

Н. М. ФРОЛОВ

ОСОБЕННОСТИ КАРТИРОВАНИЯ РЕГИОНАЛЬНОГО ГЕОТЕМПЕРАТУРНОГО ПОЛЯ В ЗОНЕ ВЛИЯНИЯ ИНСОЛЯЦИИ

(Представлено академиком А. В. Пейве 16 VIII 1973)

Под региональным геотемпературным полем мы понимаем совокупность значений температуры в типовых точках изучаемого пространства на определенный момент времени. При выборе типовых точек учитывается их соответствие основным физико-географическим и геолого-гидрогеологическим элементам данной территории. В связи с этим региональное геотемпературное поле отражает пространственно-временные закономерности распределения температуры, сформировавшиеся под влиянием крупных региональных факторов, и служит основой (фоном) для выделения аномалий, происхождение которых связано с местными источниками и стоками тепла, учитываемыми фактическим геотемпературным полем.

Как показывают данные изучения многолетнего режима температуры при помощи прецизионной аппаратуры, поверхностные изменения температуры при определенных условиях (в районах, относимых к двум из трех выделенных нами типов гидрогеотермического режима — открытому и комбицированному) могут вызывать столь глубокие возмущения, масштаб которых не укладывается в рамки традиционных представлений (¹, ², ⁴). Так, например, на конусах выноса суточные изменения температуры отмечаются до глубины 40 м, что превышает мощность слоя молекулярных годовых теплооборотов. Влияние температурных циклов, равных по длительности галактическому году (≈ 200 млн лет; $2\Delta t \approx 20-30^\circ$), выходит за пределы земной коры, а на глубину 3 км, например, эти циклы проходят с запаздыванием на 2 млн лет с практически не затухающей амплитудой ($18-27^\circ$). Осадочная оболочка Земли и разделяющие ее выступы фундамента находятся под воздействием и более коротких циклов, глубина проникновения которых усиливается благодаря инфильтрации как за счет эпизодически выпадающих атмосферных осадков, так и постоянной инфильтрации из поверхностных водоемов и водотоков (², ⁴).

Поскольку мощность слоев переменных температур зависит от характера теплообмена, определяемого комплексом геолого-гидрогеологических факторов (типом гидрогеотермического режима), картирование геотемпературного поля по подошве слоев требует предварительного картирования их мощности. Такое картирование должно основываться на прямом изучении режима температуры или исходить из учета целого комплекса обычно слабо изученных факторов. Составление серии крупномасштабных карт по фактическим данным, т. е. картирование не регионального, а фактического геотемпературного поля, отражающего объективно результат влияния как молекулярного теплообмена, так и конвекции, а также неоднородность и анизотропию среды, — идеальное решение вопроса. При повторении такого рода картирования (при той же точности, методике и т. д.) можно провести достаточно точное районирование по гидрогеотермическому режиму и на его основе решать целый ряд теоретических и прикладных задач из области геолого-гидрогеологических наук. Однако этот заманчивый план требует для своего осуществления постоянной и достаточно густой сети глубоких наблюдательных скважин, а также времени и средств.

Более реальным в настоящее время поэтому представляется картирование на отдельных условных глубинах (например, 25; 125; 250 м), хотя оно и страдает существенным недостатком, заключающимся в том, что из-за

Таблица 1

Изменения температуры (°С) пород и подземных вод под влиянием температурного цикла на поверхности Земли длительностью 35 лет и амплитудой 2,5° ($2\Delta t = 5^\circ$)

Глубина, м	Типы гидрогеотермического режима	
	закрытый ($a = 5 \cdot 10^{-3}$ см ² /сек)	открытый ($v = 10^{-5}$ см/сек; $a = 5 \cdot 10^{-3}$ см ² /сек; $\lambda = 3,5 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град)
25	0,75	4,05
125	—	1,75
250	—	0,60

геологидрогеологической неоднородности в различных районах режим температуры на одинаковом гипсометрическом уровне определяется температурными циклами различной длительности. Например, в водоупорных породах (закрытый тип гидрогеотермического режима) уже с глубины 125 м можно пренебречь разновременностью замеров, даже если они выполнены с разбросом во времени до десятков лет (табл. 1). В глубоко дренированных же, сложенных хорошо проницаемыми породами районах температура на той же глубине может меняться под влиянием даже столь коротких циклов, как суточные,

в связи с чем в таких районах геотемпературное поле оказывается значительно «моложе», чем в прилегающих районах, сложенных водоупорными породами (см. табл. 1).

Мелкомасштабное картирование в районах со спокойным характером рельефа можно осуществить при помощи простой интерполяции. Так, схемы геоизотерм на глубинах 125 и 250 м для Европейской части СССР масштаба 1 : 20 000 000 (¹, ²) составлены по скважинам, устья которых расположены на высоте 100 м (± 20 м) над у. м. Допускаемая разница в высоте 20 м при гидрогеотермическом градиенте 0,006 град/м* дает ошибку не более 0,1° С. Геоизотермы в этом случае иллюстрируют четкую зависимость от широтной климатической зональности, но не «улавливают» высотных различий, которые на данной территории в целом значительно больше, чем различия в положении опорных точек. Если сравнивать, например, в общем одинаковые по высоте над уровнем моря, возрасту и литологическому составу Балтийский и Украинский кристаллические массивы, то выяснится, что на глубине 250 м последний «теплее» на 8–9°, так как он расположен в климатической зоне с более высокими среднегодовыми температурами воздуха (соответственно ≈ 0 и $\approx 8^\circ$). Такой анализ невозможен при резких различиях сравниваемых районов в их положении над уровнем моря. Поэтому для картирования геотемпературного поля до глубин, равных примерно удвоенной глубине эрозийного вреза (для Русской платформы примерно до 500 м), была предложена специальная методика (¹), описанная впоследствии достаточно подробно (^{2–4}). Сущность ее сводится к тому, что вначале температура во всех скважинах на данной глубине пересчитывается на уровенную плоскость (уровень моря) по формуле: $t_0 = t_\phi + 0,006h$ (где t_0 — температура на заданной глубине при устье скважины, приведенном к уровню моря, °С; t_ϕ — температура измеренная, °С; h — высота устья скважины над уровнем моря, м). После составления на прозрачной бумаге простой интерполяцией схемы геоизотерм для уровня моря ее (схему) накладывают на гипсометрическую карту и проводят геоизотермы уже с учетом рельефа. Для этого в любой точке температура вычисляется по формуле: $t_h = t_0 - 0,006h$ (где t_h — температура на заданной глубине в точке, расположенной на высоте h м).

Составленная по этой методике схема геоизотерм на глубине 125 м для той же территории (рис. 1) отражает уже не только влияние широтной

* Гидрогеотермическим градиентом мы называем величину изменения температуры пород на единицу высоты (на сравнимых глубинах) между двумя точками, расположенными на одной географической широте (для большей части территории СССР 0,6° на 100 м).

климатической зональности, по и высотные различия, «улавливаемые» данным масштабом карты.

Особое значение описываемая методика приобретает при картировании «нейтрального слоя». Как известно, этот слой играет особую роль при гидрогеотермических исследованиях, а поэтому геоизотермы на его уровне

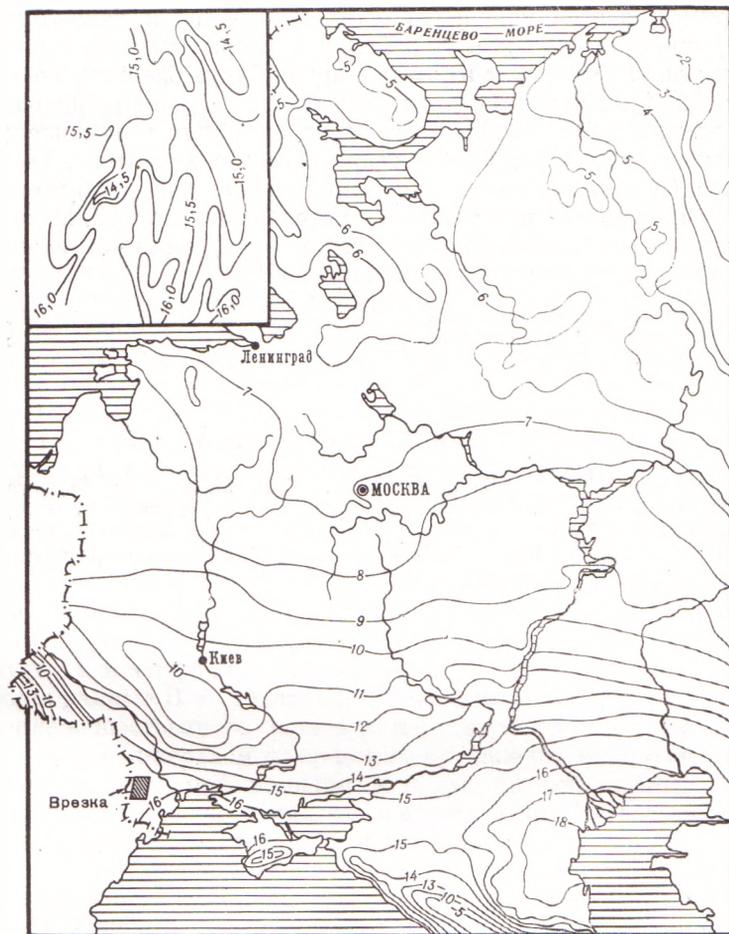


Рис. 1. Схема геоизотерм на глубине 125 м для Европейской части СССР с учетом рельефа (оригинал в масштабе 1 : 8 000 000). Врезка для одного из районов МолдССР (оригинал в масштабе 1 : 1 000 000)

(хотя он и является условным) должны в максимальном приближении отражать истинное распределение температуры. Это достижимо при большом количестве точек, в качестве которых мы пользовались станциями ГУГМС, где ведутся многолетние наблюдения за режимом температуры почвы до глубин 1,6–3,2 м, учитывая, что среднегодовая температура пород в слое молекулярных годовых теплооборотов близка к температуре у его подошвы. Однако среднегодовая температура воздуха не остается постоянной в многолетнем разрезе. В связи с этим меняется из года в год среднегодовая температура почвы и температура «нейтрального слоя», а поэтому при точных исследованиях такие карты должны бы датироваться. Тем не менее, как показывает анализ фактических данных по территории Европейской части СССР, на протяжении последних 80 лет, например, среднегодовая температура почвы на глубине 3,2 м менялась лишь

на 2—3° с периодами от 3—4 до 35 лет, что должно было вызвать изменение температуры на глубине 25 м при периоде, например, 35 лет только на 0,45° ($a=5 \cdot 10^{-3}$ см²/сек). Если карту геоизотерм «нейтрального слоя» составлять не по среднегодовым, а по среднемноголетним температурам почвы, то погрешность при оценке температуры на глубине 25 м в течение ближайших десятилетий составит лишь 0,2°. Надо, однако, не забывать, что речь при этом идет о районах, относимых к закрытому типу гидрогеотермического режима. В районах с закрытым типом изменения температуры на глубине 25 м за это же время будут близки к поверхностным (см. табл. 1). Карты «нейтрального слоя» могут быть использованы не только для решения прикладных задач, но и как граничное условие при аналитических исследованиях теоретического характера. Они могут найти также (и отчасти уже нашли) применение при расчетах величин геотермических градиентов и тепловых потоков, моделировании и оконтуривании термических аномалий, оценке качества термометрических материалов и введении различного рода поправок.

Всесоюзный научно-исследовательский
институт гидрогеологии и инженерной
геологии
Москва

Поступило
25 VI 1973

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

¹ Н. М. Фролов, ДАН, т. 143, № 4 (1962). ² Н. М. Фролов, Гидрогеотермия, 1968. ³ Н. М. Фролов, Н. В. Седов, Карта геоизотерм на глубине 25 м территории СССР, Масшт. 1 : 10 000 000. Прилож. к кн. Методические указания по изучению термальных вод в скважинах, 1964. ⁴ Н. М. Фролов, Методические рекомендации по изучению режима температуры подземных вод, М., 1973, стр. 122.