

# NIEDERSCHLAGSKREISLAUF

Die Hauptanteile des Niederschlags sind:

Verdunstung und Kondensation, Wolkenbildung und Niederschlag:

## Verdunstung

Sie geschieht direkt durch "verdampfen" an der Wasseroberfläche oder indirekt durch Transpiration der Pflanzen, daher wurde der globalere Begriff Evapotranspiration eingeführt, der beides zusammenfaßt.

Über dem Ozean ist die Verdunstung in 1. Linie von der Intensität der solaren Einstrahlung und in 2. Linie vom Salzgehalt abhängig, über Land kommen noch Einflüsse wie Beschaffenheit und Feuchtgehalt des Erdbodens und topographische Gegebenheiten hinzu.

Die Verteilung der Verdunstung pro Jahr im Ozean auf der Nordhalbkugel sieht so aus:

10° - 20° Breite	1440 mm
40° - 50° Breite	580 mm
60° - 70° Breite	190 mm

Man sieht also, daß der Hauptanteil des Wasserdampfes in der Atmosphäre aus den Tropen und den Subtropen stammt. Über reinem Wasser ist die Verdunstung etwas größer als über Salzwasser (oder verschmutz-

tem). Es ist noch nicht möglich, die Verdunstung genau zu messen. Die o.g. Werte wurden theoretisch berechnet. Überwiegt in einem Gebiet die Verdunstung dem Niederschlag, dann spricht man von aridem Klima (z.B. Wüste, Steppe), überwiegt der Niederschlag gegenüber der Verdunstung, ist das Klima humid (Mitteleuropa).

## Kondensation und Niederschlag:

Ein  $m^3$  Luft, der eine Temperatur von  $35^\circ$  hat, kann bis zu 40 g Wasser in Dampfform enthalten, hat er aber nur  $+5^\circ C$ , kann er nur maximal 7 g enthalten (bei  $-50^\circ$  sind es dann nur noch unmeßbar kleine Werte). Würde nun  $1 m^3$  feuchte Tropenluft in hohe Breiten gelangen und sich von  $35^\circ$  auf  $5^\circ$  abkühlen, so müßten 33 g Wasser kondensieren und ausregnen. Die Größe, die beschreibt, wieviel g Wasser ein Kubikmeter Luft enthält, heißt absolute Feuchte (in unserem Beispiel hat sie sich von  $40 g/m^3$  auf  $7 g/m^3$  verringert). Nun kommt es in der Natur aber nur selten vor, daß wirklich so viel Wasser in einem Luftvolumen ist, wie theoretisch möglich wäre. In der Regel ist es immer ein

bißchen - oder, bei trockener Luft, viel - weniger. Ein Maß, ob die Luft nun feucht oder trocken ist, ist die relative Feuchte. Sie drückt in % aus, wieviel Wasserdampf im Verhältnis zu der maximal möglichen Menge sich tatsächlich in einem Luftvolumen befindet. In unserem obigen Beispiel betrug die Relative Feuchte jedesmal 100 % (40 g bei 35°, 7 g bei 5°).

Enthält nun 1 m<sup>3</sup> Luft z.B. über Riad 6 g Wasser bei 35°C, so beträgt die Relative Feuchte 15 %, die Luft ist sehr trocken. Enthält aber 1 m<sup>3</sup> Luft bei +5° C 6 g Wasser (z.B. über Hamburg im November) beträgt die relative Feuchte 86 %, die Luft ist also feucht, obwohl sie in unserem Beispiel nicht mehr Wasser enthält als die Wüstenluft.



Abb. 0

# REGEN

Wenn die relative Feuchte 100 % beträgt, müßte die Kondensation eintreten, indem sich 2 frei herumschwebende Wassermoleküle aneinanderheften und so ein erstes,

winziges Tröpfchen bilden. Hierzu ist jedoch eine zusätzliche Energiezufuhr nötig. Die Oberflächenspannung des ersten Tröpfchens (1 Molekül) muß nämlich über-

wunden werden, wenn sich ein weiteres Molekül anlagern sollte (etwas vergleichbar mit der Energie, die aufgebracht werden muß, um einen Luftballon aufzupusten). Je kleiner das Ursprungströpfchen ist, um so höher muß diese zusätzliche Energiezufuhr sein, d.h. um in einer völlig reinen Atmosphäre einen Kondensationsvorgang einzuleiten, wäre eine relative Feuchte von 400 % nötig, was in der Natur gar nicht vorkommt.

Nun enthält die natürliche Atmosphäre aber schon winzige feste und flüssige Bestandteile, die Ursprungströpfchen darstellen, an denen sich die Wassermoleküle

anlagern. Diese als Kondensationskerne dienenden Teilchen nennt man das Aerosol. Als Aerosolteilchen werden alle festen und flüssigen Teilchen im Radienbereich von 0,001 bis 100  $\mu\text{m}$  (z.Vergleich: Wellenlänge des sichtbaren Lichts 0,5  $\mu\text{m}$ ) bezeichnet, die in der Atmosphäre außerhalb der Wolken schweben.

Zu den Aerosolteilchen zählen folgende Substanzen: Vulkanstaub, Meteoritenstaub, Sporen von Pilzen, ozeanische Salzkristalle, Bakterien, Viren und Milben, Staub durch Busch- und Waldbrände, feste und flüssige Teilchen der Industrieabgase, z.B. Säuretröpfchen.

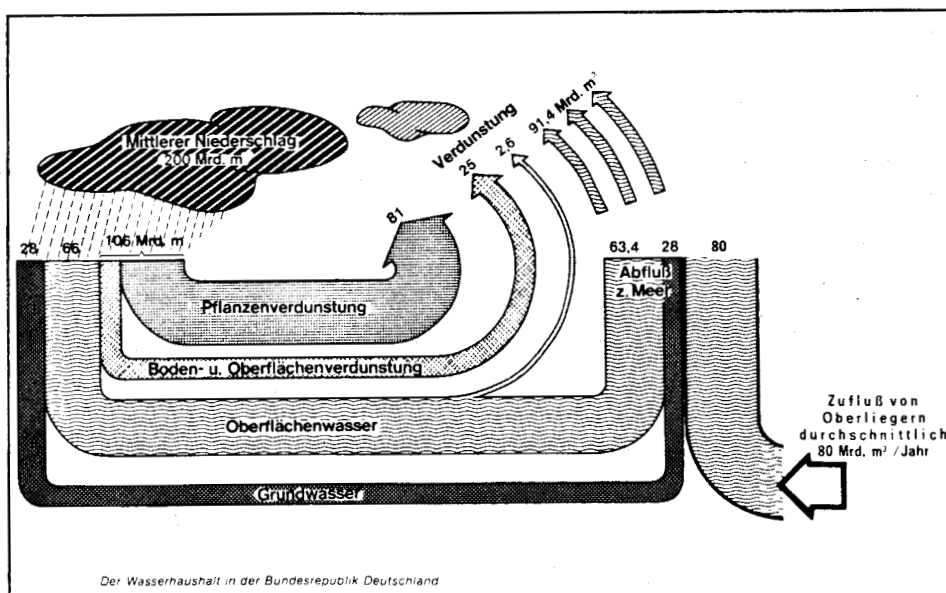


Abb.1 ▲

Quellen des Aerosols sind:

Photochemische Prozesse in der Atmosphäre, Ablösung von Teilchen von der Erdoberfläche, Teilchenfluß aus Weltraum und Vulkanen, Menschliche Aktivitäten.

Senken des Aerosols sind: Sedimentation; Koagulation<sup>1</sup> durch unterschiedliche Fallgeschwindigkeiten, Brownsche Bewegung, elektrische Kräfte und Thermophorese<sup>2</sup>; Kondensation von Wasserdampf mit Wolkenbildung und Niederschlag.

Ohne diese Teilchen könnte in der Natur also gar kein Niederschlag vorkommen. Daher ist Niederschlag eng mit der Konzentration und Größenverteilung des Aerosols verknüpft. Außerdem hat das Aerosol starke Einwirkung auf die optischen Eigenschaften der Atmosphäre.

Die von Menschen verursachte Luftverschmutzung liefert in den hoch industrialisierten Gebieten bereits den Hauptteil der Aerosolteilchen. So befinden sich z.B. 1,8 Millionen t Schwefel in der Atmosphäre in Form von Schwefelwasserstoff ( $H_2S$ ), Schwefeldioxid ( $SO_2$ ), und Sulfationen als Aerosolteilchen. Dieser Schwefelgehalt wird, neben den natürlichen Quellen wie Ozeane, Vulkane und Erosion,

auch durch die Abgabe von  $SO_2$  durch Industrie und Hausbrand verursacht. Durch chemische Umwandlung kann es zu Schwefelsäuretröpfchen in der Atmosphäre und durch <sup>3</sup> Rain-Out und <sup>4</sup> Wash-Out Effekte zu schwefel-saurem Regen kommen.

Im Ruhr-Gebiet kommt es bei abstaucharmen Wetterlagen im Winter, wenn der maximale Ausstoß an  $SO_2$  durch Verbrennung von Kohle und Öl auftritt, gelegentlich zu Smog-Bildung. Hierbei führen feuchte Luft und  $SO_2$  durch verschiedene chemische bzw. photochemische Reaktion zu einem Aerosol, das aus Schwefelsäuretröpfchen besteht.

Smog in anderen Gebieten, z.B. Los Angeles, wird durch photochemische Prozesse, die auf Stickoxide und Kohlenwasserstoffe einwirken, hervorgerufen.

In Hamburg ist diese Gefahr allerdings relativ gering, da durch die Nähe zur Nordsee bedingt, die untere Atmosphäre immer relativ gut durchmischt wird.

Der Grenzwert für die  $SO_2$ -Konzentration liegt bei  $0,14 \text{ mg/m}^3$  und darf kurzzeitig (bis zu 30 Minuten) bis auf  $0,4 \text{ mg/m}^3$  ansteigen. In Hamburg wurden im Mai 1976 auf dem Dach des Geomatikums halb-

stündliche Mittelwerte bis zu  $1,7 \text{ mg/m}^3$  (4fache des Grenzwertes für kurzzeitig Überschreitung, 12fache des normalen Grenzwertes) gemessen; der normale Grenzwert wird in Hamburg manchmal mehrere Tage hintereinander überschritten.

An Niederschlag fällt im Jahr in Hamburg durchschnittlich 712 mm, das macht, umgerechnet aufs Stadtgebiet, ca. 55 Millionen Tonnen aus. Dagegenüber steht ein Trinkwasserverbrauch von ca. 150 Millionen Tonnen im Jahr.

- 1: Koagulation: Teilchen kollidieren und bleiben aneinander haften.
- 2: Thermophorese: Bewegung, die durch Temperaturunterschiede hervorgerufen wird.
- 3: Rain-Out: Wassermoleküle lagern sich an einem Teilchen an und bilden einen Regentropfen.
- 4: Wash-Out: Ein herabfallender Regentropfen trifft ein Teilchen und nimmt es in sich auf.

## BODENWASSER

Abb.2

