Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 4, 75—77, 1986.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.362.001.57

Г. А. САРКИСЯН

К ВОПРОСУ О МОДЕЛИРОВАНИИ ТЕПЛОПЕРЕНОСА В ВЕРХНЕМ СЛОЕ ПОЧВЫ

В настоящее время вопросы теплового баланса деятельной поверхности можно считать хорошо изученными: разработаны достаточно надежные методы определения его характеристик. В исследованиях, в которых эти вопросы поднимаются, обычно пренебрегается одной из его составляющих—тепловым потоком в почву. Подобный подход оправдан тогда, когда приходится иметь дело с большими временными интервалами. Для малых же интервалов, порядка суток и меньше, такое пренебрежение неправомочно, так как известно, что величина потока тепла в почву в дневное время может достигать 20—30% от радиационного баланса, а ночью и того больше [6].

Задача определения тепловых потоков в почву за короткие интервалы времени имеет большую важность в изучении метеорологического режима приземного слоя атмосферы для процессов с малыми характерными временами, и в частности, при прогнозировании заморозков. Достаточно полный обзор и анализ существующих в настоящее время расчетных методов определения потоков тепла в почву и ее теплофизических параметров можно найти в известных работах [4, 6 и др.]. Следует отметить, что все расчетные формулы, проанализированные в этих работах, предназначены для упрощенных вычислений, и поэтому при их выводе обычно делаются ограничивающие предположения о закономерностях теплообмена в почве (постоянство коэффициента температуропроводности, периодичность температуры поверхности и т. п.).

Первая попытка построения модели, более адекватной физической сути теплообмена и ориентированной на использование современных ЭВМ, была сделана в [1]. В этой работе задачи по определению потока тепла и теплофизических почвенных характеристик рассматриваются как обратные задачи теплофизики почвы. При постановке и решении таких задач авторы исходят из того, чтобы по имеющимся данным о температуре в почвенном профиле получить наиболее полную информацию о теплофизических характеристиках, температуре и потоке тепла на поверхности. Можно отметить, что подобный подход к исследованию почвенного теплообмена был впервые предложен в [5].

Во многих случаях теплоперенос в почве с достаточной точностью можно описать уравнением теплопроводности вида:

$$c\,(z,t)\,\frac{\partial u\,(z\,t)}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial z}\,\lambda\,(z,t)\,\frac{\partial u\,(z,t)}{\partial z}\,, \tag{1}$$

где c и λ— объемная теплоемкость и коэффициент теплопроводности, z— глубина, t— время. Температура почвы u здесь предполагается зависимой лишь от глубины и времени. Задавая для уравнения (1) начальные и граничные условия:

$$u\,(z,t)|_{t=0}=\psi\,(z) \tag{2}$$

$$-\lambda_0\frac{\partial u}{\partial z}\bigg|_{z=0}=P\,(t)\,, \tag{3}$$

$$u\,(z,t)\,_{z=H}=u_0=const, \tag{4}$$

мы поставим для него краевую задачу. Здесь H —глубина, на которой можно пренебрегать суточным колебаниями температуры. Решение (1)— (4) при заданных $c(z,t$ и $\lambda\,(z,\,t)$ и определит температурное поле в почве. Иными словами, если считать $\psi(z)$ известной, то, исходя из информации о температурном режиме на границах исследуемого слоя и пользуясь данными о теплофизических характеристиках почвы, мы сможем, в принципе, рассчитать $u(z,\,t)$ для любых z и t.

Здесь для нас будет важным обсудить одну из возможных постановок обратной задачи теплопроводности применительно к почве. Вернемся к краевой задаче (1)—(4), однако граничное условие (3) на поверхности будем считать неизвестным, но при этом предположим, что нам известна динамика температуры на какой-либо из глубин. Ею, в частности, может быть один из уровней стандартных наблюдений. В такой постановке искомой функцией является $P(t)$.

Следует отметить, что так сформулированная обратная задача, как и все подобные задачи теплофизики, является математически некорректно поставленной. Это означает, что небольшие изменения температуры на заданной глубине могут вызвать значительные вариации $P(t)$. Физическая интерпретация этого состоит в следующем:

малым изменениям температуры на некоторой глубине ($z=h$) могут соответствовать значительные колебания теплового потока и температуры на поверхности почвы. Отмеченное необходимо учитывать ввиду того, что распределение температуры в почве известно с точностью до погрешности измерения, которая обычно составляет примерно 0,2°С внутри почвы и 1°С на ее поверхности.

Следует иметь в виду еще и то, что в приповерхностном слое почвы градиент температуры и коэффициент теплопроводности быстро меняются с глубиной и существенно зависят от времени. В то же самое время изменения потока тепла с глубиной сравнительно невелики. В терминах математики это означает, что функция потока является более гладкой по сравнению с $\lambda(z, t)$ и $\partial u(z, t)/\partial z$

Учитывая отмеченные свойства почвенного теплообмена, представляется целесообразным следующий подход в его исследовании. Выберем какой-либо промежуточный уровень h, достаточно удаленный от поверхности почвы, так чтобы флуктуации $\partial u/\partial z$ и $\lambda(z, t)$ были сравнительно небольшими в (h, H). Рассмотрим краевую задачу

$$c\frac{\partial u}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial z}\lambda\frac{\partial u}{\partial z},\qquad h<z<H \tag{5}$$

$$u(z,t)/_{t=0}=\psi_1(z),\qquad h\leqslant z\leqslant H \tag{6}$$

$$u(z,t)/_{z=h}=\varphi_1(t), \tag{7}$$

$$u(z,t)/_{z=H}=u_0. \tag{8}$$

В слое (h, H) коэффициенты уравнения (5) являются достаточно гладкими функциями от z и t, поэтому задачу (5)—(8) нетрудно решить известными численными методами. Существенно подчеркнуть, что для этого наиболее удобно и естественно применить метод потоковой прогонки [2]. В таком случае мы имеем непосредственную возможность получить значения потоков тепла в (h, H). Применительно к верхнему слою $(0, h)$ это позволяет сформулировать задачу Коши для уравнения теплопроводности в следующем виде:

$$c\frac{\partial u}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial z}\lambda\frac{\partial u}{\partial z},\qquad 0<z<h \tag{9}$$

$$u(z,t)/_{t=0}=\psi_2(z),\qquad 0\leqslant z\leqslant h \tag{10}$$

$$u(z,t)/_{z=h}=\varphi_1(t), \tag{11}$$

$$-\lambda\frac{\partial u}{\partial z}\bigg|_{z=h}=q(t). \tag{12}$$

Имея в виду непрерывность потока, при постановке граничного условия (12), для $q(t)$ мы можем использовать решение задачи (5)—(8). И, наконец, решая задачу (9)—(12), например, методом Рунге Кутта, относительно u, мы определим температуру $u(0, t)$ и поток тепла на поверхности $P(t)$.

Таким образом, описанный способ дает возможность по значениям температуры почвы на двух глубинах определить температуру и поток тепла на ее поверхности в предположении, что нам известна зависимость теплоемкости и теплопроводности от глубины и времени. Подчеркнем, что при этом на функции $\lambda(z, t)$ и $c(z, t)$ не налагается каких-либо ограничений, кроме условий, которые обеспечивают сходимость при численном решении задач (5)—(8) и (9)—(12).

Для проверки предложенной схемы расчета теплового потока и температуры на поверхности почвы были проведены численные эксперименты в следующей постановке. Нижняя граница исследуемого слоя и уровень, на котором задавалась динамика температуры, считались равными $A=40$ *см* и $h=10$ *см*. Начальное распределение температуры в $(0, H)$ принималось линейным. Исходя из известного факта, что в активном слое почвы объемная теплоемкость меняется в небольших пределах, в модельных расчетах можно положить $c(z, t)=\text{const}$ [5]. Что же касается коэффициента теплопроводности, который меняется более значительно, в первом приближении его достаточно задать линейно зависящим от глубины: $\lambda=\lambda_0+az$.

На первом этапе расчетов, при заданных $u(H, t)=const=u_0$ и $u(h, t)=\varphi_1(t)$, вычислялся поток на поверхности $P(t)$. Затем, при подстановке его в граничное условие (3) решалась прямая задача (1) — (4). Надежность метода оценивалась по разности между заданными и вычисленными значениями температуры на уровне h. В проведенных численных экспериментах $|\varphi_1(t) - u_{выч}(h, t)|$ обычно не превосходила 0, 1° С, что, по нашему мнению, свидетельствует о достаточной точности метода. Ранее же указывалось, что температура в почве измеряется с точностью до 0,2° С.

В таблице приведены заданные и вычисленные по нашей методике значения температуры на уровне h, при следующих величинах параметров модели: $c = 1{,}67 \cdot 10^{-6}\,\frac{Дж}{м^3 \cdot K}$, $\lambda_0 = 1{,}5 \cdot 10^{-5}\,\frac{Дж}{м \cdot K \cdot c}$; $a = 5 \cdot 10^{-9}\,\frac{Дж}{м^3 \cdot K \cdot c}$

Упомянем, что временной ход температуры $u(h,t)$ в этом случае представлялся периодической функцией.

Таблица 1

Заданные и вычисленные значения температуры на $z = 10$ *см*.

Часы	2	4	6	8	10	12
$u_{зад}$	14,31	14,42	15,20	16,35	18,40	21,76
$u_{выч.}$	14,37	14,46	15,31	16,38	18,50	21,81

В целом проведенные численные эксперименты позволяют утверждать, что разработанная методика дает возможность достаточно надежно рассчитать поток тепла в почву и температуру ее поверхности с использованием стандартной информации о температурной динамике на двух уровнях.

Государственный гидрологический
институт

Поступила 7.V. 1986

ЛИТЕРАТУРА

1. *Лев Ф. М., Петров Е. С., Ходжер С. Г., Вечерский С. С.* Описание температурных данных в почве в рамках математически корректной вычислительной схемы.—В кн.: Процессы тепло- и влагопереноса в почвогрунтах юга Дальнего Востока.—Владивосток: изд. ДВЦ АН СССР, 1982, с. 25—48.
2. *Самарский А. А.* Теория разностных схем. М.: Наука, 1977. 656 с.
3. *Тихонов А. Н.* Обратные задачи теплопроводности.—Инженерно-физический журнал, 1975, том 29, №1, с. 7—12.
4. *Чудновский А. Ф.* Расчетные методы определения термических характеристик почвы и теплового потока в почву.—В кн.: Сборник работ по методике исследований в области физики почв.—Л.: АФИ, 1964, с. 261—275.
5. *Чудновский А. Ф.* Теплофизика почв. М.: Наука, 1976, 352 с.
6. *Цейтин Г. Х.* О расчетных методах определения потоков тепла в почву.—В кн. Процессы тепло- и влагопереноса в почво-грунтах юга Дальнего Востока.—Владивосток: Изд. ДВЦ АН СССР, 1982, с. 3—21.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, №4, 77 -79, 1986

РЕЦЕНЗИИ

УДК 552.321

М. Г. ЛОМИЗЕ

ЧТО ПРЕДСТАВЛЯЛИ СОБОЙ ОФИОЛИТОВЫЕ ПРОГИБЫ МЕЗОТЕТИСА?

(о книге М. А. Сатиана «Офиолитовые прогибы Мезотетиса». Ереван: Изд. АН АрмССР, 1984, 196 с.)

Вопрос о природе офиолитов, вероятных условиях их формирования, последующего перемещения и преобразования не случайно оказался в последние десятилетия в центре внимания. От его решения зависят не только трактовка и металлогеническая оценка зон современного размещения офиолитов, но также подход к происхождению целых складчатых областей и к палеотектоническим реконструкциям. Для решения этого вопроса привлекались в первую очередь тектонические и петролого-геохимические данные. Тем больший интерес представляет собой появление монографии М. А. Сатиана, известного специалиста-литолога, который собрал и рассмотрел под единым углом зрения большой материал о вулканогенно-осадочных и осадочных образованиях, связанных с офиолитами Средиземноморского пояса[1]. Основой для анализа послужило проведенное им детальное изучение офиолитовых зон Малого Кавказа.

Вслед за региональным обзором, охватывающим геологическую характеристику офиолитовых зон от Восточного Ирана до Альп, автор монографии переходит к типизации стратифицированных офиолитовых серий, а затем к обсуждению особенностей

[1] Следует отметить, что М. А. Сатиан, вслед за некоторыми другими исследователями, ошибочно включает радиоляриты в «триаду Штейнмана» (стр. 97). Г. Штейнман (1905, 1926) объединил в офиолитовую триаду серпентиниты (перидотиты), габбро и диабазы-спилиты.