

Tavola 4.2 **Variazioni spazio-temporali dell'irraggiamento netto 1984–1993**

Introduzione

Si definisce come irraggiamento netto o bilancio di radiazione la differenza tra il flusso totale della radiazione incidente sulla superficie terrestre e quello della radiazione da quest'ultima emessa:

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

N è l'irraggiamento netto, G il flusso radiante totale, R la componente riflessa ad alta frequenza, α l'albedo, L_{in} la radiazione incidente a bassa frequenza e L_{out} la radiazione emessa a bassa frequenza.

Componenti di radiazione

Per flusso radiante totale s'intende quella porzione di radiazione che proviene per via diretta o indiretta dal Sole. Sulla superficie solare si hanno temperature attorno ai 5700 °C, ragione per cui si hanno emissioni praticamente solo nel dominio delle alte frequenze, cioè delle onde di ridotta lunghezza. Al di fuori dell'atmosfera terrestre il flusso energetico equivale a 1366.5 W/m². Poiché solo metà del globo viene volta per volta illuminata e poiché la superficie interessata è all'incirca sferica, l'irraggiamento medio si riduce a un quarto della costante solare, cioè a 342 W/m² (fig. 1); a raggiungere la superficie del pianeta sono però solo 84 W/m², ciò che corrisponde all'irraggiamento diretto. I rimanenti 258 W/m² finiscono nell'atmosfera che assorbe 98 W/m². L'aliquota non assorbita viene riflessa dalle nubi o diffusa tra le singole molecole (diffusione di Rayleigh) e aerosol (diffusione di Mie). Nel processo 85 W/m² raggiungono la superficie terrestre, mentre 75 W/m² vengono dispersi nello spazio siderale. Ricapitolando, la somma dell'irraggiamento diretto e di quello diffuso formano un flusso radiante totale diretto verso la superficie del pianeta pari nella media mondiale a 169 W/m². La superficie, a sua volta, ne assorbe 142 W/m² e ne riflette 27 W/m². Il rapporto tra la componente riflessa ad alta frequenza R e il flusso radiante globale G si definisce albedo ($\alpha = R/G$). Questa vale in media circa 0.16 per la Terra. La radiazione ad alta frequenza riflessa finisce in maniera quasi integrale nello spazio siderale. Il sistema terra-atmosfera assorbe 98 W/m² nel campo delle alte frequenze, mentre 102 W/m² abbandonano il globo per tornare nell'universo. La radiazione assorbita dalla superficie terrestre comporta un riscaldamento dell'atmosfera, del suolo e degli oceani.

Alle temperature medie caratteristiche della superficie terrestre, comprese tra i - 60 °C e i + 40 °C, corrisponde una emissione a bassa frequenza che può inquadrarsi mediante le leggi di Kirchhoff e Stefan-Boltzmann: $L = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T^4$. Epsilon (ε) rappresenta la capacità emissiva della superficie terrestre che con buona approssimazione può porsi pari all'unità; sigma (σ) è la costante di Stefan-Boltzmann. Poiché per intervalli temporali sufficientemente lunghi la differenza tra la temperatura del suolo e dell'aria può trascurarsi, si può fare ricorso al dato medio dell'aria (T , circa 14 °C), il che porta il valore della emissione a bassa frequenza a 385 W/m². In condizioni di cielo totalmente coperto l'emissione a bassa frequenza viene integralmente assorbita dall'atmosfera. Nell'ipotesi di una copertura nuvolosa media del 50 % 168 W/m² vengono assorbiti dall'atmosfera libera, mentre 193 W/m² sono a carico della porzione annuvolata. I rimanenti 24 W/m² si perdono nello spazio siderale.

L'atmosfera sgombra di nubi irradia a sua volta energia a bassa frequenza: 111 W/m² nello spazio siderale e 160 W/m² verso la superficie terrestre. In condizioni coperte tali valori diventano 105 e 185 W/m². Dal bilancio complessivo della radiazione a bassa frequenza nell'atmosfera si ricava una perdita di 200 W/m² che si riduce a 40 W/m² sulla superficie terrestre.

Il bilancio delle radiazioni ad alta e a bassa frequenza, ovvero l'irraggiamento netto, comporta un valore sulla superficie terrestre pari a + 102 W/m². L'atmosfera perde invece nel complesso 102 W/m². La sperequazione in oggetto non produce un riscaldamento progressivo della superficie

terrestre, né un raffreddamento dell'atmosfera, dal momento che la superficie della Terra cede energia all'atmosfera sotto forma di calore latente e sensibile. La prima forma è preponderante con 85 W/m^2 contro 17 W/m^2 , giacché il pianeta è coperto in buona parte d'acqua (calore latente di evaporazione). L'irraggiamento netto sulla superficie terrestre governa i trasferimenti di calore latente e sensibile, rivestendo pertanto un'importanza primaria nei fenomeni climatici e meteorici. Il bilancio globale tra la Terra e la sua atmosfera è in pareggio, così che il sistema si trova all'equilibrio [1,3,4,5].

Fondamenti del metodo applicato

Tutti i parametri di radiazione sono stati calcolati ad alta risoluzione. La topografia influisce in modo decisivo sull'irraggiamento diretto, soprattutto nel campo delle alte frequenze. Il fondo di una vallata stretta, per esempio, riceve molto meno radiazione solare diretta di una pianura. Il calcolo dell'irraggiamento netto ha richiesto perciò la conoscenza di parametri territoriali come la quota, l'inclinazione dei pendii, l'esposizione e la chiusura dell'orizzonte che si sono desunti dal modello digitale del terreno RIMINI con ampiezza di maglia pari a 250 m. Per il calcolo ci si è basati sui valori globali di radiazione elaborati da [7] per superfici piane a orizzonte aperto. L'albedo è stata ricavata con l'ausilio della statistica areale della Svizzera, laddove le classi di sfruttamento del suolo sono state riassunte in sei categorie: corsi d'acqua e laghi, foreste, superfici agricole, insediamenti, rocce, ghiacciai. Il parametro più importante, vale a dire il numero di giorni di copertura nevosa, è stato desunto da [2]. Il calcolo della radiazione incidente a bassa frequenza si fonda su profili termici e di umidità ricavati dai radiosondaggi di Payerne, nonché sul modello di trasferimento radiativo MODTRAN. Per quanto riguarda l'emissione a bassa frequenza, si è ammesso che nella media mensile la temperatura della superficie del suolo equivalga a quella dell'aria, si è determinata la temperatura dell'aria per ogni nodo del reticolo e si è poi proceduto al calcolo, applicando la legge di Stefan-Boltzmann. Dettagli sul procedimento si trovano in [8].

Variabilità spaziale

Poiché in quota si riscontrano meno aerosol e poiché diminuisce lo spessore di atmosfera che i raggi solari devono attraversare, l'irraggiamento globale denota un leggero incremento. L'albedo presenta invece una forte dipendenza dall'altitudine, in conseguenza della persistenza del manto nevoso. Alla neve asciutta corrisponde un'albedo media di 0.71, mentre 0.58 è il valore che compete alla neve in via di scioglimento. Valori al di sotto di 0.2 corrispondono alle zone prive di neve. La durata in giorni, variabile con la quota, della copertura nevosa influisce dunque sull'albedo. Oltre i 3000 m s.l.m. sussiste praticamente tutto l'anno un manto nevoso, così che da quel limite in poi l'albedo risulta praticamente costante e pari a 0.6. Il bilancio delle radiazioni ad alta frequenza diminuisce quindi sino alla quota di 3000 m s.l.m., sebbene il flusso radiante totale s'incrementi lievemente.

I termini di bilancio relativi alla radiazione a bassa frequenza diminuiscono con l'altitudine. L'emissione a bassa frequenza dipende unicamente dalla temperatura della superficie del suolo che cala in quota, mentre la radiazione incidente a bassa frequenza dipende dalla temperatura dell'aria, dalla concentrazione dei gas radiativi e dalla copertura nuvolosa. L'effettiva capacità emissiva dell'atmosfera è prossima all'unità in condizioni di cielo coperto, e soprattutto con nebbia; vale 0.7 per quote basse e con cielo sereno e cala infine sino a 0.4 intorno ai 4000 m s.l.m., per via della riduzione nell'atmosfera del tenore in vapore acqueo. Per le basse frequenze l'emissione è di norma è maggiore della radiazione incidente, ciò che comporta un bilancio negativo che, tra l'altro, tende ad accentuarsi in quota.

L'azione congiunta del bilancio di radiazione per le basse e alte frequenze determina la riduzione con la quota dell'irraggiamento netto. Al di sopra dei 3000 m s.l.m. l'irraggiamento medio annuale netto è negativo.

In regioni topograficamente articolate l'irraggiamento netto può variare notevolmente da luogo a luogo (fig. 4).

Irraggiamento netto ed evaporazione

Come si è già accennato, l'irraggiamento netto è d'importanza primaria per l'evaporazione (fig. 3). L'evaporazione effettiva ammonta in genere a 60–80 % dell'altezza di evaporazione massima possibile (potenziale), computabile in base al valore netto. Il calcolo per un determinato intervallo temporale (ad es. un mese) si effettua con la seguente formula:

$$\text{Altezza d'evapo} \\ \text{razione potenziale} = \frac{\text{Irraggiamento netto} \\ [\text{W/m}^2 \text{ o } \text{J/s} \cdot \text{m}^2] \cdot \text{tempo [s]}}{\text{Calore latente d'evaporazione dell'acqua} \\ [2.256 \cdot 10^6 \text{ J/kg}]} \\ [\text{kg/m}^2 \text{ o } \text{mm}]$$

Per quel che riguarda i laghi e i corsi d'acqua, le altezze d'evaporazione effettive e potenziali coincidono sensibilmente.

In alta montagna l'irraggiamento netto assume medie annue negative. È vero che l'evaporazione risulta in quota molto inferiore che in pianura, tuttavia non tocca valori nulli. Malgrado il bilancio di radiazione sia nel complesso negativo, sussistono dei periodi con irraggiamento netto positivo che producono evaporazione.

Irraggiamento netto in Svizzera

Mediando sul territorio nazionale l'irraggiamento netto, si ottiene un valore medio annuo di 44 W/m^2 . Punte oltre ai 60 W/m^2 si riscontrano nelle zone alpine di bassa altitudine, esposte verso meridione, specialmente nella valle del Rodano tra Martigny e Visp, poi nella valle del Reno tra Disentis e Coira, nei dintorni di Tiefencastel e di Zernez, in Bregaglia, nella valle di Poschiavo, sul versante sud tra Locarno e Bellinzona e nella Leventina. I valori più bassi si registrano nelle Alpi Vallesi sui versanti ad alta quota esposti a nord.

L'irraggiamento netto si contraddistingue per un tipico ciclo annuale. A gennaio l'irraggiamento netto in Svizzera è pari a -20 W/m^2 , mentre è positivo negli altri mesi rappresentati: aprile 59 W/m^2 , luglio 120 W/m^2 , ottobre 19 W/m^2 . Inaspettatamente, i valori nel Ticino non risultano in genere molto superiori di quelli relativi all'Altipiano nordalpino. Bisogna da un lato considerare che l'annuvolamento medio è minore a sud delle Alpi [6], il che implica un bilancio delle radiazioni a bassa frequenza più negativo rispetto all'Altipiano; il flusso radiante totale viene inoltre limitato dall'innalzamento dell'orizzonte. D'altro canto, è possibile che la corrente atmosferica, ricca di aerosol che aumentano la dispersione, immessa nel Ticino dalla Pianura Padana costituisca un fattore di che contribuisce a spiegare la diminuzione dell'irraggiamento netto.

Bibliografia

- [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.