

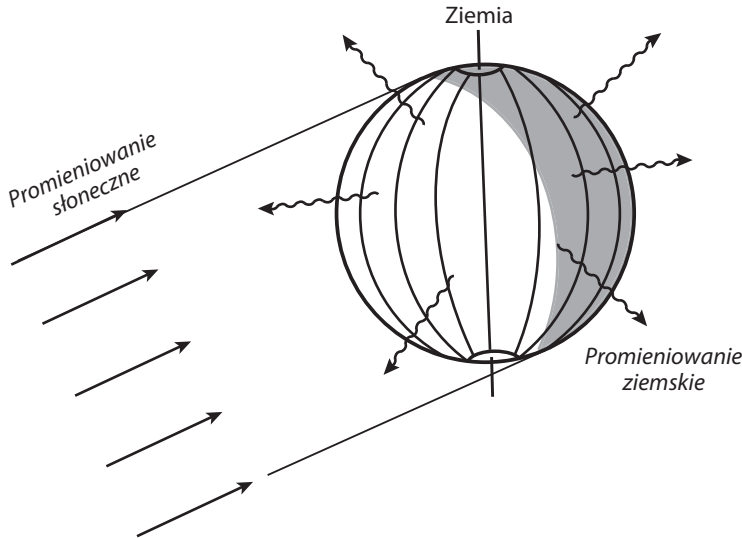
**Tabela 1.1.** Skład powietrza.

Składnik	W przybliżeniu % wagowo
Azot (N <sub>2</sub> )	75,3
Tlen (O <sub>2</sub> )	23,1
Argon (Ar)	1,3
Para wodna (H <sub>2</sub> O)*	~0,25
Dwutlenek węgla (CO <sub>2</sub> )*	0,046
Tlenek węgla (CO)	~1 × 10 <sup>-5</sup>
Neon (Ne)	1,25 × 10 <sup>-3</sup>
Hel (He)	7,2 × 10 <sup>-5</sup>
Metan (CH <sub>4</sub> )*	7,3 × 10 <sup>-5</sup>
Krypton (Kr)	3,3 × 10 <sup>-4</sup>
Podtlenek azotu (N <sub>2</sub> O)*	7,6 × 10 <sup>-5</sup>
Wodór (H <sub>2</sub> )	3,5 × 10 <sup>-6</sup>
Ozon (O <sub>3</sub> )*	~3 × 10 <sup>-6</sup>

\* gazy cieplarniane

## Efekt cieplarniany

Ziemia wymienia energię z otoczeniem poprzez transport promieniowania elektromagnetycznego. W ten sposób bilans cieplny Ziemi jest determinowany przez zyski ciepła wynikające z absorpcji przychodzącego promieniowania słonecznego o stosunkowo krótkich długościach fal (~0,4–1 μm) oraz straty ciepła spowodowane emitowaniem ziemskiego promieniowania termicznego o stosunkowo długich falach (~4–30 μm), co schematycznie pokazano na rysunku 1.4. W hipotetycznej sytuacji, w której energia generowana przez Słońce oraz skład ziemskiej atmosfery pozostawałyby niezmiennie, przychodzące promieniowanie słoneczne i emitowane promieniowanie ziemskie uśrednione dla całego globu w wystarczająco długim czasie byłyby dokładnie sobie równe. Dzieje się tak, ponieważ Ziemia jako całość poszukuje temperatury, która spełnia wymóg radiacyjnego bilansu cieplnego. Na przykład, jeśli temperatura Ziemi byłaby zbyt wysoka, straty ciepła spowodowane emitowanym promieniowaniem ziemskim byłyby większe niż zyski ciepła z przychodzącego promieniowania słonecznego netto, co by zmniejszało temperaturę planety jako całości. Z drugiej strony, jeśli temperatura byłaby zbyt niska, stałoby się odwrotnie, co podniosłoby temperaturę planety. Na dłuższą metę temperatura Ziemi jest utrzymywana



**Rysunek 1.4** Schematyczny diagram przedstawiający radiacyjny bilans cieplny Ziemi

na takim poziomie, że przychodzące promieniowanie słoneczne i emitowane promieniowanie ziemskie w górnej części atmosfery pozostają w równowadze.

Promieniowanie słoneczne docierające do górnej części atmosfery, uśrednione dla całego globu, wynosi  $341,3 \text{ W/m}^2$  (Trenberth i in., 2009), z czego  $101,9 \text{ W/m}^2$ , czyli około 30%, jest odbijane z powrotem w kosmos przez powierzchnię Ziemi, chmury, aerozole i cząsteczki powietrza. Pozostałe 70% jest pochłaniane, głównie przez powierzchnię, co oznacza, że promieniowanie słoneczne netto przychodzące do górnej części atmosfery wynosi  $239,4 \text{ W/m}^2$ , czyli nieco więcej niż wartość  $238,5 \text{ W/m}^2$  dla emitowanego promieniowania ziemskiego, którą uzyskano na podstawie danych z obserwacji satelitarnych (Loeb i in., 2009; Trenberth i in., 2009). Nierównowaga radiacyjna wynosząca  $0,9 \text{ W/m}^2$  odpowiada trwającemu obecnie ociepleniu planety. Zakładając, że układ Ziemia-atmosfera promieniuje jako ciało doskonale czarne, zgodnie z prawem Stefana–Boltzmann (patrz ramka „Promieniowanie ciała doskonale czarnego i prawo Kirchhoffa” na str. 26), można dla planety obliczyć przybliżoną temperaturę efektywną emisji. Uzyskana w ten sposób wartość wynosi  $-18,7^\circ\text{C}$ , czyli jest o około  $33^\circ\text{C}$  niższa od średniej globalnej temperatury przy powierzchni Ziemi wynoszącej  $+14,5^\circ\text{C}$ .

Ponieważ, jak wspomniano powyżej, powierzchnia Ziemi promieniuje prawie jak ciało doskonale czarne, prawa Stefana–Boltzmann można również użyć do przybliżonego oszacowania strumienia promieniowania emitowanego przez powierzchnię Ziemi. Otrzymana w ten sposób wartość wynosi  $389 \text{ W/m}^2$  i jest znacznie większa od  $238,5 \text{ W/m}^2$  promieniowania ziemskiego emitowanego z górnych warstw atmosfery.