tropischer Sturm, Schönwetterwolken
Witterung	Wochen – Monate	Kalter Winter
Klima	Jahre 12.500 Jahre 200 Jahre 100 Jahre	Holozänes Klimaoptimum Kleine Eiszeit (Beginn des Holozäns) Gletscherrückzug im 20. Jahrhundert

Tabelle 1 – Unterscheidung von Wetter, Witterung und Klima (Credits: Scorza)

3.2. Das Klimasystem der Erde und seine Komponenten

Das Klima der Erde wird vor allem durch die Sonneneinstrahlung auf die Erdoberfläche und durch die Wechselwirkungen zwischen den *Hauptbestandteilen des Klimasystems* bestimmt. Diese sind:

- Hydrosphäre (Ozean, Seen, Flüsse)
- Atmosphäre (Luft)
- Kryosphäre (Eis und Schnee)
- Pedosphäre und Lithosphäre (Böden und festes Gestein)
- Biosphäre (Lebewesen auf dem Land und im Ozean)

Diese Komponenten haben unterschiedliche Reaktionsgeschwindigkeiten auf Änderungen und bestimmen so maßgeblich die Dynamik des Klimasystems. Wir betrachten sie nun jeweils kurz:

Aktivität 8

DIE ROLLE DER OZEANE (HYDROSPHÄRE) BEI DER MÄSSIGUNG DES KLIMAS

Im Klimasystem der Erde spielen die Ozeane eine wesentliche Rolle. Sie bedecken etwa 2/3 der Erdoberfläche und nehmen einen Großteil der einfallenden Sonnenstrahlung auf.

Physikalisch betrachtet ist Wasser ein sehr effektiver Wärmespeicher. Eine bestimmte Masse an Wasser kann bei gleicher Temperaturerhöhung deutlich mehr Wärmeenergie aufnehmen als z. B. die gleiche Masse an Luft. Der zentrale physikalische Begriff in diesem Zusammenhang ist die *Wärmekapazität*. Sie ist für jeden Stoff verschieden und gibt an, wie viel Energie notwendig ist, um ein Kilogramm eines Stoffes um ein Kelvin zu erwärmen. Für Wasser werden so beispielsweise 4,182 kJ Wärmeenergie benötigt; es hat demnach eine spezifische Wärmekapazität von $c_{\text{Wasser}} = 4,182 \frac{\text{kJ}}{\text{kg} \cdot \text{K}}$. Luft hingegen hat eine deutlich geringere spezifische Wärmekapazität von $c_{\text{Luft}} = 1,005 \frac{\text{kJ}}{\text{kg} \cdot \text{K}}$.⁸

Für den Zusammenhang von eingebrachter Energie ΔQ , Masse m und Temperaturerhöhung ΔT gilt:

$$\Delta Q = c \cdot m \cdot \Delta T$$

Die unterschiedliche Wärmekapazität führt dazu, dass unsere Ozeane die durch den anthropogenen Treibhauseffekt eingebrachte Energie erheblich puffern. Dies wird im folgendem einfachen Modell deutlich:

⁸ Die Werte sind unter Standardbedingungen angegeben, im Fall von Luft mit 0% Luftfeuchte.

Zwei Quader, die mit jeweils 1 kg Luft gefüllt sind, sollen durch Zufuhr von Energie um $\Delta T = 1 \text{ K}$ erwärmt werden. Hierzu ist nach obiger Formel eine Energiemenge von

$$\Delta Q = c_{\text{Luft}} \cdot 2 \text{ kg} \cdot 1 \text{ K} = 2,01 \text{ kJ}$$

nötig.

Ersetzt man einen der Quader durch einen mit Wasser gefüllten Quader (ebenfalls 1 kg), erhalten wir ein sehr einfaches Modell des Systems Atmosphäre–Ozean. Zur Erwärmung dieses Systems um 1 K wird deutlich mehr Energie benötigt:

$$\Delta Q = c_{\text{Luft}} \cdot 1 \text{ kg} \cdot 1 \text{ K} + c_{\text{Wasser}} \cdot 1 \text{ kg} \cdot 1 \text{ K} = 5,19 \text{ kJ}$$

Anders betrachtet: Führt man diesem System die Energiemenge von 2,01 kJ aus dem ersten Modell zu, erwärmen sich Atmosphäre und Wasser nur um ca. 0,4 K!

Insgesamt werden rund 93% der durch den anthropogenen Treibhauseffekt zusätzlich im Klimasystem der Erde eingebrachten Energie in unseren Ozeanen gespeichert! Die Ozeane entziehen der Atmosphäre aber nicht nur Wärmeenergie, sondern auch CO_2 , welches sich im Wasser löst. Die Ozeane puffern so den anthropogenen Treibhauseffekt doppelt ab – allerdings nicht ohne Folgen, wie wir später noch sehen werden.

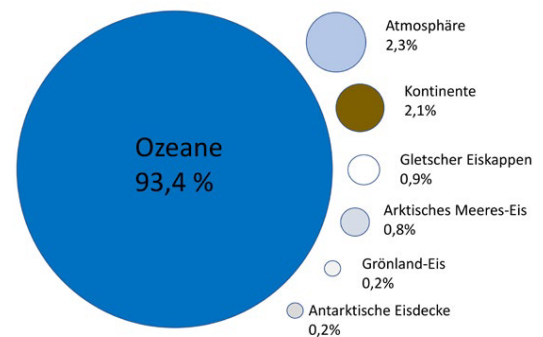


Abbildung 22 – Wärmespeicher im Erdsystem (Credits: Scorza)

DIE WECHSELHAFTE ATMOSPHÄRE

Die Atmosphäre ist die instabilste Komponente des Klimasystems. Vor allem ihre unterste Schicht, die Troposphäre, ist ein Ort sehr wechselhaften Wettergeschehens. Hier werden Temperaturunterschiede schnell ausgeglichen und aufeinander-treffende Luftmassen können zu heftigen Wetterreaktionen führen, wie z. B. Stürme, Gewitter und Starkniederschläge.

Mit ihrer Fähigkeit zur Absorption von langwelliger Wärmestrahlung sorgt die Atmosphäre für angenehme Temperaturen auf der Erde (siehe „Die Rolle der Atmosphäre und der Treibhauseffekt“ auf Seite 18). Leider wird sie seit der Industrialisierung vermehrt als Mülldeponie für gasförmige Abfallstoffe benutzt, was zum Treibhauseffekt und anderen Problemen führt (z. B. Ozonloch, Feinstaubbelastung etc.).

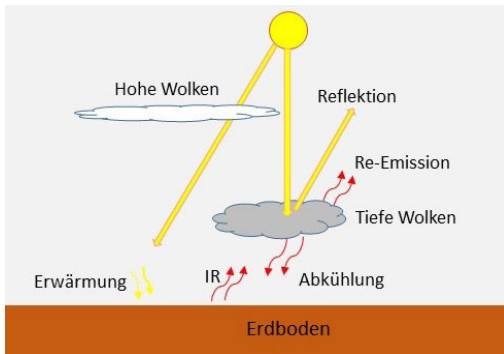


Abbildung 23 – Wirkung hoher und niedriger Wolken
(Credits: Scorza)

Ebenso bilden sich in der Atmosphäre bei der Abkühlung von Wasserdampf Wolken. Diese können die Durchlässigkeit für die Strahlung der Sonne und die Wärmestrahlung des Erdbodens lokal stark beeinflussen. Sie sind daher ein entscheidender Faktor im Klimasystem. Man unterscheidet verschiedene Typen: Hohe Zirkuswolken sind fast komplett durchlässig für die Sonnenstrahlung, wohingegen tiefe und dichte Stratuswolken während des Tages die Strahlung der Sonne reflektieren und abkühlend wirken. Bei Nacht wiederum werfen sie die Wärmestrahlung des Erdbodens zurück und wirken auf-

heizend. So verhindert z. B. eine tiefe Wolkendecke in einer Winternacht, dass die Wärmestrahlung in den Weltraum entweicht. Im Vergleich zu einer sternklaren wolkenlosen Winternacht bleibt es deutlich wärmer.

DIE ROLLE DER KRYOSPHERE BEI DER STRAHLUNGSBILANZ

In der Strahlungsbilanz der Erde spielen Eis- und Schneeflächen eine bedeutende Rolle, da beide ein viel höheres Reflexionsvermögen (Albedo) aufweisen als Boden und Wasser. Während die Ozeane und der Erdboden eine Albedo von 10–20 % haben und entsprechend bis zu 90 % der einfallenden Sonnenstrahlen absorbieren und in Wärmestrahlung umwandeln, liegt die Albedo bei Eis und Schnee bei 50–90 %.

Aktivität 2

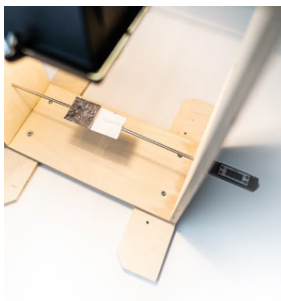


Abbildung 24 – Modellexperiment zur Albedo aus dem Klimakoffer. Bei gleicher Beleuchtung erwärmt sich der dunkle Körper stärker.

Bei einer wachsenden Eis- und Schneedecke auf der Erde erhöht sich die globale Albedo. Aufgrund der stärkeren Reflexion wird dann weniger Energie von der Erde aufgenommen. Die dadurch bedingte Abkühlung verstärkt die Eis- und Schneebildung weiter, wodurch sich wiederum die Albedo erhöht. Geologen und Klimaforscher diskutieren aktuell, ob unser Planet sogar Phasen der vollständigen Vereisung im Laufe seiner Geschichte erfahren hat, wie es nach der Hypothese der „Schneeball-Erde“ in einer Zeit vor ca. 750 bis 600 Millionen Jahren der Fall gewesen sein soll. Es wird vermutet, dass Vulkanismus auf der Erde, mit massenweise ausgestoßenem CO₂ und der damit verbundenen Verstärkung des Treibhauseffekts, die Erde wieder von ihrem Eispanzer befreite.

Dieser Rückkopplungseffekt kann natürlich auch in umgekehrter Richtung ablaufen: Abschmelzende Eis- und Schneeflächen vermindern die Reflexion und verstärken damit die Erwärmung des Erdbodens, der Luft und des Wassers, wodurch der Schmelzvorgang weiter beschleunigt wird. Die Größe der Eis- und Schneeflächen auf einem Planeten hat also eine große Auswirkung auf sein Klima.

DIE PEDOSPHERE UND LITHOSPHERE IM KLIMASYSTEM

Es wurde bereits dargelegt, dass der Energieaustausch zwischen Boden und Atmosphäre über die Abgabe von Wärmestrahlung stattfindet. Eine andere Form der Energieabgabe, die latente Wärme, geschieht über die Verdunstung von Wasser in Bodennähe: Dem umgebenden Boden und der Luft wird Energie bei Verdunstung von Wasser entzogen, die im Wasserdampf in die Atmosphäre gelangt und dort beim Kondensieren wieder frei wird. Ist der Erdboden relativ trocken, kann weniger latente Wärme an die Atmosphäre abgegeben werden. Durch die geringere Verdunstung kann weniger Energie entweichen, was zu einer erhöhten Temperatur des Erdbodens führt. Da auch weniger Wasserdampf in die Atmosphäre gelangt, bilden sich weniger Wolken und die Einstrahlung auf den Erdboden wird verstärkt – der Boden wird noch wärmer und trockener und eine positive Rückkopplung beginnt.

DIE ROLLE DER BIOSPHERE

Der Einfluss der Biosphäre auf das Klima ist durch den Gasaustausch mit der Atmosphäre, vor allem vom Kohlenstoffdioxidkreislauf, bestimmt. Ursprünglich bestand die Atmosphäre der Erde überwiegend aus Kohlenstoffdioxid, Stickstoff, Methan und Wasserdampf. Durch die primitiven Algen der Urmeere kam über Fotosynthese Sauerstoff hinzu, wodurch höher entwickeltes Leben ermöglicht wurde.

Noch heute liegt die klimatische Bedeutung der Biosphäre vor allem in ihrem Einfluss auf die chemische Zusammensetzung der Atmosphäre und damit auf die Stärke des Treibhauseffekts: Mittels Fotosynthese entziehen die Pflanzen der Atmosphäre ständig Kohlenstoffdioxid. Die Konzentration von Methan und Distickstoffoxid, die in der Atmosphäre ebenfalls als Treibhausgase wirken, wird ebenfalls teilweise durch Prozesse in der Biosphäre gesteuert. Das Treibhausgas Methan entsteht auf natürliche Weise vor allem durch anaerobe Zersetzung von organischem Material (z. B. im Magen einer Kuh) und die Entstehung von Distickstoffoxid wird stark durch die Aktivität von Bakterien im Boden und in Gewässern beeinflusst. Des Weiteren erhöht eine Pflanzendecke auf der Erdoberfläche die Albedo.

Exkurs: Atmosphärische Zirkulationssysteme und Klimawandel

PROF. THOMAS BIRNER – METEOROLOGISCHES INSTITUT DER LMU MÜNCHEN

Die globale Erwärmung ist in erster Linie eine Konsequenz des veränderten Energiehaushalts der Erdatmosphäre als Ganzes, hervorgerufen durch erhöhte Konzentrationen von Treibhausgasen (s. Abschnitt 2.4). Entscheidend für den regionalen Klimawandel ist allerdings auch, inwiefern sich die Umverteilung der zur Verfügung stehenden Energie der Erdatmosphäre ändert. Diese Umverteilung hängt unmittelbar mit atmosphärischen Zirkulationssystemen – z.B. Tief- und Hochdruckgebieten – zusammen und ist in manchen Regionen stark variabel. Zudem gibt es nach wie vor Lücken in unserem grundlegenden Verständnis solcher durch Zirkulation angetriebenen Klimaänderungen. Dies motiviert nicht nur eine Verbesserung der Computer-Klimamodelle für bessere Langzeitprognosen, sondern auch weitere Grundlagenforschung. Unsere Gruppe am Meteorologischen Institut der Fakultät für Physik an der LMU beschäftigt sich mit „Stratosphären-Troposphären-Dynamik und Klima“ und arbeitet daran, das grundlegende Verständnis der Variabilität und des Langzeitwandels von großräumigen Zirkulationssystemen zu verbessern.

Wieso kommt es überhaupt zu großräumigen Zirkulationssystemen?

Zwischen den Tropen und höheren Breiten besteht generell ein Energieungleichgewicht: in den Tropen wird mehr Sonnenenergie aufgenommen, als vom Erdsystem wieder in den Weltraum abgestrahlt wird – ein Energieüberschuss; in hohen Breiten wird mehr Energie in den Weltraum abgestrahlt, also von der Sonne aufgenommen wird – ein Energiedefizit. Dieses Energieungleichgewicht zwischen den Tropen und höheren Breiten erzeugt Wärmetransport, welcher sich in Form von großräumigen Zirkulationssystemen äußert. In diesem Sinne stellt die Atmosphäre eine riesige Wärmekraftmaschine dar, wobei die Zirkulationssysteme beständig dazu neigen den Temperaturunterschied zwischen Tropen und höheren Breiten abzubauen und somit das Energieungleichgewicht auszugleichen.

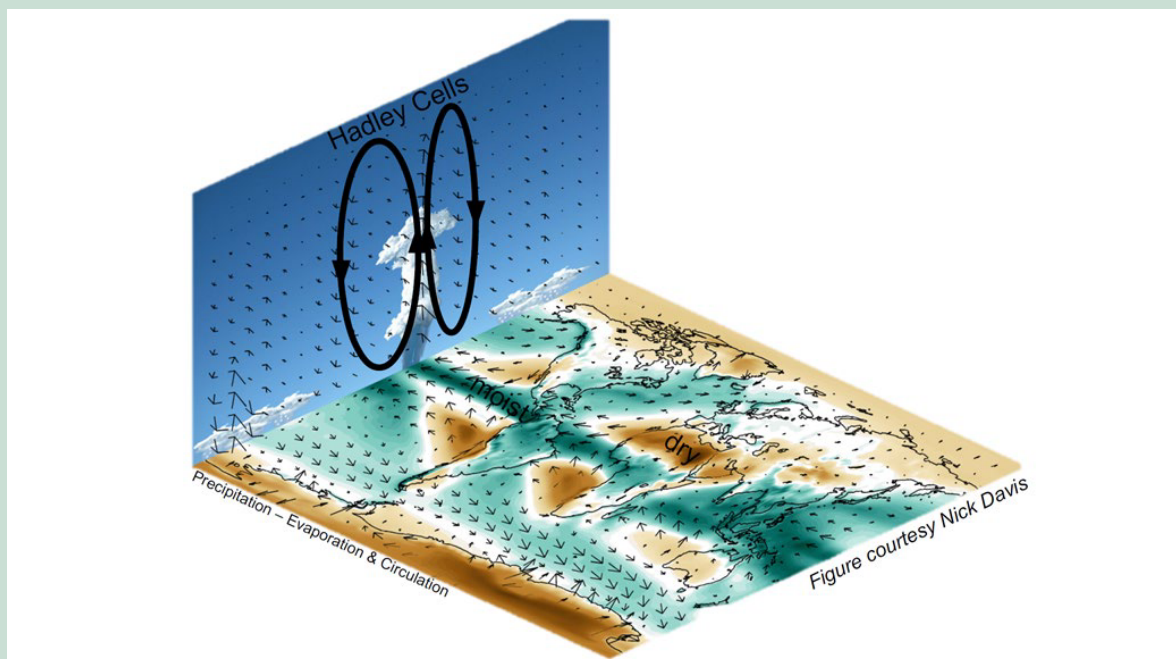


Abbildung 25 – Darstellung der Hadley-Zirkulation (Credits: Nick Davis)

In den Tropen und Subtropen erfolgt diese Umverteilung der Energie in Form der sogenannten Hadley-Zirkulation. In dieser Hadley-Zirkulation steigt feucht-warme Luft in Äquatornähe innerhalb von hochreichenden Gewitterstürmen auf, strömt in ~15 km Höhe langsam polwärts, sinkt in den Subtropen als trockene Luft ab und strömt in Bodennähe zurück Richtung Äquator. Dabei wird die Höhenströmung durch den Corioliseffekt nach Osten abgelenkt und erzeugt so subtropischen Strahlströme (Jetstreams). In ähnlicher Weise wird die bodennahe Strömung nach Westen abgelenkt und erzeugt so die Passatwinde. Die trockene, absinkende Luft in den Subtropen verhindert Wolkenbildung und Regen und ist deshalb u. a. verantwortlich für die für diese Klimazone typischen Trockenzonen. Ein in den letzten Jahren mehr und mehr dokumentiertes Signal des Klimawandels ist eine polwärts gerichtete Ausdehnung der Hadley-Zirkulation und somit eine Verschiebung der subtropischen Trockenzonen hin zu mittleren Breiten. Für Regionen, die bisher gerade so genug Regen hatten, um z. B. Landwirtschaft zu betreiben, hat ein damit verbundener Wandel hin zu vorwiegend trockenem Klima dramatische Konsequenzen.

In unserer Gruppe untersuchen wir u. a., inwiefern die Ausdehnung der Hadley-Zirkulation von Jahr zu Jahr variiert und welche Prozesse für diese Variabilität verantwortlich sind. Auf diese Weise lassen sich Rückschlüsse über die Mechanismen ziehen, die die typische Lage der subtropischen Trockenzonen bestimmen. Für diese Untersuchungen verwenden wir v. a. Daten von globalen Berechnungen mit modernen Computer-Wettervorhersagemodellen, die mit Beobachtungsdaten kombiniert werden. Solche sogenannte Reanalysen stellen derzeit die beste Informationsquelle des tatsächlichen Zustands der Atmosphäre und darin enthaltenen Strömungen mit globaler Abdeckung dar und beinhalten Informationen über Temperatur, Windkomponenten, Luftfeuchte und andere meteorologische Größen und stehen inzwischen in hoher Qualität und globaler Abdeckung für die sogenannte Satellitenära (seit 1979) zur Verfügung. Für die Auswertung dieser Daten verwenden wir moderne statistische Methoden, z. B. um dominante Muster der Variabilität zu finden.

Außerdem untersuchen wir Mechanismen der Ausdehnung der Hadley-Zirkulation über klimatische Zeiträume anhand von vereinfachten globalen Computer-Klimamodellen. Dabei werden gezielt bestimmte Prozesse vernachlässigt, um so mögliche Mechanismen isoliert betrachten zu können. Anhand solcher Computermodellsimulationen haben wir z. B. festgestellt, dass die Wechselwirkung von Hoch- und Tiefdruckgebieten, die manchmal aus den mittleren Breiten in die Subtropen ziehen, mit der Hadley-Zirkulation eine entscheidende Rolle für die durch den Klimawandel hervorgerufene polwärts gerichtete Ausdehnung der Hadley-Zirkulation spielt.

Die angesprochenen Hochs und Tiefs sind in höheren Breiten für den polwärts gerichteten Wärmetransport verantwortlich (z. B. strömt bei einem Tiefdruckgebiet auf der Nordhalbkugel – vom Weltall aus betrachtet eine rotierende Zirkulation gegen den Uhrzeigersinn – kalte Polarluft auf dessen Westseite nach Süden und warme subtropische Luft auf dessen Ostseite nach Norden). Diese Tiefs und Hochs wandern meist entlang des Strahlstroms der mittleren und polaren Breiten (~Polarfrontjet), beeinflussen aber gleichzeitig diesen Strahlstrom durch ihren induzierten Wärmetransport. Ein robustes projiziertes Signal des Klimawandels ist eine polwärts gerichtete Verschiebung dieses Strahlstroms, welche aber bisher unzureichend verstanden ist. Unsere Forschungsergebnisse haben dazu beigetragen, die Kopplung beider polwärts gerichteter Verschiebungssignaturen (Hadley-Zirkulation und Strahlstrom) des Klimawandels besser zu verstehen.

Eine in den letzten Jahren mehr und mehr beschriebene weitere Kopplung besteht mit der Zirkulation der Stratosphäre (Höhenbereich ~10–50 km) im Winter und Frühjahr. Hier bildet sich durch die starke Abkühlung der Polarkappe im Winter der sogenannte Polarwirbel. Die Stärke dieses Polarwirbel variiert mitunter heftig. Durch bestimmte dynamische Prozesse kann dieser Wirbel manchmal schlagartig zusammenbrechen. Obwohl die Stratosphäre weniger als 20 % der Masse der Atmosphäre besitzt, haben Analysen von Beobachtungsdaten ergeben, dass diese Variationen des stratosphärischen Polarwirbels die Zirkulation bis hinunter zum Erdboden beeinflussen kann. Dies geschieht sowohl auf kürzeren Wetterzeiträumen, also auch auf längeren Klimazeiträumen. Die durch den Klimawandel hervorgerufene zukünftige Veränderung des Polarwirbels ist allerdings eher ungewiss, v.a. auf der stark variablen Nordhalbkugel. Unsere Gruppe erforscht deshalb die Mechanismen der Variabilität des Polarwirbels und der Kopplung zur Zirkulation der Troposphäre bis zum Erdboden. Dabei verwenden wir wiederum Reanalysedaten und Simulationen mit vereinfachten Computer-Klimamodellen.

Aktivität 7

3.3. Entstehung der Klimazonen

Der Begriff „Klima“ wird von „klinein“, dem griechischen Wort für „neigen“, abgeleitet. Denn die Jahreszeiten sind eine Folge der Neigung der Erdachse relativ zur Bahnebene der Erde um die Sonne. Diese Neigung bewirkt, dass während des Nordsommers die Nordhalbkugel eher senkrecht und dadurch intensiver von der Sonne bestrahlt wird (Position a in Abbildung 26), während die Sonnenstrahlen auf der Südhalbkugel relativ schräg einfallen. Sechs Monate später wird die Südhalbkugel intensiver bestrahlt (Position b in Abbildung 26) und auf der Nordhalbkugel herrscht Winter.

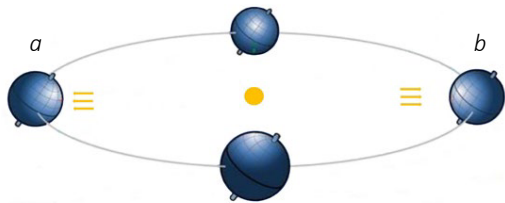


Abbildung 26 – Die Jahreszeiten (Credits: Scorza)

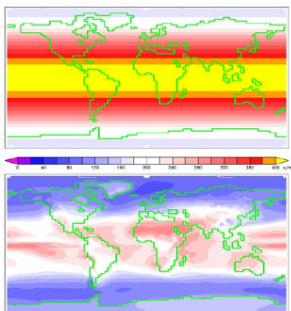


Abbildung 27 – Jährlicher Mittelwert der Sonneneinstrahlung außerhalb der Erdatmosphäre (oben) und am Erdboden (unten) in W/m^2 (Credits: William M. Connolley, Wikipedia)

Eine zweite Konsequenz der Neigung der Erdachse ist, dass die mittlere Temperatur im Jahresverlauf im Bereich um den Äquator am höchsten ist und zu den Polen hin abnimmt. So ist der unterschiedliche Einfallswinkel, mit dem die Sonnenstrahlung auf die Erdkugel trifft, letztlich auch der Grund dafür, dass es verschiedene Klimazonen auf der Erde gibt.

Als Klimazone fasst man in Ostwestrichtung um die Erde erstreckende Gebiete zusammen, die aufgrund der klimatischen Verhältnisse Gemeinsamkeiten (z.B. in Bezug auf die Vegetation) aufweisen.

In den Tropen ist es beispielsweise ganzjährig warm und feucht. Abhängig von der Lage findet man sowohl tropische Regenwälder, als auch tropische Steppen und Wüsten. Es gibt keine Jahreszeiten, lediglich eine Trocken- und eine Regenzeit. Die Temperaturschwankungen innerhalb eines Tages sind größer als die jährlichen. In der gemäßigten Zone hingegen, in welcher auch Deutschland liegt, sind die verschiedenen Jahreszeiten deutlich ausgeprägt. Im Inneren der Kontinente ist es trocken und es wachsen Nadel-, Laub- und Mischwälder. In den Polargebieten fällt die Sonne ganzjährig nur relativ flach bis überhaupt nicht ein und es ist daher im Jahresmittel sehr viel kälter. Die Vegetation ist mit Gräsern und niedrigen Sträuchern weit weniger üppig. Bezeichnend für diese Zone sind der dreimonatige Polartag im Sommer und die ebenfalls dreimonatige Polarnacht im Winter.

Mit den Klimazonen wird sichtbar, welche Auswirkungen es hat, wenn der Erdoberfläche unterschiedlich viel Energie zugeführt wird. Somit beeinflusst der durchschnittliche Winkel der Sonnenstrahlung im Jahresmittel beispielsweise die Vegetation ganz wesentlich. *Der durch den anthropogenen Treibhauseffekt verursachte zusätzliche Energiefluss in Richtung Erdoberfläche, wird die Lage dieser Klimazonen verändern und vom Äquator aus in Richtung der Pole verschieben – eine Bewegung, welche die meisten der auf ihr jeweiliges Ökosystem spezialisierten Arten nicht mitgehen können.*

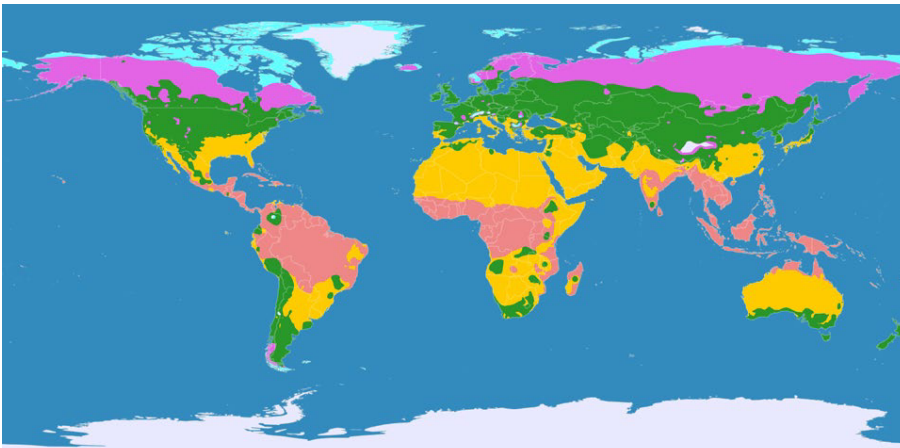


Abbildung 28 – Die Klimazonen der Erde (Quelle: LordToran – Selbst erstellt auf Basis dieser Geodaten, CC BY-SA 3.0, <https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=2301350>)

Exkurs: Wetter- und Klimamodelle

Meteorologen leiten die Wetterprognose aus den Rechenergebnissen von Computersimulationen (sogenannte *Wettermodelle*) ab. Dabei wird von einem Hochleistungscomputer aus einem gegebenen Anfangszustand der Atmosphäre mit Hilfe von auf physikalischen Zusammenhängen beruhenden Gleichungen der Zustand zu einem späteren Zeitpunkt berechnet. Der Anfangszustand ergibt sich aus zahlreichen Stationsbeobachtungen, wie Messungen mit Bojen, Schiffen, Flugzeugen und Wetterballons, sowie aus Satelliten- und Radardaten (siehe Abbildung 29). Ziel ist es, eine möglichst genaue Prognose des lokalen Wetters angeben zu können.

Die Schwierigkeit bei der Wetterberechnung liegt darin, dass die Atmosphäre ein komplexes System mit teilweise chaotischem Verhalten ist. In einem nicht-chaotischen System führen kleine Veränderungen in den Anfangsbedingungen zu ähnlichen Endzuständen. In einem vollständig chaotischen System hingegen, kann schon eine kleine Änderung in den Anfangsbedingungen zu völlig verschiedenen Endzuständen führen. Modellrechnungen, z. B. zum Wetter, werden deshalb mit zunehmender Vorhersagezeit immer unsicherer, da chaotischer. Aus diesem Grund gilt im Allgemeinen, dass das Wetter im Mittel etwa sieben Tage vorhersagbar ist.

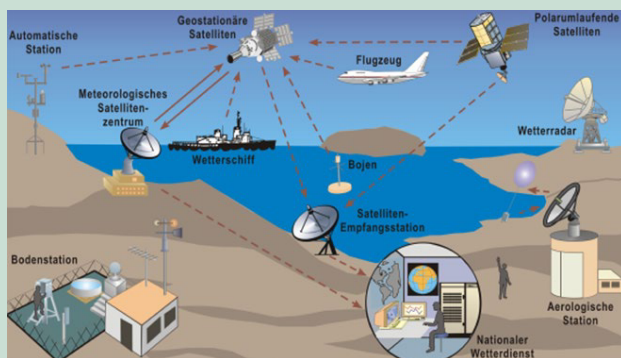


Abbildung 29 – Das weltweite meteorologische Beobachtungssystem
(Quelle: Wetterdienst.de DWD)

Globale *Klimamodelle* sind ebenso komplexe physikalische Modelle, sie bilden das Klimasystem der Erde in vereinfachter Form ab. Die Klimasimulationen berechnen als gekoppelte Atmosphäre-Ozeane-Modelle die Reaktion des Systems auf veränderte Antriebe, wie z. B. Änderungen der Sonneneinstrahlung oder veränderte Energieflüsse im Klimasystem. Hierzu werden Atmosphäre und Ozeane in ein dreidimensionales Gitter geteilt. Der Austausch an Masse und Energie zwischen benachbarten Gitterpunkten wird durch grundlegende physikalische Differentialgleichungen aus der Fluidynamik, Hydrologie und Chemie Zeitschritt für Zeitschritt gelöst. Auf diese Weise kann beispielsweise untersucht werden, wie sich erhöhte Treibhausgasemissionen auf das zukünftige Klima auswirken.

Während die Prognose eines Wettermodells direkt durch Beobachtung überprüft werden kann, können die Ergebnisse von Klimasimulationen jeweils nur mit gemittelten Wetterwerten verglichen werden. Um zu prüfen, ob ein Klimamodell plausible Ergebnisse liefert, wird es mit Messdaten und plausiblen Annahmen gefüttert und anschließend getestet, ob es das gegenwärtige Klima, aber auch beispielsweise das während vergangener Eiszeiten, korrekt simulieren kann. Um nun eine *Klimaprognose* zu erstellen, werden verschiedene Klimamodelle mit jeweils einer Bandbreite von verfügbaren Daten und Annahmen gespeist, um so die Spannweite zukünftiger Entwicklungen vorhersagen zu können.