

Е.А. Тевелева, Б.Г. Поляк, М.Д. Хуторской

Геологический институт РАН, Москва
ETeveleva@yandex.ru; mkhutorskoy@ginras.ru

ПРОБЛЕМЫ КАРТИРОВАНИЯ ТЕПЛООВОГО ПОТОКА

Рассмотрены новые методы картирования и профилирования теплового потока с помощью ГИС-технологии ArcGIS. На примере скважин Центрально-Азиатского складчатого пояса доказана инвариантность теплового потока от исторического времени и от глубины интервала измерений, что позволяет проводить латеральные сопоставления измерений. Предложен метод трапеций («лоскутного одеяла») для объективного отображения теплового потока с учетом его дисперсии и степени изученности внутри трапеций, а также алгоритм для наиболее точного выбора координат углов трапеций. Для профилирования теплового потока предложены алгоритмы и программы проецирования точек измерений на профиль и осреднения данных.

Как известно, в земных теплопотерях доминирует кондуктивный механизм. Плотность фонового кондуктивного теплового потока на границе твердой Земли (точнее, на подошве гелиотермозоны, температура которой определяется климатическим фактором) – важнейший геофизический параметр. Латеральное распределение этого параметра является обязательным граничным условием реалистических геотектонических (геодинамических) моделей. Поэтому картирование его вариаций имеет первостепенную научную важность. Такие карты имеют не только научную, но и практическую ценность в связи с актуальной в наши дни задачей практического освоения глубинного тепла – неисчерпаемого и экологически чистого источника энергии.

Для межрегиональных сопоставлений оценки плотности кондуктивного теплового потока могут быть использованы лишь тогда, когда в пунктах измерений они одинаковы в разноглубинных интервалах геологического разреза и постоянны во времени (Тепловой..., 1972). Поэтому до картирования нужно доказать независимость таких оценок от времени и глубины интервала термометрических измерений.

1. Изменчивость кондуктивного теплового потока в пункте наблюдений

Зависимость плотности теплового потока (q) от времени (τ) исследовалась путем решения уравнения теплопроводности (Гогель, 1973):

$$\begin{cases} \frac{d\theta}{d\tau} = a^2 \frac{d^2\theta}{dx^2} \\ \theta(0, \tau) = 0 \\ \theta(x, 0) = \varphi(x) \end{cases}$$

где t – время, q – температура, $\varphi(x) = 0$ при $0 < x < h$, $\varphi(x) = \theta_1$ при $x > h$, a^2 – температуропроводность, x – вертикальная координата.

Решением уравнения является функция

$$\theta(x, \tau) = \frac{\theta_1}{2} \left[\Phi\left(\frac{h+x}{2\sqrt{a^2\tau}}\right) - \Phi\left(\frac{h-x}{2\sqrt{a^2\tau}}\right) \right]$$

где θ_1 – температура на подошве литосферы, h – глубина,

$$a \Phi\left(\frac{h \pm x}{2\sqrt{a^2\tau}}\right) = \frac{2}{\pi} \int_0^{\frac{(h \pm x)}{2\sqrt{a^2\tau}}} e^{-p^2} dp = \frac{2}{\sqrt{4a^2\tau\pi}} e^{-\frac{(h \pm x)^2}{4a^2\tau}}$$

При $x = 0$ получим:

$$\begin{aligned} \left. \frac{d\theta}{dx} \right|_{x=0} &= a^2 \left. \frac{d\theta}{dx} \right|_{x=0} = a^2 \frac{\theta_1}{2} \frac{2}{\sqrt{4a^2\tau\pi}} e^{-\frac{h^2}{4a^2\tau}} + \\ &+ a^2 \frac{\theta_1}{2} \frac{2}{\sqrt{4a^2\tau\pi}} e^{-\frac{h^2}{4a^2\tau}} = a^2 \frac{2\theta_1}{\sqrt{4a^2\tau\pi}} e^{-\frac{h^2}{4a^2\tau}} \end{aligned}$$

Если τ_0 – время возникновения теплового фронта на глубине h (глубина источника тепла), q_0 – значение плотности кондуктивного теплового потока в момент времени τ_0 , а q – в произвольный момент времени τ , т.е.:

$$q_0 = a^2 \frac{2\theta_1}{\sqrt{4a^2\tau_0\pi}} e^{-\frac{h^2}{4a^2\tau_0}}; \quad q = a^2 \frac{2\theta_1}{\sqrt{4a^2\tau\pi}} e^{-\frac{h^2}{4a^2\tau}}$$

Тогда $\frac{q}{q_0} = \sqrt{\frac{\tau_0}{\tau}} e^{-\frac{h^2}{4a^2}\left(\frac{1}{\tau} - \frac{1}{\tau_0}\right)}$ и, следовательно,

$$q = q_0 \sqrt{\frac{\tau_0}{\tau}} e^{-\frac{h^2}{4a^2}\left(\frac{1}{\tau} - \frac{1}{\tau_0}\right)}$$

Пусть $\Delta\tau$ – приращение плотности кондуктивного теплового потока за время $\Delta\tau$. Тогда

$$q_0 + \Delta q = q_0 \sqrt{\frac{\tau_0}{\tau}} e^{-\frac{h^2}{4a^2}\left(\frac{1}{\tau} - \frac{1}{\tau_0}\right)},$$

и

$$\Delta q = q_0 \left(\sqrt{\frac{\tau_0}{\tau_0 + \Delta\tau}} e^{-\frac{h^2}{4a^2}\left(\frac{1}{\tau_0 + \Delta\tau} - \frac{1}{\tau_0}\right)} - 1 \right).$$

На Рис. 1 приведены графики эволюции теплового потока на поверхности Земли для литосферы, возникшей 3000, 400, 200, 40 и 20 млн. лет назад при соответствующих значениях h .

На Рис. 2 представлены графики зависимости $\Delta q = q - q_0$ от $\Delta\tau = \tau - \tau_0$ (где τ , τ_0 – время, в млн. лет), из которых следует, что, когда бы ни возникал в недрах тепловой источник, для изменения величины q , превышающей точность измерения (± 5 мВт/м²), необходимо время $\Delta\tau$ не менее 100 тыс. лет (абсцисса точки 1 на Рис. 2).

Эти расчеты показали, что в масштабе исторических наблюдений плотность фонового (регионального) кондуктивного теплового потока в данном геоблоке практически неизменна, но в геологическом времени, исчисляемом миллионами лет, может стать существенно иной.

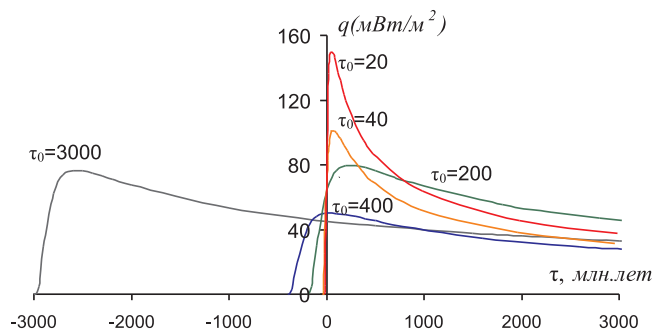


Рис. 1. Зависимость плотности кондуктивного теплопотока q на поверхности твердой Земли от времени τ.

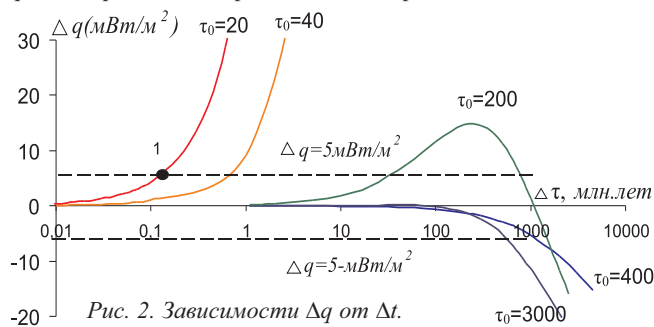


Рис. 2. Зависимости Δq от Δt.

Зависимость q от глубины была проверена с помощью рангового коэффициента корреляции Спирмена ρ_B (Гмурман, 2005) в 20 скважинах из разных пунктов Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) (Хуторской, 1996).

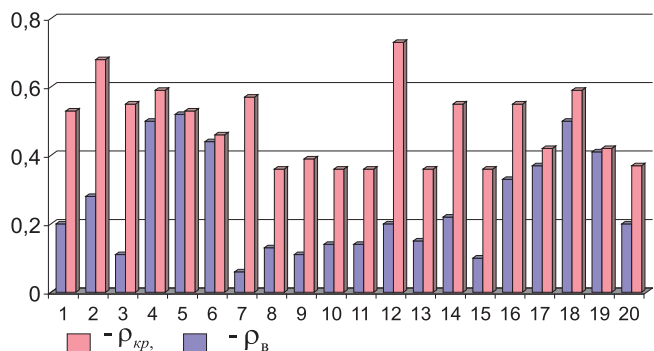


Рис. 3. Соотношение выборочных и критических значений рангового коэффициента корреляции Спирмена для 20 скважин ЦАСП.

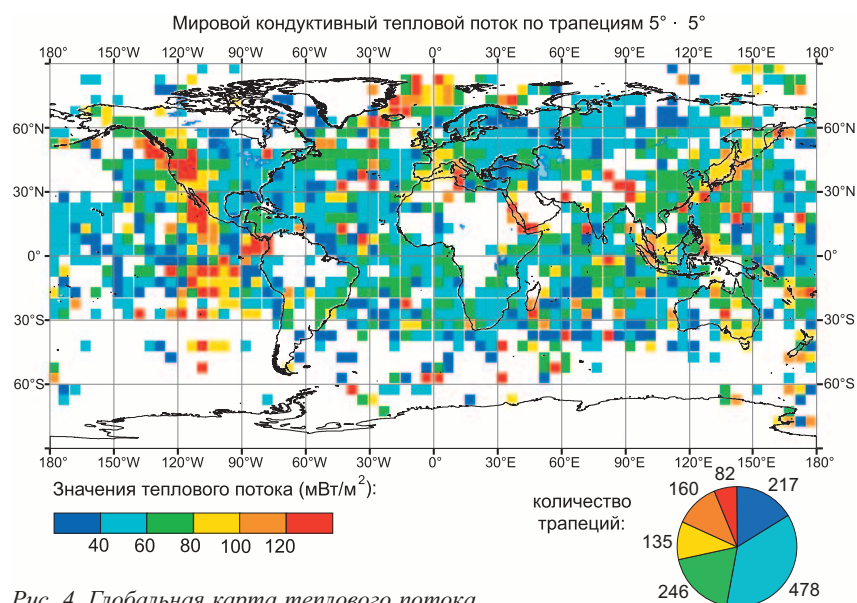


Рис. 4. Глобальная карта теплового потока.

Для этого определялось значение ρ_B как

$$\rho_B = 1 - \frac{6 \cdot \sum_{i=1}^n d_i^2}{n^3 - n}$$

где d_i^2 – сумма квадратов разностей между рангами признаков, n – количество данных (измерений в разных интервалах одной и той же скважины). Это значение сравнивалось с критическим, рассчитанным как:

$$\rho_{кр} = t_{(\alpha; n-2)} \cdot \sqrt{\frac{(1 - \rho_B^2)}{(n-2)}}$$

где $t_{(\alpha; n-2)}$ – критическая точка, которая определяется при заданном уровне значимости α на основе распределения Стьюдента T(x) с (n-2) степенями свободы:

$$1 - \alpha / 2 = \int_{-\infty}^{t_{(\alpha; n-2)}} T(x) dx$$

Если $|\rho_B| < \rho_{кр}$, то следует принять гипотезу о независимости сопоставляемых величин.

Результаты анализа данных по имеющимся скважинам графически отображены на Рис. 3, из которого видно, что для всех рассмотренных случаев $|\rho_B| < \rho_{кр}$. Следовательно, в ЦАСП можно принять гипотезу о независимости плотности кондуктивного теплового потока от глубины интервала ее определения.

Такой подход следует применять перед картированием латеральных вариаций кондуктивного теплового потока в любом исследуемом регионе. При независимости плотности кондуктивного теплопотока от глубины измерений эту величину можно использовать как представительную региональную метку в различных исследованиях, в том числе при решении задач картирования и профилирования.

2. Картирование теплового потока

Самым популярным методом картирования теплового потока долго был метод изолиний (Чермак, 1982; Лысак, Зорин, 1976; Кутас и др., 1975 и др.). Но оценки его плотности в различных географических пунктах использовались, как правило, без учета возмущений глубинного теплового потока приповерхностными возмущающими факторами (циркуляцией подземных вод, изменениями климата и т.п.), которые увеличивали дисперсию значений кондуктивного теплового потока в одном и том же геоблоке. Кроме того, обычная в практике неравномерность распределения пунктов определения его плотности (буровых скважин) по площади того или иного региона вообще не позволяет адекватно отразить закономерности распределения этого параметра с равной степенью детальности во всех частях исследуемой территории. Поэтому, анализируя карту плотности теплового потока, построенную в изолиниях, следует учитывать и распределение фактического материала: на участках, где ее определения отсутствуют, проведение изолиний нужно считать прогнозным (Тепловой..., 1972; Хуторской, 1996).

Для правильного картирования и профилирования теплового потока требуются специальные процедуры.

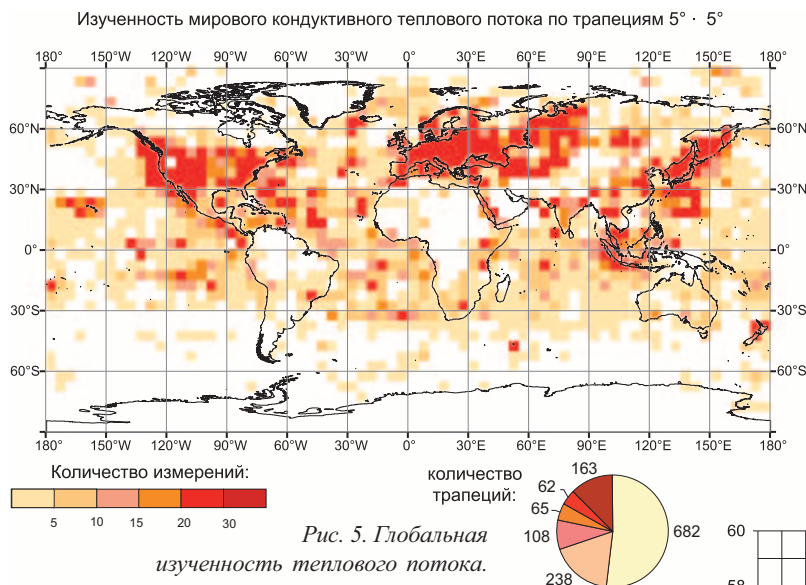


Рис. 5. Глобальная изученность теплового потока.

2.1. Метод трапеций

Более объективным, чем построение карт в изолиниях по результатам определений q в отдельных точках, неравномерно распределенных по площади исследуемого региона, является отображение латеральных вариаций этого параметра «методом лоскутного одеяла», или методом трапеций. Этот метод заключается в разбиении картируемой территории на квадранты, после чего в каждом квадранте рассчитываются среднее арифметическое значение плотности кондуктивного теплотока q_{cp} и соответствующее среднеквадратичное отклонение S по результатам определения q во всех попавших в квадрант пунктах термометрических измерений. Величину средних значений q можно отображать цветовой гаммой, а среднеквадратичные отклонения S – плотностью цветовой заливки квадранта (сплошной, штриховкой или точечным крапом). Такое отображение теплового поля объективнее, чем рисунок в изолиниях, позволяет судить и о средней (фоновой) величине q , и о достоверности ее оценки, и о ее латеральных вариациях, показывая, какие участки исследуемого региона вообще представляют собой «белые пятна».

Шаг разбиения зависит от размеров исследуемой территории и густоты пунктов измерений температуры в ее пределах. В общем случае полезнее представлять две карты, на одной – в каждом квадранте отражать средние значения q и S , а на второй показывать степень изученности территории (количество измерений в том же квадранте). Такие карты для всего земного шара представлены на Рис. 4 и 5. При осреднении значений q по трапециям $5^\circ \times 5^\circ$ величина этого параметра определена в 1316 квадрантах.

2.2. Сдвиг координатной сетки

В регионах с большим разбросом частных значений q картина латеральных вариаций этого параметра, получаемая методом трапеций, может измениться при сдвиге начальной точки разбиения по широте или долготе, если точки наблюдений распределяются в новообразованных квадрантах по-другому. Для примера рассмотрим варианты картирования плотности кондуктивного теплового потока в Байкальской рифтовой зоне и ее обрамлении.

На рис. 6а изображен исходный вариант картирования q в квадрантах размером $1^\circ \times 1^\circ$ с началом в координатах 50° с.ш. и 100° в.д., а на других рисунках – карты, полученные в

результате сдвига координатной сетки на $0,5^\circ$ по широте (Рис. 6б), $0,5^\circ$ по долготе (Рис. 6в) и по $0,5^\circ$ по широте и долготе одновременно (Рис. 6г).

Чтобы выяснить, какой из этих вариантов разбиения исследуемой территории на квадранты объективнее всего отражает распределение фонового кондуктивного теплового потока при данной его изученности, нужно воспользоваться законом сложения дисперсий (Ефимова и др., 2001):

$$s^2 = s_1^2 + s_2^2,$$

$$\text{где } s^2 = \frac{\sum_{i=1}^k (x_i - m_0)^2}{n} - \text{общая дисперсия,}$$

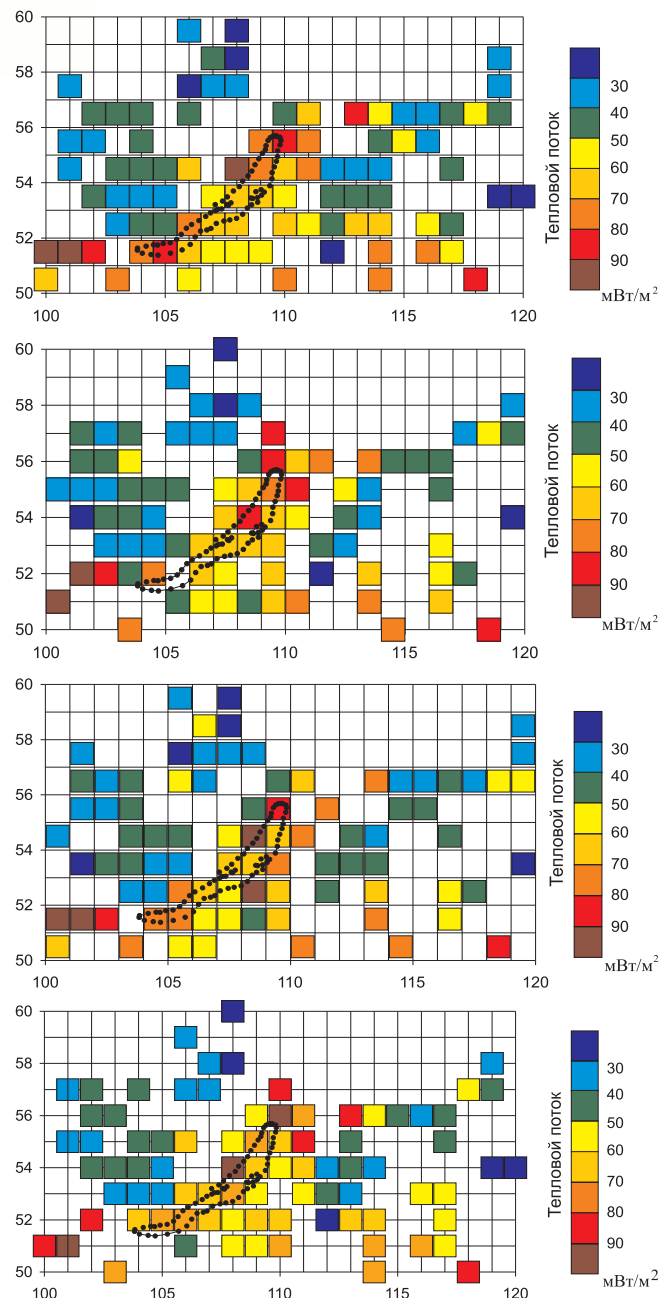


Рис. 6. Плотность кондуктивного теплового потока в Байкальской рифтовой зоне и ее обрамлении в квадрантах $1^\circ \times 1^\circ$. (а) – начало сетки в координатах 50° с.ш. и 100° в.д., (б) – то же в координатах $50,5^\circ$ с.ш. и 100° в.д., (в) – в координатах 50° с.ш. и $100,5^\circ$ в.д., (г) – в координатах $50,5^\circ$ с.ш. и $100,5^\circ$ в.д.

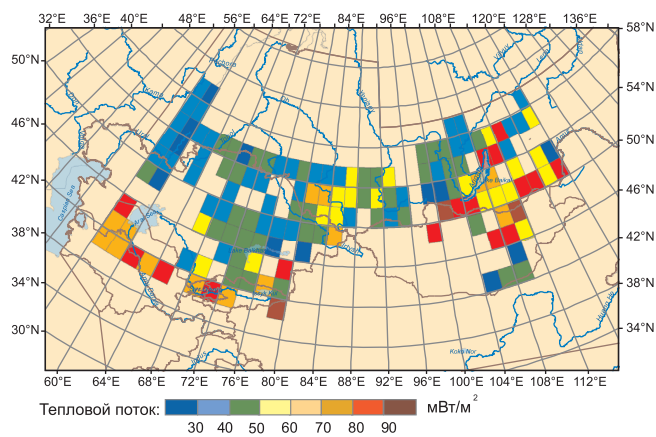


Рис. 7. ArcGIS -карта фонового кондуктивного теплового потока в Центрально-Азиатском складчатом поясе.

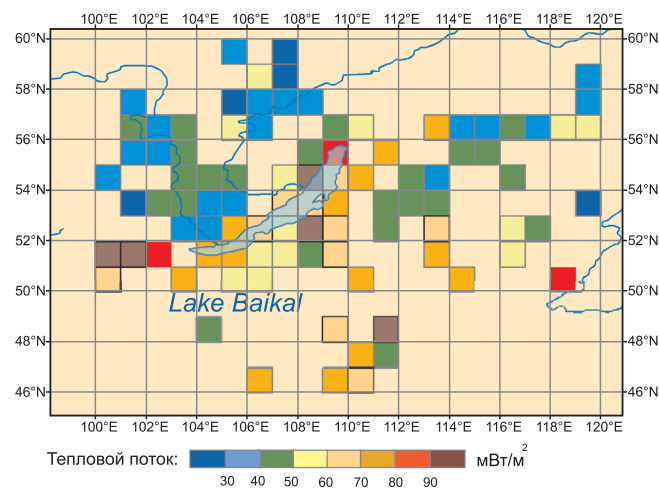


Рис. 8. ArcGIS -карта распределения плотности теплового потока в Байкальской рифтовой зоне и ее обрамлении.

x_i – i -ый элемент выборочной совокупности, m_0 – общая средняя арифметическая для всей изучаемой совокупности, n – объем выборочной совокупности ($n = \sum_{j=1}^k n_j$),

k – число групп (квадрантов);

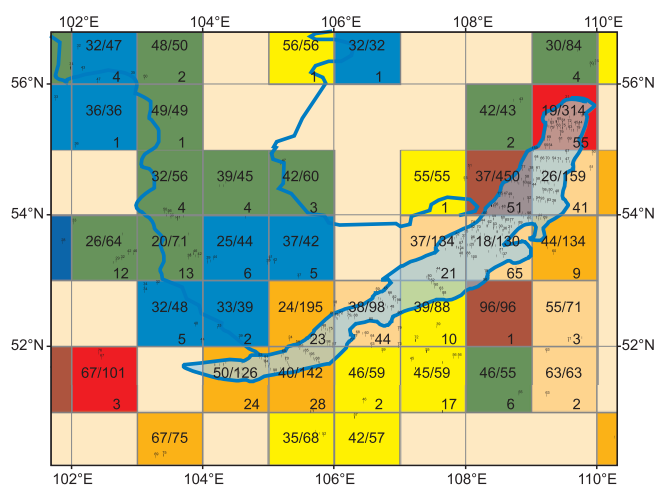


Рис. 9. Фрагмент ArcGIS-карты теплового потока в Байкальской рифтовой зоне и ее обрамлении, полученный увеличением масштаба карты, изображенной на Рис. 8. Размер квадранта $1^\circ \times 1^\circ$. Цифрами в каждом квадрате показаны экстремальные значения q (дробью) и число пунктов определения, красными точками – местоположение этих пунктов.

$$s_1^2 = \frac{\sum_{j=1}^k (m_j - m_0)^2 \cdot n_j}{n} - \text{межгрупповая дисперсия, отражающая те различия в величине изучаемого признака, которые возникают из-за изменения координат точки начала сетки разбиения. Здесь } m_j - \text{среднее значение параметра по } j\text{-ой группе, } n_j - \text{число единиц в } j\text{-ой группе, а}$$

жающая те различия в величине изучаемого признака, которые возникают из-за изменения координат точки начала сетки разбиения. Здесь m_j – среднее значение параметра по j -ой группе, n_j – число единиц в j -ой группе, а

$$s_2^2 = \frac{\sum_{j=1}^k s_j^2 \cdot n_j}{n} - \text{средняя внутригрупповая дисперсия, характеризующая случайную вариацию и не зависящая от условия, положенного в основу группировки; } s_j^2 - \text{дисперсия по отдельной группе, представляющей собой данные внутри одного квадранта.}$$

Самым оптимальным вариантом следует считать тот, которому соответствует минимальная внутригрупповая дисперсия. Такой метод нахождения оптимального варианта разбиения позволяет достигнуть максимальной однородности значений теплового потока внутри каждой трапеции. В случае Байкальской рифтовой зоны и ее обрамления лучшим оказался вариант, соответствующий сдвигу координатной сетки на $0,5^\circ$ по долготе относительно первоначального положения, т.е. показанный на Рис. 6 (в).

2.3. Построение динамических карт

Картирование методом “лоскутного одеяла” можно осуществлять с помощью новейших геоинформационных технологий. На Рис. 7 приведена карта Центрально-Азиатского складчатого пояса, построенная нами при помощи программы ArcGIS с шагом разбиения $2^\circ \times 2^\circ$.

На Рис. 8 приведена такая же ArcGIS-карта теплового потока фрагмента этого пояса – территории Байкальской рифтовой зоны и ее обрамления с шагом разбиения $1^\circ \times 1^\circ$.

Программа ArcGIS предоставляет возможность строить не только статические, но и динамические электронные карты, позволяющие применить метод генерализации, т.е. менять масштаб изображения, передвигаться по карте, детализировать интересующие участки. При увеличении масштаба в каждом квадрате появляются новые подробности: экстремальные значения плотности теплового потока (в виде дроби), число пунктов ее определений и их реальное размещение (Рис. 9). Аналогичную информацию содержит карта плотности теплового потока в Паннонском бассейне (Lenkey, 1999).

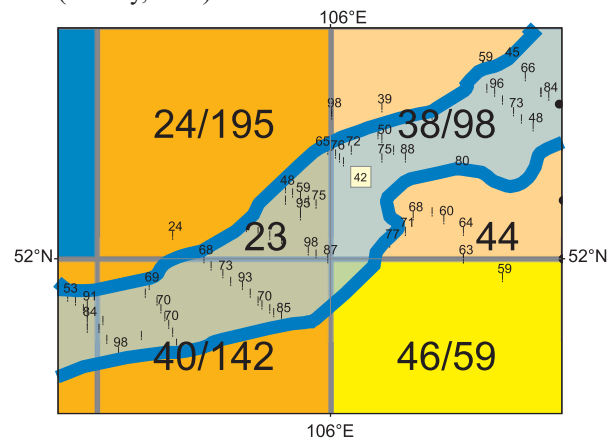


Рис. 10. Фрагмент электронной карты, изображенной на рисунках 8 и 9, полученный при дальнейшем увеличении масштаба.

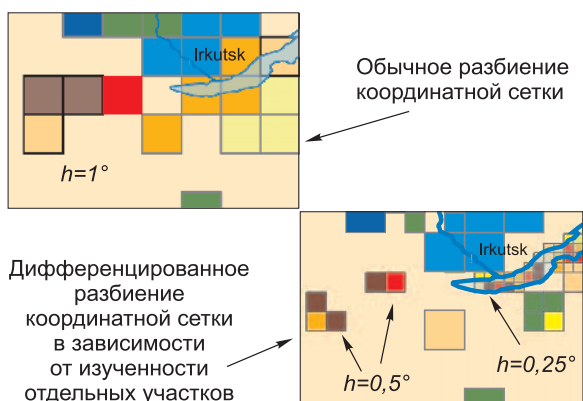


Рис. 11. Иллюстрация дифференцированного подхода к разбиению координатной сетки.

При дальнейшем увеличении масштаба электронной карты возле пунктов определения плотности теплового потока появляются ее локальные значения (Рис. 10).

Электронная карта снабжена подсказкой: там, где измерений много и они графически наслаиваются друг на друга, при подведении курсора к конкретной точке в рамке появляется значение q в этой точке.

К разбиению координатной сетки разработан дифференцированный подход. Если измерения распределены очень неравномерно, то шаг разбиения варьирует: там, где измерений больше, он меньше, и наоборот – где мало измерений, там шаг крупнее (Рис. 11).

На основании имеющихся данных и разработанных алгоритмов в технологии ArcGIS составлена глобальная карта теплового потока. Фрагмент этой электронной карты изображен на Рис. 12. Осреднение плотности кондуктивного теплопотока проводилось в трапециях площадью $2^\circ \times 2^\circ$. Карта является динамической и снабжена специальной подсказкой: при подведении курсора к определенному квадранту в рамке снизу появляется дополнительная информация: минимальное/среднее/максимальное значения теплового потока и количество измерений.

3. Профилирование теплового потока

В связи с отсутствием линейной упорядоченности в размещении пунктов измерения теплового потока для построения его профилей нужна специальная процедура. Она заключается в следующем: в изучаемом регионе задаются координаты начальной и конечной точек профиля, т.е. вектор направления исследования, а также ширина полосы вдоль него, в пределах которой учитывается распределение q . Разработанный алгоритм позволяет определить, какие пункты геотермических наблюдений попадают в полосу профилирования, а также найти пересечения между линией профиля и перпендикулярами, опущенными на эту линию из каждого пункта наблюдений. Это позволяет получить картину распределения плотности кондуктивного теплопотока вдоль заданного профиля.

На Рис. 13 представлена карта геотермической изученности Байкальской рифтовой зоны и ее обрамления с заданными направлениями профилирования теплового потока: двумя простыми линейными профилями A_1B_1 и A_2B_2 и сложным профилем вдоль ломаной ABCDEF.

На Рис. 14 а и б представлены графики изменчивости величины теплового потока соответственно вдоль профилей A_1B_1 и A_2B_2 . На практике, как видно из Рис. 14, индивиду-

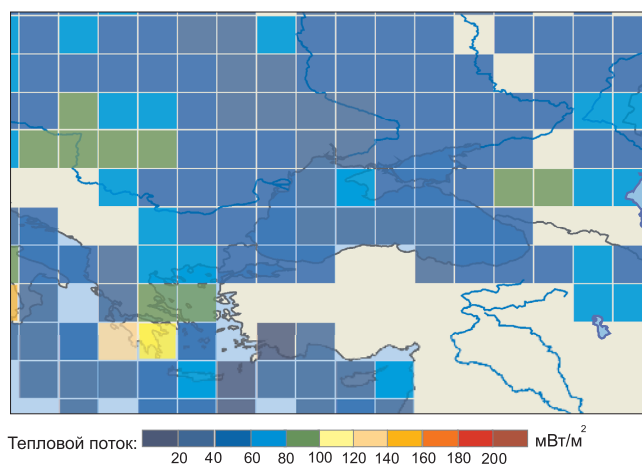


Рис. 12. Фрагмент глобальной электронной карты теплового потока.

дуальные величины плотности теплового потока часто варьируют в широком диапазоне значений. В таких случаях трудно выявить общую тенденцию поведения геопараметра вдоль выбранного профиля. Для этого разработан алгоритм, позволяющий осреднять значения исследуемого геопараметра в полосе профилирования. Результат этой процедуры показан на Рис. 15.

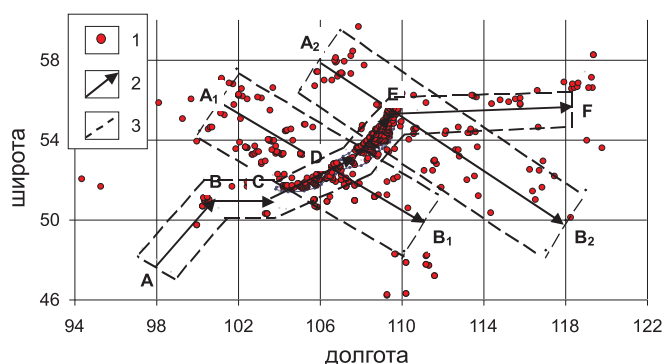


Рис. 13. Расположение профилей теплового потока в Байкальской рифтовой зоне и ее обрамлении. 1 – пункты измерения теплового потока; 2 – направления профилирования; 3 – границы полос профилирования.

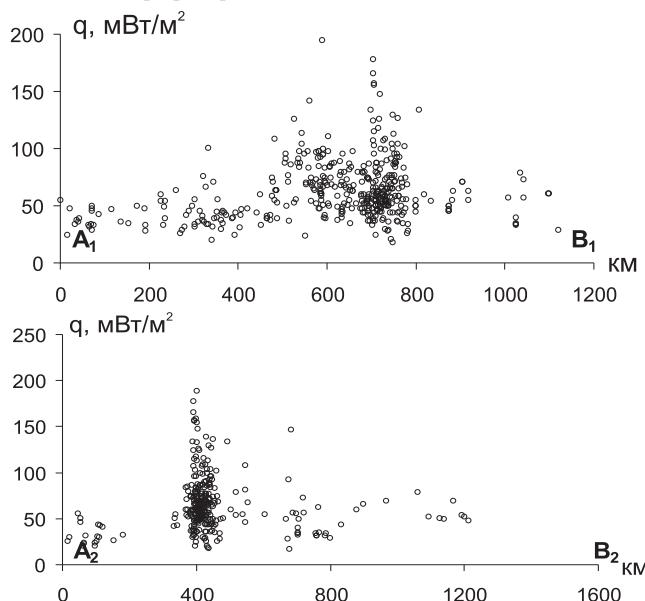


Рис. 14. Изменчивость величины теплового потока вдоль профиля A_1B_1 (а) и вдоль профиля A_2B_2 (б).

Из Рис. 15 видно, что осредненные значения теплового потока (черные кружки) высоки вдоль всей рифтовой зоны, достигая максимума (115 мВт/м²) на отрезке CD, отвечающему южной впадине оз. Байкал («центру рифтогенеза»), отмеченному С.В. Лысак (1988)).

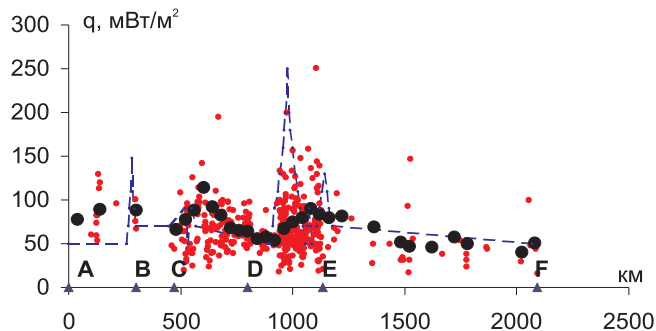


Рис. 15. Изменчивость плотности теплового потока в Байкальской рифтовой зоне вдоль профиля ABCDEF. Ломаная синяя пунктирная линия – профиль, полученный на основе карты изолиний q (Лысак, Зорин, 1976), красные точки – индивидуальные значения q , черные кружки – значения плотности кондуктивного теплового потока, полученные осреднением индивидуальных значений в полосе шириной 20 км вдоль линии профиля.

Резюмируя, можно заключить, что предлагаемые методы позволяют избежать субъективизма в выявлении латеральных вариаций плотности фонового кондуктивного теплового потока и получить картину ее распределения в континентальной земной коре, отвечающую степени современной геотермической изученности ее разных блоков.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ №08-05-00012 и Федеральной целевой программы «Развитие научного потенциала высшей школы».

Литература

Гмурман В.Е. Теория вероятностей и математическая статистика. М.: Высшая школа. 2005.
 Гогель Г. Геотермия. М.: Наука. 1973.
 Ефимова М.Р., Ганченко О.И., Петрова Е.В. Практикум по общей теории статистики. М.: Финансы и статистика. 2001.
 Кутас Р.И., Любимова Е.А., Смирнов Я.Б. Геолого-геофизический анализ и карта тепловых потоков для территории Европейской части СССР. Исследования теплового и электромагнитного полей в СССР. М.: Наука. 1975. 20-27.
 Лысак С.В. Тепловой поток континентальных рифтовых зон. Новосибирск: Наука. Сиб. отд. 1988.
 Лысак С.В., Зорин Ю.А. Геотермическое поле Байкальской рифтовой зоны. М.: Наука. 1976.
 Тепловой режим недр СССР. Труды ГИН СССР. Т. 218. Отв. ред. Ф.А. Макаренко, Б.Г. Поляк. М.: Наука. 1972.
 Хуторской М.Д. Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Изд-во РУДН. 1996.
 Хуторской М.Д. Введение в геотермию. М.: Изд-во РУДН. 1996.

Елена Александровна Тевелева
 Кандидат физ.-мат. наук, научный сотрудник лаборатории теплопереноса Геологического института РАН. Область научных интересов: методы картирования геопараметров, базы данных, статистические методы сравнения совокупностей, ГИС-технологии. Автор более 20 статей.



Екатеринбург: УрО РАН, 2007.

Теоретические и экспериментальные основы спонтанной поляризации горных пород в нефтегазовых скважинах



В.В. Кормильцев, А.Н. Ратушняк

Разработана физико-химическая теория возникновения диффузионно-адсорбционных потенциалов - спонтанной поляризации (ПС) в неоднородных средах. Описана установка, максимально приближенная к естественным условиям измерений в скважине, методика и результаты лабораторных измерений потенциалов спонтанной поляризации на образцах керна с известными коэффициентами пористости и проницаемости. Построены корреляционные зависимости между коэффициентом пористости и значениями потенциала ПС против пластов-коллекторов. Обоснована возможность оценки удельной продуктивности пластов по данным каротажа ПС. Приведены математический аппарат, программное обеспечение и примеры расчетов потенциала ПС в неоднородных средах. Рассмотрены особенности каротажа ПС в газовых скважинах. Предназначено для лиц, изучающих и применяющих метод каротажа ПС в нефтегазовых разведочных скважинах.

ISBN 5-7691-1795-8

Чермак В. Карта теплового поля Европы. Тепловое поле Европы. М: Мир. 1982. 11-54.
 Lenkey L. Geothermics of the Pannonian Basin and its Bearing on the Tectonics of Basin Evolution. 1999.

Борис Григорьевич Поляк
 Доктор геол.-мин. наук, гл. научный сотрудник лаборатории теплопереноса. В Академии наук с 1957 г. Область исследований – геотермальная активность и ее связь с тектоникой, кондуктивный тепловой поток на континентах и в дне акваторий, энергетика вулканизма, гидротермальная деятельность и отражение в ней теплопереноса из мантии (изотопия гелия). Автор более 250 публикаций.



Михаил Давыдович Хуторской
 Д.г.-м.н., профессор, Заслуженный деятель науки РФ. Заведующий лабораторией теплопереноса, председатель Научного совета РАН по проблемам геотермии. Научные интересы связаны с изучением природы и распределения кондуктивного теплового потока из недр, термической эволюции литосферы и происхождения геотермических аномалий над рудными и нефтяными залежами. Автор более 180 публикаций.

