Kyuchukova M. i dr. (1979). Klimatichen spravochnik za NR Balgariya. Tom II. Vlazhnost na vazduha, magla, horizontalna vidimost, oblachnost i snezhna pokrivka. Glavno upravlenie hidrologiya i meteorologiya, Institut po meteorologiya i hidrologiya. Darzhavno izdatelstvo “Nauka i izkustvo” (in Bulgarian).

Kyuchukova M. i dr. (1983) Klimatichen spravochnik za NR Balgariya. Tom III. Temperatura na vazduha, temperatura na pochvata, slana. Glavno upravlenie hidrologiya i meteorologiya, Institut po meteorologiya i hidrologiya. Darzhavno izdatelstvo “Nauka i izkustvo” (in Bulgarian).

Gorbunov I. I. (1974) Subzones of leached and typical chernozem soils, in: Guidebook of the Soil Excursion. Eastern European Lowland. Nauka Press, Moscow, 14–31.

Gyurov G., Artinova N. (2015) Pochvoznanie. Plovdiv, Bulgaria (in Bulgarian).

IUSS Working Group WRB. (2015) World Reference Base for Soil Resources 2014, update 2015. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports. No. 106. FAO, Rome.

Kachinskiy N. A. (1958) Mekhanicheskiy i mikroagregatnyy sostav pochvy, metody yego izucheniya. Moskva, Izd-vo AN SSSR. S. 25. 191 s.

Petrov E., Kabakchiev Iv., Bozhinova P., Stoeva A., Georgieva Y., Hershkovich E., Dilkov D. (1988) Methods for work on the agricultural land cadastre in Bulgaria. NAPS Association (in Bulgarian).

Yaalon H. D. (1997) History of Soil Science in Context: International Perspective, in: History of Soil Science – International Perspectives. Catena Verlag, Reiskirchen, 1–15.

DOI:

АВТОМАТИЗИРОВАННЫЙ РАСЧЕТ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СОСТАВЛЯЮЩИХ ЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО БАЛАНСА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДАННЫХ ДЗЗ И НАЗЕМНЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ

А. В. Доброхотов, И. Л. Максенкова, Л. В. Козырева

ФГБНУ «Агрофизический научно-исследовательский институт»

В работе рассматривается методика автоматизированного расчета пространственного распределения составляющих энергетического баланса с использованием данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) и наземных метеорологических измерений. Предложены методы расчета пространственного распределения радиационного баланса, турбулентного потока тепла, потока тепла в почву и суммарного испарения.

AUTOMATED CALCULATION OF A SPATIAL DISTRIBUTION OF THE ENERGY BALANCE COMPONENTS USING REMOTE SENSING DATA AND GROUND METEOROLOGICAL MEASUREMENTS

A. V. Dobrokhotov, I. L. Maksenkova, L. V. Kozyreva

Agrophysical Research Institute

The paper considers methods for an automated calculation of a spatial distribution of the energy balance components using remote sensing data and data of ground meteorological measurements. The radiation balance is determined depending on the Sun height, a geographical position, the atmosphere transmittance, cloud conditions, reflection and emission of the underlying surface. The terrain relief is taken into account using the digital elevation model (DEM). The atmosphere transmittance is estimated from satellite monitoring data. Types and amount of clouds are taken into account according to visual observations at meteorological stations. The albedo and the surface temperature are estimated from the satellite data. The sensible heat flux is determined depending on the roughness of the underlying surface, which are calculated from vegetation indices or from maps of the earth's surface classification. The sensible heat flux is determined depending on the wind speed (ground meteorological data), the surface temperature and the stratification of the atmospheric boundary layer. The soil heat flux is calculated according to the values of the vegetation indices and the radiation balance. The evapotranspiration is found as a residual term in the energy balance equation. For the spread of evapotranspiration values between satellite surveys, the ratio of the instantaneous evapotranspiration and the reference evapotranspiration (evaporability from a particular vegetation with the specified characteristics) is used. For the automation of calculations, the Python language with additional libraries in conjunction with the GRASS GIS is used.

Энергетический баланс является частной формулировкой фундаментального уравнения сохранения энергии, а испарение – связующим компонентом водного и теплового баланса. Уравнение энергетического баланса без учета горизонтальной адвекции, энергии фотосинтеза и снеготаяния записывается в следующем виде:

$$R_n = \lambda E + H + G, \quad (1)$$

где R_n – радиационный баланс подстилающей поверхности, Вт м$^{-2}$; λE – скрытый поток тепла, Вт м$^{-2}$ (λ – скрытая теплота парообразования, Дж кг$^{-1}$; E – испарение, мм); H – турбулентный поток тепла, Вт м$^{-2}$; G – поток тепла в почву, Вт м$^{-2}$. Большая часть приходящей радиации поглощается у поверхности. Внутренняя энергия расходуется, в частности, на длинноволновую (тепловую) радиацию, турбулентный поток тепла, испарение и поток тепла в почву. При глобальном рассмотрении поступающая в атмосферу энергия, или тепло, вызывает циркуляцию атмосферы в целом. При фазовых переходах воды в атмосфере происходит перераспределение энергии. Конденсация воды является значительным источником энергии в атмосфере. Таким образом, испарение играет огромную роль в формировании погоды и климата. Также соотношение испарения и испаряемости определяет тип климата в конкретной местности.

Радиационный баланс является разностью между потоками радиации, приходящими на подстилающую поверхность, и уходящими потоками. Уравнение радиационного баланса (R_n) выглядит следующим образом:

$$R_n = R_{S\downarrow} - R_{S\uparrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_0)R_{S\downarrow}, \quad (2)$$

где $R_{S\downarrow}$ – приходящая коротковолновая радиация (суммарная радиация), Вт·м$^{-2}$; $R_{S\uparrow}$ – уходящая коротковолновая радиация, Вт·м$^{-2}$, равная $\alpha R_{S\downarrow}$ (α – альбедо поверхности; $R_{L\downarrow}$ – приходящая длинноволновая радиация Вт·м$^{-2}$); $R_{L\uparrow}$ – уходящая длинноволновая радиация, Вт·м$^{-2}$; $(1\text{-}\varepsilon_0)R_{L\downarrow}$ – часть приходящей длинноволновой радиации, отраженной от поверхности, Вт·м$^{-2}$.

Суммарная радиация (или приходящая коротковолновая радиация) – это сумма радиации, рассеянной атмосферой и облаками, и прямой радиации, которая не была рассеяна. Существенное влияние на поток суммарной радиации оказывают следующие факторы:

- Географическое положение и рельеф. Широта и долгота местности оказывают значительное влияние на распределение суммарной радиации. Также большое значение приобретают параметры рельефа, которые могут быть получены по данным цифровой модели рельефа (SRTM, ASTER GDEM и т. д.), поскольку различная экспозиция и крутизна склонов могут приводить к существенным различиям суммарной радиации на соседних участках. Также необходимо учитывать возможность затенения участков соседними склонами.
- Степень облачности. В основном облачность уменьшает приход суммарной радиации (за счет уменьшения прямой радиации и поглощения радиации облаками), хотя может и увеличивать ее (за счет увеличения рассеянной радиации). На поступление суммарной радиации влияют как количество, так и форма облаков. Для расчета суммарной радиации может быть использована модель CLS (Suckling, Hay, 1977) с данными наземных наблюдений за типами и количеством облаков.
- Высота Солнца. Она определяет массу атмосферы в направлении Солнца. Чем больше масса атмосферы, тем более долгий путь сквозь нее проходят солнечные лучи. Высота Солнца зависит от времени и географического положения точки.

- Условия прозрачности атмосферы. Различная концентрация атмосферных газов и аэрозолей может оказывать значительное влияние на прозрачность атмосферы и, соответственно, на ее мутность. Для учета условий прозрачности могут быть использованы значения фактора мутности Линке, предоставляемые системой NOAA CLASS (Remund et al., 2003).

В работе (Liang, 2001) представлены уравнения для оценки альбедо разных участков спектра по данным различных сенсоров, таких как ASTER, AVHRR, ETM+/TM, GOES, MODIS, MISR, POLDER, and VEGETATION. В модели METRIC (Allen et al., 2007) альбедо α также рассчитывается как взвешенная сумма каналов спутника.

Приходящее длинноволновое излучение представляет собой поток теплового излучения вниз, исходящий из атмосферы. Традиционно оно вычисляется с использованием уравнения Стефана-Больцмана:

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4, \quad (3)$$

где ε_a – излучательная способность атмосферы (Bastiaanssen, 1995); σ – постоянная Стефана-Больцмана, равная $5{,}67\times10^{-8}$, Вт·м$^{-2}$·К$^{-4}$; T_a – температура воздуха, К, данные о которой могут быть получены с метеостанций.

Исходящее длинноволновое излучение ($R_{L\uparrow}$) с поверхности обусловлено ее температурой и излучательной способностью. Длинноволновая радиация рассчитывается с использованием уравнения Стефана-Больцмана, а также по формуле:

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \cdot \sigma \cdot T_s^4, \quad (4)$$

где ε_0 – излучательная способность поверхности во всем диапазоне спектра (Tasumi, 2003); T_s – температура поверхности, К.

Турбулентный поток тепла (H) определяется с учетом параметров шероховатости подстилающей поверхности, которые рассчитываются по вегетационным индексам или картам классификации земной поверхности в зависимости от скорости ветра, измеряемой на метеостанции, температуры подстилающей поверхности и условий стратификации приземного слоя атмосферы (Bastiaanssen, 1998):

$$H = \rho_{air} C_p \frac{dT}{r_{ah}}, \quad (5)$$

где ρ_{air} – плотность воздуха, кг·м$^{-3}$; C_p – удельная теплоемкость воздуха, Дж·кг$^{-1}$·К$^{-1}$; dT – разность температур воздуха между двумя высотами z_1 и z_2; r_{ah} – аэродинамическое сопротивление потоку тепла, с·м$^{-1}$.

Поток тепла в почву – это скорость поступления или отдачи тепла в почве и растительности. Сначала вычисляется поток тепла в почву (G) как отношение G/R_n с использованием эмпирического уравнения, представляющего значение потока тепла в почву около полудня (Bastiaanssen, 2000):

$$\frac{G}{R_n} = (T_s - 273.15)(0.0038 + 0.0074\alpha)(1 - 0.98 \cdot NDVI^4), \quad (6)$$

где $NDVI$ – нормализованный относительный индекс растительности.

Скрытый поток тепла, или суммарное испарение, рассчитывается как остаточный член уравнения энергетического баланса. Для распространения значений суммарного испарения между пролетами спутника используется отношение мгновенных значений суммарного испарения и эталонной эвапотранспирации, или испаряемости с определенной растительности с заданными характеристиками (ASCE–EWRI, 2005), в сочетании с данными наземных метеорологических измерений (Allen et al., 2007).

Список литературы

1. Suckling P. W., Hay J. E. A cloud layer sunshine model for estimating direct, diffuse and total solar radiation // Atmosphere. 1977. Vol. 15. № 4. pp. 194–207.

2. Remund J. et al. Worldwide Linke turbidity information // ISES Solar World Congress 2003. International Solar Energy Society (ISES). 2003. Vol. 400. 13 p.

3. Liang S. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I: Algorithms // Remote sensing of environment. 2001. Vol. 76. № 2. pp. 213–238.

4. Allen R. G., Tasumi M., Trezza R. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC)—Model // Journal of irrigation and drainage engineering. 2007. Vol. 133. № 4. pp. 380–394.

5. Bastiaanssen W. G. M. Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain. A remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climates. SC-DLO. 1995.

6. Tasumi M. Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery. 2003.

7. Bastiaanssen W. G. M. et al. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation // Journal of hydrology. 1998. Vol. 212. pp. 198–212.

8. Bastiaanssen W. G. M. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey // Journal of hydrology. 2000. Vol. 229. № 1. pp. 87–100.

9. ASCE–EWRI. The ASCE standardized reference evapotranspiration equation. ASCE–EWRI Standardization of Reference Evapotranspiration Task Committe Rep. ASCE Reston, Va, 2005.