

4.2 Räumlich-zeitliche Variationen der Nettostrahlung 1984–1993

Einleitung

Als Nettostrahlung oder Strahlungsbilanz wird die Differenz zwischen allen auf die Erdoberfläche einfallenden und allen die Erdoberfläche verlassenden Strahlungsströmen bezeichnet:

$$N = G - R + L_{in} - L_{out} \text{ bzw. } N = G \cdot (1 - \alpha) + L_{in} - L_{out}$$

Dabei bedeutet N die Nettostrahlung, G die Globalstrahlung, R die reflektierte kurzwellige Strahlung, α die Albedo, L_{in} die langwellige Einstrahlung und L_{out} die langwellige Ausstrahlung.

Komponenten der Strahlung

Mit der Globalstrahlung ist jener Strahlungsteil gemeint, welcher direkt oder indirekt von der Sonne stammt. Die Sonne hat eine Oberflächentemperatur von 5700 °C und emittiert daher praktisch nur im kurzweligen Bereich. Ausserhalb der Erdatmosphäre beträgt der Energiefluss 1366.5 W/m². Da jeweils nur die Hälfte der Erde beschienen wird und da die Erde kugelförmig ist, beträgt die mittlere solare Einstrahlung ein Viertel der Solarkonstanten, nämlich 342 W/m² (Fig. 1). Davon gelangen 84 W/m² direkt zur Erdoberfläche. Diesen Anteil nennt man direkte Strahlung. Die übrigen 258 W/m² gelangen in die Atmosphäre, welche davon 98 W/m² absorbiert. Der Rest wird an den Wolken reflektiert oder an den Molekülen (Rayleighstreuung) und an den Aerosolen (Miestreuung) gestreut. Bei diesem Prozess erreichen 85 W/m² als diffuse Strahlung die Erdoberfläche und 75 W/m² werden zurück ins Weltall gestreut. Die direkte Strahlung und die diffuse Strahlung ergeben zusammen die Globalstrahlung an der Erdoberfläche. Die Globalstrahlung beträgt somit weltweit im Mittel 169 W/m². Die Erdoberfläche absorbiert davon 142 W/m², 27 W/m² werden reflektiert. Der Quotient zwischen der an der Erdoberfläche reflektierten kurzweligen Strahlung R und der Globalstrahlung G wird als Albedo ($\alpha = R/G$) bezeichnet. Diese beträgt für die Erdoberfläche im Mittel ca. 0.16. Die von der Erdoberfläche reflektierte kurzwellige Strahlung geht praktisch vollständig ins Weltall. Im gesamten System «Atmosphäre–Oberfläche» absorbiert die Atmosphäre im kurzweligen Bereich 98 W/m² und 102 W/m² verlassen die Erde wieder ins Weltall. Die durch die Erdoberfläche absorbierte Strahlung erwärmt die darüberliegende Atmosphäre, den darunterliegenden Boden und die Ozeane.

Da die Erde im Schnitt Temperaturen im Bereich von –60 °C bis +40 °C aufweist, emittiert sie im langwelligen Bereich. Die langwellige Ausstrahlung lässt sich mit Hilfe des Stefan-Boltzmannschen Gesetzes berechnen: $L = \epsilon \cdot \sigma \cdot T^4$. Ausserdem ist das Gesetz von Kirchhoff zu berücksichtigen. Epsilon (ϵ) bezeichnet das Emissionsvermögen der Erdoberfläche und kann mit sehr guter Annäherung als 1 gesetzt werden. Sigma (σ) ist die Stefan-Boltzmann-Konstante. Da über einen längeren Zeitraum der Unterschied zwischen der Boden- und der Lufttemperatur vernachlässigbar ist, kann zur Berechnung die mittlere Lufttemperatur der Erde (T ; ca. 14 °C) verwendet werden. Damit erhält die langwellige Ausstrahlung einen Wert von 385 W/m². Bei vollständig bedeckten Verhältnissen würde die gesamte langwellige Ausstrahlung von der Atmosphäre absorbiert. Unter der Annahme, dass die mittlere Bewölkung auf der Erde 50 % betrage, werden 168 W/m² von der wolkenfreien Atmosphäre und 193 W/m² von der bedeckten Atmosphäre absorbiert. Somit verlassen 24 W/m² die Atmosphäre und gehen direkt ins All.

Die wolkenfreie Atmosphäre ihrerseits strahlt im langwelligen Bereich ebenfalls ständig Energie ab: 111 W/m^2 ins Weltall und 160 W/m^2 in Richtung Erdoberfläche. Bei bedeckten Verhältnissen betragen die entsprechenden Zahlen 105 W/m^2 und 185 W/m^2 . Wenn man die Gesamtbilanz der langwelligen Strahlung in der Atmosphäre betrachtet, so stellt man einen Verlust von 200 W/m^2 fest. Auf der Erdoberfläche ist dieser Verlust mit 40 W/m^2 zu beziffern.

Die Bilanz der kurz- und langwelligen Strahlung, also die Nettostrahlung, beträgt an der Erdoberfläche $+102 \text{ W/m}^2$. Die Atmosphäre hingegen verliert total 102 W/m^2 . Die Erdoberfläche gibt Energie in Form von sensibler und latenter Wärme an die Atmosphäre ab; dadurch wird die Erdoberfläche nicht ständig aufgeheizt; gleichzeitig wird das Defizit der Atmosphäre ausgeglichen. Da die Erdoberfläche mehrheitlich von Wasser bedeckt ist, überwiegt der latente Wärmefluss (Verdunstung) mit 85 W/m^2 den sensiblen Wärmefluss mit 17 W/m^2 . Weil die Nettostrahlung an der Erdoberfläche den sensiblen und latenten Wärmefluss steuert, ist sie für die Klima- und Wetterphänomene von eminent wichtiger Bedeutung. Die Gesamtstrahlungsbilanz des Systems Erde–Atmosphäre beträgt null – das System befindet sich im Gleichgewicht [1,3,4,5].

Grundzüge der Methodik

Alle Strahlungsparameter wurden mit hoher Auflösung berechnet. Die Topographie hat einen entscheidenden Einfluss auf die Nettostrahlung, besonders im kurzwelligen Bereich. So hat der Talgrund eines engen Bergtales viel weniger direkte Sonnenstrahlung als eine Ebene. Zur Berechnung der Nettostrahlung wurden deshalb unter anderem Geländeparameter wie Höhenlage, Hangneigung, Exposition und Horizonteingrenzung benötigt, welche vom digitalen Geländemodell RIMINI mit einer Gittermaschenweite von 250 m abgeleitet wurden. Ausgangspunkt für die Berechnung der Globalstrahlung bildeten die auf horizontfreien, ebenen Flächen berechneten Globalstrahlungswerte von [7]. Die Albedo wurde mit Hilfe der Arealstatistik der Schweiz ermittelt, wobei die dortigen Landnutzungsklassen zu den folgenden sechs Kategorien zusammengefasst wurden: Gewässer, Wald, landwirtschaftliche Nutzflächen, Siedlungsgebiete, Fels sowie Gletscher. Der wichtigste Parameter, nämlich die Anzahl Tage mit Schneedecke, wurde aus [2] entnommen. Die für die Bestimmung der langwelligen Einstrahlung benötigten Temperatur- und Feuchteprofile basieren auf den Ergebnissen der Radiosondierungen in Payerne. Anschliessend wurde die langwellige Einstrahlung mit dem Strahlungstransfermodell MODTRAN berechnet. Für die langwellige Ausstrahlung wurde angenommen, dass im Monatsmittel die Bodenoberflächentemperatur der Lufttemperatur entspricht. Die langwellige Ausstrahlung konnte nun – nach der Bestimmung der Lufttemperatur für jeden Gitterpunkt – mit dem Stefan-Boltzmannschen Gesetz berechnet werden. Detaillierte Angaben zur Methodik finden sich in [8].

Räumliche Variabilität

Da die Atmosphäre in der Höhe weniger Aerosole aufweist und die von der Sonne zu durchdringende Atmosphäre weniger mächtig ist, zeigt die Globalstrahlung eine leichte Zunahme mit der Höhe. Die Albedo hingegen ist sehr stark von der Höhenlage abhängig. Dies ist eine Folge der Dauer der Schneedeckung. Im Mittel weist eine Schneedecke eine Albedo von 0.71 für trockenen und 0.58 für schmelzenden Schnee auf. Die aperen Flächen haben hingegen stets Albedowerte von unter 0.2. Die mit der Höhe variierende Anzahl Tage mit Schneedecke beeinflusst damit den Wert der Albedo. Ab 3000 m ü.M. liegt praktisch das ganze Jahr eine Schneedecke, so dass oberhalb dieser Höhe die Albedo annähernd konstant bei einem Wert von 0.6 bleibt. Die Werte der kurzwelligen Strahlungsbilanz nehmen daher bis auf eine Höhe von 3000 m ü.M. ab, obwohl die Globalstrahlung mit der Höhe leicht zunimmt.

Die langwelligen Strahlungsterme nehmen mit der Höhe ab. Die langwellige Ausstrahlung hängt einzig von der Bodenoberflächentemperatur ab, die mit der Höhe abnimmt. Die langwellige Einstrahlung ist von der Lufttemperatur, der Konzentration der strahlungsaktiven Gase und der Bewölkung beeinflusst. Das effektive Emissionsvermögen des Himmels beträgt in tiefen Lagen bei wolkenfreien Verhältnissen 0.7 und sinkt – wegen des abnehmenden Wasserdampfgehaltes der Atmosphäre – bis 4000 m ü.M. auf etwa 0.4 ab. Bei bedeckten und vor allem bei nebligen Verhältnissen ist die Emissivität nahezu 1. Da die langwellige Ausstrahlung in der Regel grösser ist als die Einstrahlung, ist die langwellige Strahlungsbilanz negativ, wobei die Bilanzwerte mit zunehmender Höhe negativer werden.

Aus dem Zusammenspiel der kurz- und langwelligen Strahlungsbilanz resultiert die Abnahme der Nettostrahlung mit der Höhe. Oberhalb von ca. 3000 m ü.M. ist die mittlere jährliche Nettostrahlung negativ.

In Gebieten mit komplexer Topographie variiert die Nettostrahlung stark von Ort zu Ort (Fig. 4).

Nettostrahlung und Verdunstung

Wie bereits erwähnt, ist die Nettostrahlung von entscheidender Bedeutung für die Verdunstung (Fig. 3). Im allgemeinen beträgt die aktuelle Verdunstung ca. 60 bis 80 % der maximal möglichen Verdunstungshöhe, die aus der Nettostrahlung berechnet wird. Die Berechnung für einen bestimmten Zeitraum (z.B. 1 Monat) erfolgt dabei anhand der Formel

$$\text{Maximal mögliche Verdunstungshöhe} = \frac{\text{Nettostrahlung} [\text{W/m}^2 \text{ oder } \text{J/s} \cdot \text{m}^2] \cdot \text{Zeit} [\text{s}]}{\text{Verdunstungswärme des Wassers} [2.256 \cdot 10^6 \text{ J/kg}]}$$

Über Gewässern sind die aktuelle und die maximal mögliche Verdunstungshöhe praktisch identisch.

Im Hochgebirge nimmt die mittlere jährliche Nettostrahlung negative Werte an. Die Verdunstung ist zwar in der Höhe ebenfalls viel geringer als im Flachland, sinkt aber nicht auf 0 mm ab. Trotz der insgesamt negativen Strahlungsbilanz gibt es Zeitabschnitte mit positiver Nettostrahlung, in denen Verdunstung auftritt.

Nettostrahlung in der Schweiz

Gemittelt über die ganze Schweiz beträgt die mittlere jährliche Nettostrahlung 44 W/m². Die höchsten Werte mit über 60 W/m² treten an den tiefer gelegenen südexponierten Flächen der Alpen auf, besonders im Rhonetal zwischen Martigny und Visp, ferner im Rheintal zwischen Disentis und Chur, in der Gegend von Tiefencastel und um Zernez sowie im Bergell, im Puschlav, am Südhang zwischen Locarno und Bellinzona und in der Leventina. Die tiefsten Werte werden an hochalpinen, nordexponierten Hängen der Walliser Alpen festgestellt.

Die Nettostrahlung weist einen ausgeprägten Jahresgang auf. Im Januar ist die Nettostrahlung in der Schweiz mit -20 W/m² negativ, in den übrigen dargestellten Monaten April (59 W/m²), Juli (120 W/m²) und Oktober (19 W/m²) positiv. Erstaunlicherweise sind im Tessin die Nettostrahlungswerte im allgemeinen nicht viel höher als im nordalpinen Mittelland. Zum einen ist südlich der Alpen die Bewölkung im Mittel geringer [6] und die langwellige Strahlungsbilanz somit negativer als im Mittelland; ausserdem wird die Globalstrahlung durch die Horizontüberhöhung vermindert. Zum andern könnte die aus der Poebene ins Tessin einströmende Luft, welche mit Aerosolen angereichert ist und damit die Streuung verstärkt, ein weiterer Faktor sein, der zur Verminderung der Nettostrahlung beiträgt.

Literatur

- [1] **Barkstrom, B.R., Harrison, E.F., Lee, R.B. (1990):** Earth radiation budget. Preliminary Seasonal Results. In: Eos, Vol. No. 9, 27th February 1990, New York.
- [2] **Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung (1936/37–1993/94):** Schnee und Lawinen in den Schweizer Alpen. Winterberichte Nrn. 1–57, Davos.
- [3] **Hartmann, D. (1994):** Global Physical Climatology. San Diego.
- [4] **Jones, P.D. et al. (1999):** Surface air temperature and its change over the past 150 years. In: Reviews of Geophysics, Vol. 37 No. 2:173–199, Washington.
- [5] **Ohmura, A., Gilgen, H. (1993):** Re-Evaluation of the Global Energy Balance. In: Geophysical Monograph 75, IUGG Volume 15:93–110 (Interactions between global Climate Subsystems), Washington.
- [6] **Schüepp, M. (1963):** Bewölkung und Nebel. Klimatologie der Schweiz Heft 4/H, Beiheft zu den Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt, Zürich.
- [7] **Zelenka, A. (2000):** Mittlere monatliche Sonneneinstrahlung. In: Klimaatlas der Schweiz, Tafeln 5.5–5.7, Wabern-Bern.
- [8] **Z'graggen, L. (2001):** Strahlungsbilanz der Schweiz. Dissertation Nr. 14158 der ETHZ, Zürich.