

ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ СЛОЕВ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ГЛУБИНАХ РАЗМЕЩЕНИЯ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ РЕГАЗИФИКАТОРОВ СУГ

Для определения проектных параметров геотермальных регазификаторов (ГТР) сжиженного углеводородного газа (СУГ) [6, 8] и в целях прогнозирования их эксплуатационных характеристик необходимо получение надежных данных о естественном температурном поле невозмущенного массива земной коры на глубинах заложения скважин ГТР.

Сведения о температурном поле недр Земли в конкретной местности могут быть получены инструментальными методами при проходке параметрических или разведочных скважин. Однако, эти методы дорогостоящие и оправдывают себя лишь при планировании разработки месторождений полезных ископаемых (угля, руды, нефти, природного газа).

Для эффективного круглогодичного испарения жидкой фазы СУГ активную теплообменную поверхность ГТР целесообразно располагать в приповерхностных слоях земной коры (грунта), где сезонные колебания температуры на поверхности затухают до величины, меньшей наперед заданного значения.

Обзор литературы позволяет сделать вывод, что данных о натуральных замерах температур в этой зоне мало. Имеющиеся данные о температурном режиме верхних слоев почвы, содержащиеся в исследованиях, проводимых организациями гидрометеослужбы в интересах сельского хозяйства, ограничиваются глубинами до 3,2 м [3, 16].

Изучение температурного поля, выполняемое в ходе геофизических исследований при бурении скважин на нефть и газ, проходке шахт, строительстве других капитальных подземных сооружений, ведется начиная с глубин 200...300 м и более [2, 4, 5, 11, 17].

Полученные в ходе этих исследований термограммы верхних участков скважин для оценки температурного режима приповерхностных слоев земной коры непригодны, т.к. именно здесь температурное поле глубоких скважин искажено в наибольшей степени.

Достаточно надежные сведения о температурном режиме земной коры могут быть получены аналитическими методами, базирующимися

на современных представлениях о механизмах переноса теплоты в слагающих ее твердых породах.

Аналитическому решению задач о структуре температурного поля земных недр в зонах размещения глубоких шахт, рудников и тоннелей посвящены работы многих отечественных и зарубежных исследователей [1, 2, 3, 4, 5, 11, 15, 16, 17].

В то же время работ, посвященных температурному режиму приповерхностных слоев земной коры в области размещения скважин геотермальных регазификаторов, явно недостаточно.

Приведенные соображения обуславливают актуальность дальнейших исследований температурного поля приповерхностных слоев земной коры на глубинах заложения скважин геотермальных регазификаторов СУГ (до 50...60 м от поверхности).

Приповерхностные слои реального грунта состоят из различных пород, т.е. являются неоднородными по своим теплофизическим свойствам. Кроме того, теплофизические характеристики пород обычно зависят от температуры, а также от направления переноса теплоты (грунт в общем случае является неизотропным).

С увеличением глубины температура земной коры возрастает. Интенсивность роста температуры характеризуется геометрическим градиентом G , °С/м, который для большей части территории Украины может быть принят равным $G = 0,03...0,05$ °С/м.

Изменяется температура горных пород также с увеличением высоты местности над уровнем моря. Эта зависимость характеризуется гипсометрическим градиентом, по величине значительно меньшим, чем геотермический градиент.

Точные аналитические решения задачи о температурном поле массива пород в таких условиях получить весьма затруднительно, даже если перенос теплоты в грунте (капиллярно-пористом теле) ограничивается только теплопроводностью [10].

В соответствии с этим, аналитическое решение задачи о нестационарном температурном поле в приповерхностных пластах земной коры вначале ищем в идеальной постановке при следующих существенных упрощениях реальной физической картины:

- грунт представляет собой полуограниченное твердое тело, лишенное внутренних источников и стоков теплоты;
- грунт состоит из одной породы и является однородным и изотропным, а его теплофизические характеристики не зависят от температуры;

- в случае влажного грунта изменение агрегатного состояния содержащейся в нем воды не рассматривается, а теплофизические свойства влажного грунта характеризуются эффективными значениями, учитывающими естественную (или полевую) влажность W_e и также не зависят от температуры;
- напорным или безнапорным движением грунтовых вод можно пренебречь;
- перенос теплоты в грунте осуществляется только теплопроводностью, причем тепловой поток является квазистационарным и одномерным, направленным от горизонтальной поверхности Земли вглубь пласта нормально к этой поверхности;
- земная поверхность находится в тепловом равновесии с атмосферным воздухом и в каждый момент времени принимает его температуру;
- рассматриваются только колебания среднемесячной температуры воздуха с годовым периодом $\omega = 8760$ ч (сезонные колебания);
- среднемесячная температура воздуха изменяется в течение года по закону гармонических колебаний (закону косинуса):

$$t_{\text{ст}} = t_{\text{ср}} + A_{t_{\text{max}}} \cdot \cos \frac{2\pi}{\omega} \tau, \text{ } ^\circ\text{C}, \quad (1)$$

где $t_{\text{ср}}$ – среднегодовая температура атмосферного воздуха для данной местности, $^\circ\text{C}$; $A_{t_{\text{max}}}$ – максимальная амплитуда колебаний среднемесячной температуры воздуха на поверхности Земли для той же местности, $^\circ\text{C}$; ω – длительность годового периода, ч; τ – текущий момент времени, отсчитываемый от начального момента τ_0 , при котором амплитуда максимальна;

- влиянием на температуру грунта геотермического и гипсометрического градиентов в рассматриваемой зоне можно пренебречь.

Математическая формулировка задачи с учетом вышеприведенных допущений сводится к уравнению нестационарной теплопроводности, которое в одномерной постановке имеет вид:

$$\frac{\partial^2 T}{\partial H^2} = \frac{1}{a} \cdot \frac{\partial T}{\partial \tau}. \quad (2)$$

Решение этого уравнения ищем при граничных и начальных условиях, которые описываются уравнениями:

$$T(H, 0) = T_0; \quad (3)$$

$$T(0, \tau) = t_0; \quad (4)$$

$$-\lambda \frac{\partial T(0, \tau)}{\partial H} = q; \quad (5)$$

$$\frac{\partial T(\infty, \tau)}{\partial H} = 0. \quad (6)$$

Решение уравнения (2) при указанных условиях выполняется методом разделения переменных [10, 11].

С этой целью функцию $T = f(H, \tau)$ представляют в виде произведения двух функций $T = x(H) \cdot y(\tau)$, причем $x(H)$ зависит только от глубины залегания слоя грунта H , м, а $y(\tau)$ зависит только от времени, τ , ч.

В результате подстановки этих функций в уравнение (2) получаем выражение:

$$\frac{1}{x} \cdot \frac{d^2 x}{dH^2} = \frac{1}{a} \cdot \frac{1}{y} \cdot \frac{dy}{d\tau} = \pm k^2. \quad (7)$$

Частное решение исходного уравнения (2) ищем с учетом очевидных физических представлений о затухании колебаний температуры пород с увеличением глубины. Оно имеет вид:

$$T_{(H, \tau)} = C \exp(-kH) \cdot \cos(ak^2\tau - kH). \quad (8)$$

Легко можно показать, что в этом уравнении постоянные $C = A_{I_{\max}}$, $k^2 = \frac{2\pi}{a\omega}$.

С учетом этих соотношений решение уравнения температурного поля в полуограниченном массиве пород при принятых условиях имеет вид:

$$T_{(H, \tau)} = A_{I_{\max}} \exp\left(-H \sqrt{\frac{\pi}{a\omega}}\right) \cos\left[\frac{2\pi}{\omega} \left(\tau - \frac{H}{2} \sqrt{\frac{\pi}{a\omega}}\right)\right]. \quad (9)$$

Анализ уравнения (9) позволяет сделать следующие выводы:

- Температура грунта на всех глубинах рассматриваемой области претерпевает гармонические колебания по закону косинуса относительно среднего ее значения на поверхности Земли.
- С ростом глубины в арифметической прогрессии амплитуды колебаний температуры уменьшаются в геометрической прогрессии.

- Амплитудные значения температуры грунта уменьшаются с глубиной по экспоненциальному закону, асимптотически приближаясь к среднему ее значению на поверхности.
- Темп уменьшения амплитудных значений температуры обратно пропорционален теплопроводности пород α , $\text{м}^2/\text{с}$ и рассматриваемому периоду колебаний температуры ω , с или ч.
- Амплитудные значения температуры грунта на различных глубинах H , м определяются зависимостью, вытекающей из уравнения (9) при условии квазистационарности процесса:

$$A_H = A_{T_{\max}} \exp\left(-H_{nc} \sqrt{\frac{\pi}{\alpha\omega}}\right), \text{ } ^\circ\text{C}, \quad (10)$$

где $A_H = T_{0cp} - T_H$, $^\circ\text{C}$; $A_{T_{\max}} = T_{0cp} - T_{0\min}$, $^\circ\text{C}$.

Здесь $T_{0cp} = t_{н.ср}^{год}$ – среднегодовая температура на поверхности грунта, принятая равной среднегодовой температуре наружного воздуха, $^\circ\text{C}$. $T_{0\min}$ – минимальная среднемесячная температура на поверхности грунта, принятая равной среднемесячной температуре за наиболее холодный месяц (январь), $^\circ\text{C}$. T_H – текущее значение температуры грунта, $^\circ\text{C}$.

- Расстояние от земной поверхности до слоя грунта, где амплитуда сезонных колебаний температуры пород составляет пренебрежимо малую величину ($A_{nc} = \pm 0,01^\circ\text{C}$), в геофизике определяется как глубина *нейтрального слоя*. Принимается, что начиная с этой глубины температура грунта практически перестает зависеть от ее сезонных колебаний на поверхности.
- В области, лежащей на несколько десятков метров (40...50 м) ниже нейтрального слоя, где геотермальным градиентом можно пренебречь, температура пород может считаться постоянной. Слой грунта выше нейтрального слоя, где колебания температуры существенны и зависят от климатических условий местности, обусловленных изменением солнечной радиации, в геофизике носит название *гелиотермозоны*.
- Некоторая фиксированная температура $T_{H,\tau}$ на глубине H в пределах гелиотермозоны по отношению к той же температуре на поверхности Земли достигается с запаздыванием на время τ , равное:

$$\tau = \frac{H}{2} \sqrt{\frac{\omega}{\alpha\pi}}. \quad (11)$$

- Отношение глубин, на которых амплитуды колебания температур с разными периодами имеют одно и то же значение A_{TH} , пропорционально корню квадратному из отношения периодов колебаний:

$$\frac{H}{H_1} = \sqrt{\frac{\omega}{\omega_1}} \quad (12)$$

По зависимости (10) построены графики, приведенные на рис. 1, которые иллюстрируют особенности температурного режима в зоне размещения скважин геотермальных регазификаторов.

Глубина нейтрального слоя определяется из уравнения (10), которое можно привести к виду:

$$H_{nc} = \ln \frac{A_{T \max}}{A_{nc}} \sqrt{\frac{a\omega}{\pi}}, \text{ м} \quad (13)$$

Начиная с этой глубины, температурный режим грунта можно считать квазистационарным.

Глубина расположения нейтрального слоя гелиотермозоны в грунте определенного породного состава и влажности зависит от отношения максимальной амплитуды колебаний температуры грунта $A_{T \max}$, °С и принятого ее значения на глубине нейтрального слоя A_{nc} , °С. Амплитуду A_{nc} обычно принимают в соответствии с требованиями к точности измерения температуры в конкретной инженерной задаче. Кроме того глубина нейтрального слоя зависит от теплопроводности породы (сухой или влажной) a , м²/с и периода рассматриваемых колебаний температуры грунта ω , с или ч.

Теплопроводность вещества является важнейшим теплофизическим параметром, характеризующим соотношение между его свойствами передавать и аккумулировать теплоту.

Во влажных грунтах разного породного состава интенсивность затухания колебаний температуры по глубине определяется эффективным значением их теплопроводности:

$$a_{\text{эф}} = \frac{\lambda_{\text{эф}}}{c_{\text{эф}} \cdot \rho_{\text{эф}}}, \text{ м}^2/\text{с}, \quad (14)$$

где $\lambda_{\text{эф}} = \lambda_n \cdot W_c + \lambda_{\text{ск}}(1 - W_c)$ Вт/м·°С; $c_{\text{эф}} = c_n \cdot W_c + c_{\text{ск}}(1 - W_c)$, кДж/кг·°С; $\rho_{\text{эф}} = \rho_n \cdot W_c + \rho_{\text{ск}}(1 - W_c)$, кг/м³.

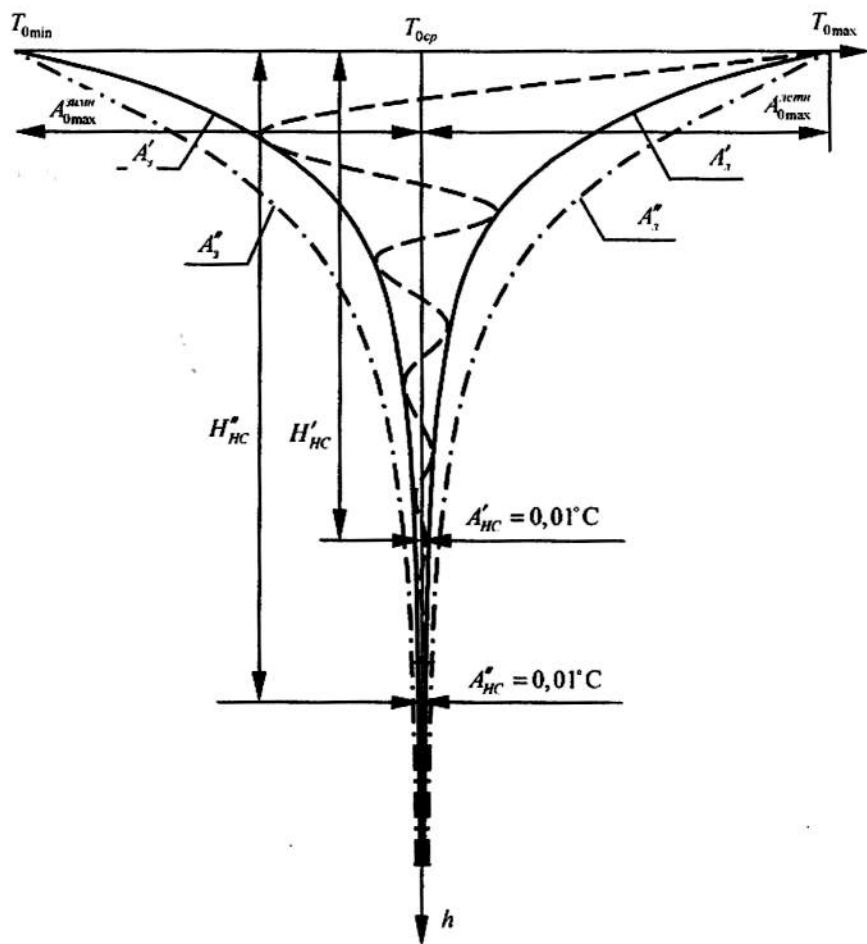


Рис. 1. Расчетная (идеализированная) схема температурного поля в полуограниченном массиве грунта при гармонических колебаниях температуры на поверхности

A'_1, A'_2 – амплитуды изменения летних и зимних температур по глубине в суглинке;
 A''_1, A''_2 – амплитуды изменения летних и зимних температур по глубине в плотном песчанике; H'_{nc} – глубина расположения нейтрального слоя в суглинке;
 H''_{nc} – глубина расположения нейтрального слоя в плотном песчанике; A_{0max} – начальная амплитуда изменения температур на поверхности Земли (зимняя и летняя).

Здесь λ_w и $\lambda_{ск}$ – соответственно теплопроводности воды и скелета породы; c_w и $c_{ск}$ – удельные теплоемкости воды и скелета породы; ρ_w и $\rho_{ск}$ – плотности воды и скелета породы, т.е. сухого грунта, W_e – естественная влажность пород, % или доли единицы.

В табл. 1 приведены теплофизические характеристики (ТФХ) сухого и влажного грунтов различного породного состава, типичного для территории Украины. При этом ТФХ влажных грунтов с характерным средним значением естественной влажности W_e определялись по вышеприведенным формулам.

Таблица 1

Значения теплофизических характеристик сухих и влажных пород грунта

| Порода | W_e | λ , Вт/м · °С | | ρ , кг/м ³ | | c , кДж/кг · °С | | $a \cdot 10^6$, м ² /с | |
|---------------------|-------|-----------------------|-------|----------------------------|-------|-------------------|-------|------------------------------------|-------|
| | % | сух. | влаж. | сух. | влаж. | сух. | влаж. | сух. | влаж. |
| плотный песчаник | 6 | 2,84 | 2,7 | 2600 | 2500 | 0,715 | 0,92 | 1,53 | 1,17 |
| суглесь | 15 | 2,04 | 1,82 | 1950 | 1800 | 0,7 | 1,22 | 1,5 | 0,7 |
| суглинок | 20 | 1,7 | 1,47 | 2250 | 2000 | 0,63 | 1,34 | 1,2 | 0,55 |

Полученные расчетные данные хорошо согласуются со значениями ТФХ указанных пород, приведенными в руководящем документе [12].

В табл. 2 приведены результаты расчета глубины нейтрального слоя по формуле (13) при разных значениях амплитуд изменения температуры $A_{нс}$ для г. Киева. При этом принято $t_{0min} = -5,9$ °С, $t_{0max} = 8,3$ °С, $t_{ср} = 7,1$ °С, порода грунта – сухой суглинок, являющийся типичным грунтом в этом регионе.

Таблица 2

Расчет глубины нейтрального слоя $H_{нс}$ при различных $A_{нс}$ для г. Киева

| | | | |
|---------------|------|-------|-------|
| $A_{нс}$, °С | 1 | 0,1 | 0,01 |
| $H_{нс}$, м | 8,24 | 14,43 | 20,62 |

Полученные расчетные значения глубин нейтрального слоя при различных значениях $A_{нс}$ можно сопоставить с результатами, полученными путем инструментальных измерений колебаний температуры пород на разных глубинах в различных городах Западной Европы, России и Украины, заимствованными из [3, 16]. Они приведены в табл. 3.

Глубина нейтрального слоя при различных значениях A_{nc} для городов Европы по натурным измерениям

| Город | Глубина залегания нейтрального слоя H_{nc} , м при A_{nc} , °С | | |
|-------------|--|------|------|
| | 1,0 | 0,1 | 0,01 |
| Эдинбург | 6,2 | 11,9 | 18 |
| Упсала | 7,6 | 13,8 | 19 |
| Цюрих | 8,2 | 15,2 | 22 |
| Брюссель | 8,6 | 15,8 | 23 |
| С-Петербург | 7,8 | 16,6 | 22 |
| Киев | 8,2 | 15,0 | 21 |

Сопоставление данных таблиц 2 и 3 подтверждает хорошее совпадение расчетных и опытных результатов. Это свидетельствует о правильности теоретических представлений о закономерностях температурного режима в приповерхностных слоях земной коры. Кроме того, это указывает на достоверность приведенных в табл. 1 значений теплофизических характеристик грунта различного породного состава и влажности. В дальнейшем при решении задач о тепловом взаимодействии ГТР и грунта рекомендуется пользоваться этими данными.

При расчете температурного поля в приповерхностном слое реального грунта в качестве асимптоты следует принимать значение среднегодовой температуры земной поверхности в данной местности. Если данные о температуре поверхности грунта отсутствуют, то ее среднегодовое значение можно определить по среднегодовой температуре наружного воздуха [14] с помощью формулы:

$$T_{0cp}^{год} = t_{в,ср}^{год} + 2,5^{\circ}\text{C}. \quad (15)$$

Значительное влияние на среднегодовую температуру поверхности грунта оказывает наличие снежного покрова, его толщина и стабильность. Устойчивый снежный покров толщиной 1 см повышает температуру поверхности почвы примерно на 0,1 °С. В среднем при наличии снега температура поверхности почвы в зимний период для большинства климатических зон Украины увеличивается на $\Delta t_{гн} = 2^{\circ}\text{C}$ [16].

Расчетная формула для определения температуры реального грунта на различных глубинах H , м, в области, где располагаются скважины ГТР, принимает вид:

$$T_H = t_{a,cp} + 2,5 + \Delta t_{CH} - A_{0max} \cdot \exp\left(-H \sqrt{\frac{\pi}{8760 \cdot 3600 \cdot a}}\right), \text{ } ^\circ\text{C}, \quad (16)$$

где $A_{0max} = t_{a,cp} - t_{a,min}$, $^\circ\text{C}$ для конкретной местности согласно данным, приведенным в [14]; a – температуропроводность сухой или влажной породы, слагающей грунт в данной местности, $\text{м}^2/\text{с}$.

В настоящее время в научных кругах господствует представление о том, что температурное поле пород в гелиотермозоне, определяется, в основном, тепловой составляющей солнечного излучения, изменяющейся в пределах годовой цикличности. Кроме того, на температурный режим пород в приповерхностном слое оказывают влияние и вторичные природные факторы: температура и влажность наружного воздуха, скорость и направление ветра, особенности рельефа местности, наличие снежного покрова, его толщина и стабильность, особенности растительного покрова. На территориях больших городов и крупных промышленных зон к числу перечисленных факторов, следует добавить факторы техногенного происхождения (наличие подземных бесканальных тепловых сетей, электрических кабелей, коллекторов сточных вод, территорий жилой и промышленной застройки и т.п.) [16].

Распределение радиационного баланса Солнца по поверхности Земли носит преимущественно широтный характер. Такой же характер имеет распределение свойственных для данной местности среднегодовых температур, к которым стремятся температуры пород на глубине нейтрального слоя и в зоне расположения скважин ГТР.

Нами предпринята попытка проиллюстрировать взаимосвязь широтного распределения радиационного солнечного баланса и установившейся температуры пород на глубинах 25 и 125 м.

Полученные из различных источников и подвергнутые статистической обработке данные многолетних инструментальных наблюдений сведены в табл. 4.

Как следует из приведенных данных, температура пород T_H на глубинах ниже нейтрального слоя гелиотермозоны изменяется в широтном направлении таким же образом, как и величина солнечного радиационного баланса R в данной местности. Это положение дополнительно иллюстрируется графиком на рис. 2. Приведенные данные, подтверждают положение о прямой зависимости между температурой пород в области ниже гелиотермозоны и величиной солнечного радиационного баланса для данной местности.

Зависимость температуры пород на различной глубине
и радиационного баланса от широты местности

| Наименование станции наблюдения и ее расположение | Широта местности, град | Радиационный баланс, R , Дж/(см ² · год) | Температура пород, °С, на глубине залегания, м | |
|---|------------------------------|---|--|-------|
| | | | 25 | 125 |
| Нордвик (Якутия) | 78 | 12,55 | -13,0 | -10,0 |
| Бахынай (Центр. Сибирь) | 72 | 50,22 | -2,9 | -2,9 |
| Максимкин Яр (Зап. Сибирь) | 63 | 83,68 | 4,3 | 6,8 |
| Загорск (Подмосковье) | 55 | 108,78 | 6,4 | 6,4 |
| Донецк | 51 | 138,07 | 10,1 | 13,4 |
| Сагайдак (Приазовье) | 47 | 139,0 | 11,3 | 13,4 |
| Симферополь | 45,5 | 150,62 | 11,1 | 12,0 |
| Зимняя Ставка (Сев. Кавказ) | 39 | 158,99 | 14,3 | 17,1 |
| Вишневка (Сев. Кавказ) | 38,5 | 163,18 | 12,1 | 16,5 |
| Ново-Александровка (Сев. Кавказ) | 38 | 167,36 | 12,5 | 15,5 |
| Индольская (Ср. Азия) | 35 | 179,91 | 14,2 | 16,9 |
| Лонг-Бич (Калифорния) | 33 | 251,04 | 21,3 | 25,0 |

Этим можно воспользоваться для приближенной оценки прироста температуры грунта за счет поглощения в течение года части солнечной радиации столбом пород с площадью поперечного сечения 1 м^2 и глубиной, равной глубине нейтрального слоя гелиотермозоны $H_{НС}$. Из выражения для теплового баланса рассматриваемой системы следует, что прирост температуры ΔT_p можно определить по формуле:

$$\Delta T_p = \frac{R' \cdot \tau}{c_n \cdot \rho_n \cdot H_{НС}}, \quad (17)$$

где R' – поглощенная солнечная радиация, Дж/м²·°С; τ – длительность года, с; c_n – теплоемкость породы, кДж/кг · °С; ρ_n – плотность породы, кг/м³; $H_{НС}$ – глубина нейтрального слоя, м.

Поглощенную за год часть солнечной радиации можно принять равной 5% [15]. Для центральных областей Украины, расположенных

на географических широтах порядка 50° солнечная радиация имеет плотность $R = 120 \text{ Дж/см}^2 \cdot \text{год}$.

Подставляя в уравнение (18) значения теплофизических характеристик наиболее типичной породы грунта для рассматриваемого региона Украины – влажного суглинка ($c_{II} = 1,34 \text{ кДж/кг} \cdot ^\circ\text{C}$ $\rho = 2000 \text{ кг/м}^3$) при $h_{HC} = 16 \text{ м}$, получим:

$$\Delta t_R = \frac{6 \cdot 31,536 \cdot 10^6}{1,34 \cdot 2000 \cdot 16} = 4,4 \text{ } ^\circ\text{C}.$$

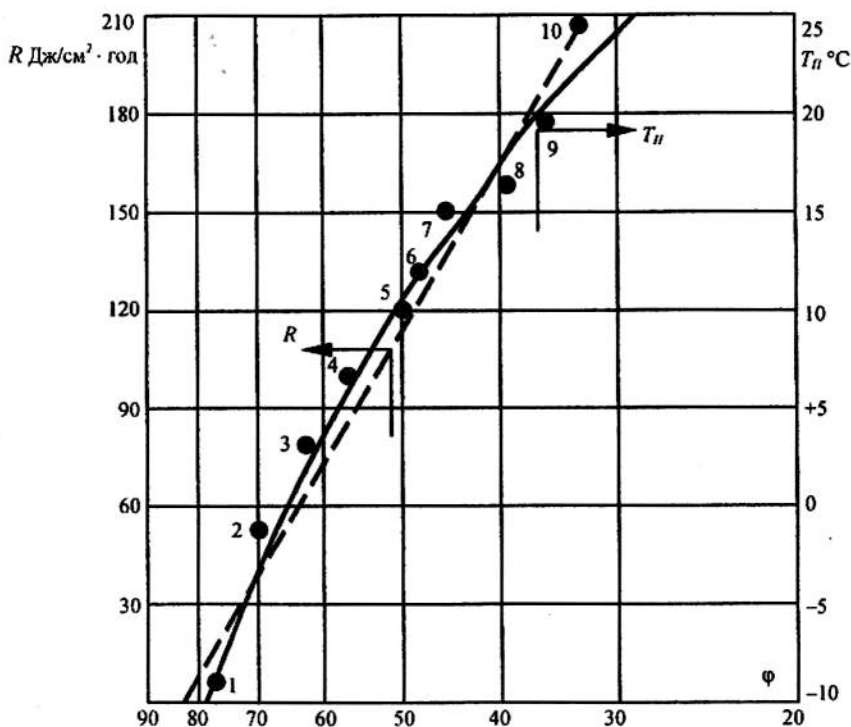


Рис. 2. Зависимость среднегодовых температур грунта T_{0cp} и солнечного радиационного баланса R от географической широты местности ϕ
 - - - - - расчетные значения R ;
 ————— опытные данные T_{0cp} по данным изменений в:

- 1 – Норвик (Якутия); 2 – Бахнай (Алтай); 3 – Максиким Яр (Зап. Сибирь); 4 – Загорск (Московская обл.); 5 – Киев; 6 – Донецк; 7 – Симферополь; 8 – Зимняя Ставка (Кавказ); 9 – Индольская (Ср. Азия); 10 – Лонг Бич (Калифорния)

Тогда температуру грунта на глубине нейтрального слоя в этом регионе можно определить по зависимости:

$$T_{\text{НС}} = t_{\text{в,ср}} + 2,5 + 4,3, \text{ } ^\circ\text{C}. \quad (18)$$

При строительстве в городах Тульчин и Немиров Винницкой обл. геотермальных регазификаторов были пробурены скважины во влажном суглинке глубиной 54 м.

В процессе бурения проводились замеры температуры грунта на разных глубинах с помощью термощупа, оттарированного с точностью $\pm 0,1^\circ\text{C}$.

На глубинах от 15 до 50 м среднее значение температуры грунта составило 14°C .

Для г. Винницы и области согласно [14] среднегодовая температура воздуха составляет $t_{\text{в,ср}} = 7,3^\circ\text{C}$. Тогда температура грунта на глубине нейтрального слоя и ниже согласно зависимости (18) равна:

$$T_{\text{НС}} = 7,3 + 2,5 + 4,4 = 14,2 \text{ } ^\circ\text{C},$$

что практически совпадает с замеренной в натурном эксперименте величиной.

Учет влияния солнечного радиационного баланса на температурный режим грунта на глубине нейтрального слоя позволяет достаточно просто определять значение температуры породного массива в зоне размещения ГТР. Его следует рассматривать как граничное условие для грунта при последующем численном решении уравнения нестационарной теплопроводности, которым описывается тепловое взаимодействие ГТР и окружающего массива.

Выводы

Рассмотрена задача о нестационарном распределении температуры пород в полуограниченном массиве грунта при гармонических колебаниях ее на поверхности. Она решена аналитически при принятии ряда упрощающих допущений (идеальное температурное поле в грунте).

Показано, что температура грунта по глубине изменяется по закону косинуса с затухающей амплитудой. Если принять, что прекращение годовых колебаний температуры грунта можно характеризовать отношением $A_{\text{НС}}/A_0 = 0,01$, то на глубине залегания нейтрального слоя геотермозоны $H_{\text{НС}}$ и в зоне, где влиянием геотермального градиента можно пренебречь, температуру грунта можно принять постоянной. Величина, к которой здесь асимптотически стремятся амплитудные

значения температуры грунта с ростом глубины соответствует среднегодовой температуре земной поверхности в данной местности.

Предложена методика определения температуры невозмущенного массива грунта на глубинах размещения геотермальных регазификаторов скважинного типа, которая может быть использована в дальнейшем для определения граничных условий при решении задач об их тепловом взаимодействии.

Литература

1. *Галицын А. С.* Краевые задачи теплофизики подземных сооружений. – К.: Наукова думка, 1983. – 235 с.
2. *Гендлер С. Г.* Тепловой режим подземных сооружений. – Л.: Изд-во ЛГИ, 1987. – 92 с.
3. *Гогель Ж.* Геотермия. – М.: Мир, 1978. – 189 с.
4. *Дуганов Г. В., Баратов Э. И.* Тепловой режим рудников. – М.: Госгортехиздат, 1983. – 315 с.
5. *Дядькин Ю. Д.* Основы горной теплофизики. – М.: Недра, 1968. – 147 с.
6. *Енин П. М.* и др. Авторское свидетельство СССР № 1374680 кл. FСЗ/00, 1987.
7. *Енин П. М., Шишко Г. Г., Пилюгин Г. В.* Газификация сельской местности. Справочное пособие. – К.: Урожай, 1992. – 200 с.
8. *Енин П. М.* Централизованная система локального газоснабжения потребителей сжиженным углеводородным газом (СУГ) от геотермальных установок // Вентиляція, освітлення та теплогазопостачання. Вип. 1. – К.: КНУБА. – 2001. С. 81–93.
9. *Енин П. М., Семенов М. Б., Тохтамыш Н. И.* Газоснабжение жилищно-коммунальных объектов. Справочник. – К.: Будівельник, 1981. – 215 с.
10. *Карслоу Г., Егер Д.* Теплопроводность твердых тел. – М.: Наука, 1964. – 487 с.
11. *Кремнев О. А., Журавленко В. Я.* Тепло- и массообмен в горном массиве и подземных сооружениях. – К.: Наукова думка, 1986. – 236 с.
12. Методика выбора параметров теплоаккумулирующих выработок. РД. – Л.: Изд-во ЛГУ, 1989. – 38 с.
13. *Преображенский Н. И.* Сжиженные углеводородные газы. – Л.: Недра, 1975. – 297 с.
14. СНиП 2.01.01-82. Строительная климатология и геофизика. – М.: Стройиздат, 1983. – 186 с.
15. *Фролов Н. М.* О влиянии солнечной радиации на температурный режим земной коры. – Доклады АН СССР, Т. 143, № 4, 1962.
16. *Чудновский А. Ф.* Теплофизика почвы. – М.: Наука, 1976. – 76 с.
17. *Щербань А. Н., Бабинец А. Е., Цырульников А. С., Дядькин Ю. Д.* Тепло Земли и его извлечение. – К.: Наукова думка, 1974. – 230 с.