

УДК 550.361

ТЕПЛОПРОВОДНОСТЬ ПОРОД И ОЦЕНКИ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА В ЛЕНО-АНАБАРСКОМ МЕЖДУРЕЧЬЕ (*Сибирская платформа*)

А.Д. Дучков^{1,3}, Д.Е. Аюнов¹, П.А. Ян¹, А.И. Сивцев², Л.С. Соколова¹

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

²ООО «Таас-Юрх Нефтегазодобыча», 677018, Якутск, ул. Аммосова, 18, Россия

³Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия

Рассмотрены результаты измерений физических свойств (теплопроводности, пористости, проницаемости и плотности) 65 воздушно-сухих образцов осадочных пород из керна шести глубоких скважин Лено-Анабарского междуречья. Породы представлены плотными, низкопористыми и практически непроницаемыми алевролитами, песчаниками и доломитами в основном палеозойского и докембрийского возраста. Установлены корреляционные связи теплопроводности с пористостью и объемной плотностью. Наличие сведений о теплопроводности пород, а также производственных термограмм, записанных после окончания бурения, позволило ориентировочно оценить геотермический градиент и тепловой поток (q) по скважинам Усть-Оленекская-2370, Чарчкская-1, Хастакская-930 и Дьяппальская-1. Градиент рассчитывался по значениям температуры на нижней границе криолитозоны (0 °C) и на забое. Определенные таким образом значения теплового потока изменяются от 37 до 70 мВт/м². Показано, что эти оценки q соответствуют имеющимся сведениям о распределении теплового потока на севере Сибирской платформы. Предложенную методику определения теплового потока целесообразно использовать и в других северных регионах Сибири для улучшения их геотермической изученности.

Скважины, физические свойства пород, термограммы скважин, тепловой поток, Сибирская платформа, Лено-Анабарское междуречье

THERMAL CONDUCTIVITY OF ROCKS AND ESTIMATES OF HEAT FLOW IN THE LENA-ANABAR INTERFLUVE (*Siberian Platform*)

A.D. Duchkov, D.E. Ayunov, P.A. Yan, A.I. Sivtsev, L.S. Sokolova

We present results of measurements of the physical properties (thermal conductivity, porosity, permeability, and density) of 65 air-dry sedimentary-rock samples from the cores of six deep wells drilled in the Lena–Anabar interfluvium. The rocks are compact low-porosity, almost impermeable siltstones, sandstones, and dolomites mainly of Paleozoic and Precambrian ages. Correlations of thermal conductivity with porosity and bulk density have been established. The available information about the thermal conductivity of rocks as well as the production thermograms recorded after drilling made it possible to estimate the geothermal gradient and heat flow (q) for the Ust'-Olenekskaya-2370, Charchyyskaya-1, Khastakhskaya-930, and D'yappal'skaya-1 wells. The gradient was calculated from the temperature values at the lower boundary of the permafrost (0 °C) and at the bottom-hole. The determined heat flow varies from 37 to 70 mW/m². These q estimates are consistent with the available data on the distribution of heat flow in the north of the Siberian Platform. The proposed method for heat flow estimation is worthy of use in other northern regions of Siberia for obtaining more geothermal data.

Wells, physical properties of rocks, thermograms of wells, heat flow, Siberian Platform, Lena–Anabar interfluvium

ВВЕДЕНИЕ

Сведения о теплопроводности горных пород используются при оценке плотности теплового потока, прогнозировании температурного режима земной коры, моделировании температурного поля осадочных бассейнов и нефтегазоносных систем, а также при оценке теплообменных процессов в резервуарах при тепловом воздействии на пласт. До настоящего времени вся информация об этом параметре основывается на изучении образцов горных пород в лабораторных условиях. Активное измерение теплопроводности горных пород началось в середине прошлого столетия в связи с развитием геотермических исследований, ориентированных в основном на оценку плотности теплового потока. Использовались разнообразные, преимущественно мелкосерийные приборы, основанные на закономерностях тепловых процессов в стационарных и нестационарных условиях. Для большинства из этих приборов

© Дучков А.Д., Аюнов Д.Е., Ян П.А., Сивцев А.И., Соколова Л.С., 2023

✉ e-mail: DuchkovAD@ipgg.sbras.ru

была необходима специальная, достаточно трудоемкая подготовка образцов. Современный этап изучения тепловых свойств горных пород начался после разработки в нашей стране и введения в активную эксплуатацию прибора «Измеритель теплопроводности сканирующий» (ИТС), который позволяет проводить измерения теплопроводности и температуропроводности горных пород на полноразмерном и стандартном кернах [Попов и др., 1983]. За последние 25—30 лет указанной аппаратурой проведены тысячи измерений теплопроводности керна глубоких и сверхглубоких скважин в России и других странах. Значительные объемы измерений тепловых свойств выполнены по кернам скважин, пробуренным в Западной Сибири, включая измерения теплопроводности 2100 образцов из керна сверхглубоких Тюменской и Ен-Яхинской скважин (инт. 1650—8250 м) [Попов и др., 1996, 2008] и 13 000 образцов из баженовской свиты, вскрытой 17 скважинами на 11 месторождениях [Попов и др., 2015]. Вклад в изучение теплопроводности пород осадочного чехла Западно-Сибирской плиты внесли и авторы данного сообщения, выполнив измерения теплопроводности сотен образцов из керна скважин Енисей-Хатангского и Предъенисейского прогибов, Салымского куполовидного поднятия и южных районов плиты [Дучков и др., 2014, 2021]. Основное внимание в наших работах обращалось на оценку средних характеристик теплопроводности сухих и водонасыщенных пород и выяснение их зависимости от влажности, пористости и проницаемости. Сравнительно недавно изучены с помощью прибора ИТС тепловые свойства образцов пород из скважин, пробуренных в пределах Сибирской платформы (Эльконский горный массив и Вилуйская синеклиза) [Гаврильев и др., 2013; Железняк, Семенов, 2021].

В настоящее время нами получены новые данные о физических свойствах (включая теплопроводность) образцов осадочных пород из глубоких скважин, пробуренных на крайнем севере Сибирской платформы в Лено-Анабарском междуречье. Это позволило установить взаимосвязь между теплопроводностью и пористостью пород, а также выполнить ориентировочные оценки значений теплового потока в этом Арктическом районе. В настоящем сообщении обсуждаются результаты этих исследований.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ СКВАЖИН, ОПИСАНИЕ КОЛЛЕКЦИИ ОБРАЗЦОВ ПОРОД

Изучены физические свойства (теплопроводность, пористость, проницаемость и плотность) 65 воздушно-сухих образцов из керна шести скважин, пробуренных в Лено-Анабарском междуречье: Усть-Оленекская-2370, Чарчкская-1, Хастахская-930, Бурская-3410, Дьяппальская-1, Говоровская-1 (рис. 1).

В регионе развита криолитозона, отрицательные температуры фиксируются до глубин 300—550 м [Сиденко, 1959; Балобаев, 1991, 2005]. Первые 4 скважины расположены в пределах Лено-Анабарского прогиба; скважины Дьяппальская-1 и Говоровская-1 — в приплатформенной зоне Предверхоанского прогиба. Скважины пробурены в 1978—1994 гг. до глубин 2200—3600 м [Конторович и др., 2013; Губин, Конторович, 2021]. Скважина Усть-Оленекская-2370 вскрыла терригенные породы триаса (0—386 м)



Рис. 1. Карта Анабаро-Ленского междуречья и расположение изученных скважин:

1 — номер скважины/измеренное значение теплового потока, мВт/м² (при наличии); 2 — изолинии теплового потока, мВт/м², (по [Балобаев, 1991]). Скважины: I — скв. Усть-Оленекская-2370 (72.94° с.ш., 120.31° в.д.), II — скв. Чарчкская-1 (72.30° с.ш., 121.12° в.д.), III — скв. Хастахская-930 (72.18° с.ш., 120.27° в.д.), IV — скв. Бурская-3410 (71.79° с.ш., 121.77° в.д.), V — скв. Дьяппальская-1 (71.32° с.ш., 126.69° в.д.), VI — скв. Говоровская-1 (70.29° с.ш., 125.91° в.д.).

и перми (386—2750 м), перекрывающие кембрийские известняки (2750—3217 м). Ниже залегают карбонаты венда (3217—3475 м) и терригенные отложения рифея (до забоя 3605 м). Скважина Чарчкская-1 прошла терригенные отложения мезозоя (0—1240 м) и перми (1240—1816 м), карбонаты и глинистые породы кембрия (1816—2553 м), известняки и песчаники венда (до забоя 3110 м); Хастахская-930 вскрыла терригенные породы мезозоя (0—1053 м) и перми (1053—1684 м), терригенные породы и карбонаты кембрия (1684—2210 м), венда (2210—2632 м) и рифея (до забоя 3500 м); Бурская-3410 вскрыла терригенные породы перми (30—553 м), карбонаты и терригенные породы кембрия (553—1237 м), венда (1237—1842 м) и рифея (до забоя 3122 м); Дзяппальская-1 вскрыла разрез, представленный глинисто-терригенным мезозоем (0—1280 м), пермскими отложениями (1280—1500 м), карбонатами и терригенными породами кембрия (1500—2390 м), венда (2390—2860 м) и рифея (до забоя 3505 м); Говоровская-1 прошла преимущественно терригенные отложения мезозоя (0—1670 м), перми (1670—1840 м) и глинисто-алевритовые сланцы кембрия (до забоя 2225 м).

Таким образом, геологические разрезы представлены разновозрастными (от мезозоя до рифея) осадочными породами. В коллекции пород, использованных для изучения физических свойств, содержатся образцы алевролитов, песчаников, известняков и доломитов в основном с глубин 1000—3000 м. Коллекция включает 28 образцов из пермских отложений, 20 — из докембрийских толщ, а также по 4—7 образцов из мезозойских (юра, триас) и кембрийских пород. Все образцы представляют стандартные керны диаметром 3.7—3.8 см и высотой 4—6 см, вырезанные из полноразмерного керна перпендикулярно его оси. Сведения о глубине отбора образцов, литологии и возрасте пород приведены в табл. 1.

МЕТОДИКИ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЯ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД

Измерения теплопроводности сухих образцов (λ_d) производились на приборе ИТС [Попов и др., 1983] методом оптического сканирования, который основан на нагреве поверхности образца подвижным точечным источником тепловой энергии и регистрации приращений температуры нагреваемой поверхности подвижным инфракрасным радиометром. Оценка значения теплопроводности осуществляется путем автоматического сравнения приращений температур на образце и на двух эталонах (мрамор, $\lambda_d = 2.86$ Вт/(м·К)), размещенных до и после образца. Точность измерений теплопроводности прибором ИТС составляет $\pm 4\%$. В образцах, где прослеживалась слоистость, измерялась компонента λ_d вдоль напластования. Измерения значений пористости и проницаемости (по газу при атмосферных условиях) выполнены на автоматическом порозиметре-пермеамetre AP-608. При определении объемной и минералогической плотности пород использовались гидростатический и пикнометрический методы. Результаты измерения перечисленных параметров пород представлены в табл. 1. Средние значения теплопроводности, а также пористости и плотности разных по литологии и возрасту (по глубине формирования) групп пород в изученной коллекции представлены в табл. 2.

Теплопроводность воздушно-сухих пород. Теплопроводность воздушно-сухих образцов пород изменяется от 1.60 до 4.23 Вт/(м·К). Почти 90 % образцов имеют λ_d в пределах 1.6—3.0 Вт/(м·К). Среднее значение λ_d всех образцов составляет 2.40 ± 0.53 Вт/(м·К). Алевролиты, песчаники и известняки разного возраста, которые преобладают в коллекции (56 образцов), характеризуются близкими средними значениями λ_d порядка 2.3—2.4 Вт/(м·К). Высокой средней теплопроводностью, равной 2.7 Вт/(м·К), выделяются доломиты (9 образцов). Примерно также выглядит изменчивость λ_d пород в зависимости от их возраста. Минимальными средними значениями λ_d (порядка 2.0—2.1 Вт/(м·К)) отличаются породы мезозоя и перми (38 образцов). Наиболее высокая средняя теплопроводность, равная 2.8 Вт/(м·К), свойственна породам из докембрийских отложений (20 образцов). Такое изменение теплопроводности, скорее всего, связано с соответствующим возрастанием плотности пород ($\delta_v = 2.5—2.7$ г/см³) при увеличении глубины их формирования.

Оценка теплопроводности «водонасыщенных» пород. В природных условиях подмерзлотные осадочные горные породы Лено-Анабарского междуречья содержат хлоридно-натриевые слабосолончатые воды [Сиденко, 1959]. Теплопроводность водонасыщенных пород (λ_w) обычно превышает λ_d , что объясняется многократным различием теплопроводности воды и воздуха — 0.6 и 0.025 Вт/(м·К) соответственно. Поэтому при определении теплового потока следует использовать именно значения λ_w , которые в нашем случае предлагается оценить по корреляционному уравнению:

$$\lambda_w = \lambda_d \cdot (1 + 0.027 \cdot \phi), \text{ Вт/(м·К)}. \quad (1)$$

Первоначально это уравнение было получено при измерении теплопроводности и пористости осадочных пород из сверхглубокой Ен-Яхинской скважины [Попов и др., 2008], а затем подтверждено при изучении образцов из скважин южных районов Западно-Сибирской плиты [Дучков и др., 2021].

Рассчитанные по (1) значения λ_w изменяются от 2.0 до 4.4 Вт/(м·К) при среднем 2.7 ± 0.4 Вт/(м·К). Среднее значение отношения λ_w/λ_d составляет всего 1.13, что объясняется низкой пористостью пород. Теплопроводность преобладающих в коллекции песчаников и алевролитов разного возраста составляет

Таблица 1. Результаты измерения теплопроводности (λ_d) воздушно-сухих пород из скважин Лено-Анабарского междуречья, а также их пористости (ϕ), проницаемости (k), объемной (δ_v) и минералогической (δ_m) плотности

Глубина отбора образцов, м	Порода	Возраст пород	λ , Вт/(м·К)		φ , %	k , мД	δ_v	δ_m
			λ_d	λ_w			г/см ³	
скв. Усть-Оленекская-2370								
561	Песчаник	P	2.29	2.4	2.2	0.01	2.59	2.65
1361	»	»	2.54	2.6	1.81	0.306	2.64	2.69
1678	»	»	2.98	3.0	0.98	0.017	2.67	2.69
1757	»	»	2.39	2.5	2.24	0.146	2.63	2.69
1766	»	»	2.75	2.9	2.31	0.038	2.59	2.65
1956	»	»	2.84	2.9	1.75	0.008	2.63	2.68
2208	»	»	2.85	3.0	2.54	0.006	2.7	2.77
2347	Аргиллит	»	2.69	2.7	0.39	0.029	2.73	2.74
2809	Известняк	S	2.68	2.7	0.84	0.006	2.74	2.76
9 обр., среднее	—	—	2.66	2.7	1.7	0.063	2.66	2.70
скв. Чарчкская-1								
1002	Песчаник	J	2.37	3.1	11.6	0.015	2.37	2.68
1270	Алевролит	P	2.34	2.8	7.75	0.011	2.46	2.67
1293	»	»	1.98	2.5	10.27	0.146	2.39	2.67
1336	»	»	2.0	2.5	8.94	0.027	2.45	2.69
1454	Песчаник	»	2.23	2.5	5.45	0.206	2.52	2.67
1466	»	»	2.23	2.7	7.52	0.105	2.46	2.66
1503	»	»	1.99	2.5	10.2	0.268	2.32	2.64
1525	»	»	1.93	2.3	7.03	0.072	2.46	2.65
1542	Алевролит	»	1.97	2.2	4.91	0.023	2.55	2.68
1577	Песчаник	»	2.19	2.5	5.31	0.024	2.54	2.69
1626	»	»	2.09	2.6	9.31	0.367	2.39	2.63
1644	»	»	1.87	2.3	9.17	0.349	2.41	2.66
1652	»	»	1.82	2.2	7.5	0.152	2.45	2.65
1774	»	»	2.37	2.6	3.2	0.007	2.57	2.66
1783	»	»	2.37	2.6	4.13	0.079	2.56	2.67
2581	»	Є	3.24	3.5	2.43	0.038	2.64	2.70
16 обр., среднее	—	—	2.2	2.6	7.17	0.118	2.47	2.67
скв. Хастахская-930								
1036	Песчаник	T	1.73	2.3	13.09	4.025	2.4	2.76
1197	Алевролит	P	2.01	2.5	10.0	0.023	2.41	2.68
1405	»	»	2.16	2.7	8.73	0.071	2.49	2.73
2207	Песчаник	Є	2.12	2.4	4.03	0.177	2.63	2.74
2420	Доломит	V	2.48	2.6	1.4	0.06	2.71	2.74
2777	Песчаник	R	3.44	4.1	6.83	0.037	2.56	2.75
2920	Алевролит	»	3.97	4.3	2.99	0.019	2.67	2.76
3000	Песчаник	»	4.23	4.4	1.86	0.029	2.88	2.93
3110	Известняк	»	2.19	2.2	0.66	0.008	2.71	2.71
9 обр., среднее	—	—	2.7	3.1	5.51	0.494	2.61	2.76
скв. Бурская-341								
1241	Песчаник	Є	2.02	2.6	10.1	2.71	2.52	2.80
1789	Алевролит	V	2.26	2.6	5.28	0.181	2.56	2.71
1887	Доломит	R	2.67	3.0	4.36	0.003	2.69	2.81
1993	»	»	2.92	3.3	4.4	0.003	2.71	2.83
2043	»	»	3.21	3.4	1.96	0.226	2.82	2.87
2152	»	»	2.45	2.5	1.14	0.251	2.7	2.73
2317	Песчаник	»	3.11	3.3	2.8	0.04	—	—
2516	Алевролит	»	2.91	3.3	4.76	0.013	2.64	2.77
2583	Доломит	»	3.25	3.7	4.61	0.7	2.71	2.84
2761	»	»	2.32	2.5	2.07	0.778	2.81	2.87
2831	Песчаник	»	2.87	3.2	4.72	0.011	2.6	2.73
2839	»	»	2.81	3.3	6.46	0.019	2.51	2.68
2943	Доломит	»	3.14	3.2	0.81	0.003	2.8	2.84
13 обр., среднее	—	—	2.77	3.1	4.11	0.38	2.51	2.79

Глубина отбора образцов, м	Порода	Возраст пород	λ , Вт/(м·К)		φ , %	k , мД	δ_v	δ_m
			λ_d	λ_w			г/см ³	
скв. Дьяпальская-1								
933	Песчаник	T	2.31	2.6	4.17	0.006	2.59	2.71
958	Алевролит	»	2.37	2.7	5.64	0.007	3.05	3.23
970	»	»	2.08	2.4	5.0	0.017	2.59	2.73
1276	»	»	2.01	2.2	2.9	0.009	2.61	2.69
1676	Известняк	Є	1.91	2.0	1.8	0.8	2.67	2.72
1682	»	»	1.98	2.1	1.8	0.8	—	—
2762	»	V	2.27	2.3	1.1	0.14	2.77	2.8
2936	»	R	2.42	2.6	3.0	0.007	2.6	2.69
3231	»	»	2.44	2.5	1.0	0.006	2.67	2.69
9 обр., среднее	—	—	2.2	2.4	2.93	0.199	2.69	2.78
скв. Говоровская-1								
980	Песчаник	J	1.6	2.3	16.2	15.12	2.2	2.63
1045	Алевролит	»	1.82	2.2	7.6	0.062	2.46	2.66
1136	Песчаник	»	1.6	2.1	11.1	0.871	2.36	2.65
1464	Алевролит	T	1.95	2.2	5.06	0.004	2.7	2.83
1472	»	»	1.71	2.1	7.56	0.028	2.6	2.8
1679	Песчаник	P	2.26	2.7	6.46	0.076	2.47	2.65
1685	Алевролит	»	1.94	2.1	2.2	0.1	2.62	2.68
1803	Песчаник	»	2.21	2.6	6.65	0.027	2.47	2.64
1878	»	Є	2.5	2.6	2.03	0.064	3.08	3.14
9 обр., среднее	—	—	1.96	2.3	7.21	1.817	2.55	2.74

Примечание. λ_w — расчетные значения теплопроводности тех же образцов после насыщения их водой (оценки выполнены по корреляционной формуле $\lambda_w = \lambda_d (1 + 0.027 \phi)$).

2.6—2.8 Вт/(м·К) (см. табл. 2). Высокой средней теплопроводностью ($\lambda_w = 3.0$ Вт/(м·К)) выделяются доломиты. Примерно также изменяется теплопроводность различных по возрасту (по глубине формирования) групп водонасыщенных пород: λ_w возрастает от 2.4 до 3.1 Вт/(м·К) при переходе от мезозоя к докембрию. Средние значения λ_d и λ_w образцов пород по отдельным скважинам указаны в табл. 1, они изменяются от 2.0 до 3.1 Вт/(м·К).

Корреляционная связь между λ_d и пористостью. Теплопроводность сухих пород определяется в основном теплопроводностью минерального скелета (λ_{sk}) и пористостью (ϕ).

Сопоставление всех значений λ_d и ϕ образцов, представленных в коллекции, показало, что между этими параметрами существует линейная корреляционная связь вида:

$$\lambda_d = 2.79 - 0.076 \cdot \phi, \text{ Вт/(м·К)}, \quad R^2 = 0.25. \quad (2)$$

Задавая $\phi = 0$, можно по формуле (2) оценить теплопроводность минерального скелета изученных пород Лено-Анабарского междуречья, которая составляет $\lambda_{sk} \approx 2.8$ Вт/(м·К). Корреляционное соотношение

Таблица 2. Средние значения теплопроводности (λ_d , λ_w), пористости (ϕ) и плотности (δ_v , δ_m) отдельных по литологии и возрасту групп пород

Число образцов	Порода	Возраст пород	λ_d	λ_w	ϕ , %	δ_v	δ_m
			Вт/(м·К)			г/см ³	
Средние значения свойств отдельных по литологии групп пород							
16	Алевролиты	J—R	2.3	2.6	6.1	2.6	2.7
33	Песчаники	»	2.4	2.8	5.8	2.6	2.7
7	Известняки	Є—R	2.3	2.3	1.5	2.7	2.7
8	Доломиты	V, R	2.7	3.0	3.8	2.7	2.8
Средние значения свойств различных по возрасту (по глубине формирования) групп пород							
10	Алевролиты, песчаники	J, T	2.0	2.4	7.9	2.5	2.8
28	»	P	2.1	2.6	5.7	2.5	2.7
7	Песчаники, известняки	Є	2.3	2.6	3.4	2.7	2.8
20	Алевролиты, песчаники, известняки, доломиты	V, R	2.8	3.1	3.5	2.7	2.8

ние (2) выведено впервые для пород Сибирской платформы. Ранее авторы получали подобные корреляционные уравнения между λ_d и ϕ для коллекций образцов осадочных пород из кернов скважин, пробуренных в северо-восточной и южной частях Западно-Сибирской плиты [Дучков и др., 2014, 2021]. Подобные уравнения можно использовать для грубой оценки λ_d по значениям ϕ (и наоборот), если непосредственные измерения того или иного параметра выполнить невозможно. При анализе связи λ_d и ϕ следует иметь в виду, что λ_d реагирует на изменение общей пористости породы (суммарного объема всех пор). В то время как при измерении ϕ образцов обычно фиксируется открытая пористость, зависящая от объема сообщающихся пор.

Пористость, проницаемость и плотность пород. Выполненные измерения ϕ и k (см. табл. 1, 2) свидетельствуют, что в коллекции собраны в основном породы с невысокой пористостью и проницаемостью. Пористость образцов изменяется от 0.39 до 16.2 %, однако основная их масса (90 %) имеет $\phi = 0.39$ —10 %. Среднеарифметическое значение ϕ всех образцов составляет 5.14 ± 3.45 %. Примерно такая же средняя пористость характерна для алевролитов и песчаников разного возраста. Минимальная средняя пористость характерна для известняков и доломитов — 1.5—3.8 % (16 образцов).

Проницаемость образцов изменяется от 0.003 до 15.12 мД. Среднеарифметическое значение k составляет 0.44 ± 1.90 мД. Были выполнены попытки сравнения ϕ и k , однако значимых корреляционных связей между этими параметрами не установлено, что, возможно, объясняется наличием в коллекции образцов из разных типов коллекторов: гранулярных и трещинно-кавернозных. Отсутствует корреляционная связь также и между λ_d и k .

Как уже выше отмечалось, в процессе исследований выполнены измерения объемной (δ_v) и минералогической (δ_m) плотности всех образцов коллекции. Как и теплопроводность, объемная плотность (отношение веса образца к его объему) определяется минеральным составом и пористостью. Среднее значение δ_v составляет 2.60 г/см³, разброс — от 2.20 до 3.08 г/см³. Минералогическая плотность (отношение массы твердой минеральной части породы к ее объему) позволяет косвенно судить о прочности и устойчивости пород. Среднее значение δ_m составляет 2.75 г/см³, разброс — от 2.63 до 3.14 г/см³. Средние значения плотности пород по отдельным скважинам варьируют незначительно: δ_v — от 2.47 до 2.69 г/см³, а δ_m — от 2.67 до 3.02 г/см³. Практически идентичны средние значения плотности для отдельных по литологии и возрасту групп пород: δ_v — 2.5—2.7 г/см³, а δ_m — 2.7—2.8 г/см³.

Выполненные измерения показали, что изученные разрезы характеризуются в целом высокими и однородными по плотности горными породами: изменения δ_v и δ_m по всем скважинам не превышают 10—15 % от средних значений. По всем группам пород минералогическая плотность превышает объемную на 1.0—1.5 г/см³ в связи с исключением влияния пористости. Сопоставление значений λ_d и δ_v показало наличие между этими параметрами линейной корреляционной связи вида $\lambda_d = 6.25 \delta_v - 13.8$ Вт/(м·К) ($R^2 = 0.28$), свидетельствующей о незначительном увеличении теплопроводности при возрастании плотности.

Сведения о теплопроводности пород из глубоких скважин можно использовать для оценки теплового потока (q) по этим скважинам. Это особенно актуально для Лено-Анабарского региона, где определения q еще не выполнялись.

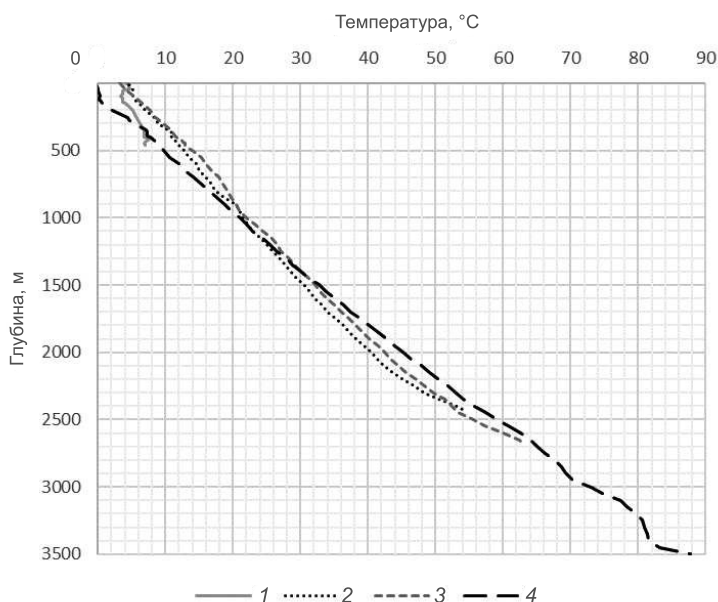
МЕТОДИКА ОЦЕНКИ ТЕПЛООВОГО ПОТОКА

Внутриземной тепловой поток до настоящего времени определяется как произведение измеренного в скважине стационарного геотермического градиента и измеренной в лабораторных условиях теплопроводности горных пород, отобранных из этой же скважины. В этом заключается стандартный метод оценки q . Стационарные значения геотермического градиента можно измерить только в тех скважинах, которые достаточно долго (желательно более 30 сут) находились в покое после окончания бурения, промывки и проведения геофизических исследований (ГИС). Необходимо отметить, что при проходке скважины температура горных пород нарушается в основном во время бурения, сопровождающегося активной циркуляцией бурового раствора. Во время остановок бурения температурный режим в скважине частично восстанавливается. Так, при рассмотрении нескольких сотен термограмм по скважинам Крыма и других территорий установлено, что термограммы, записанные сразу после бурения, могут сохранять значительный остаточный градиент (в среднем 50—70 % стационарного градиента) [Кутас, Гордиенко, 1971].

Знакомство с делами рассматриваемых скважин показало, что термокаротажи неоднократно выполнялись при проведении ГИС в скважинах Усть-Оленекская-2370, Чарчкская-1, Хастакская-930 и Дьяппальская-1. Температура при этом измерялась непрерывно (при спуске или подъеме) электротермометрами Т-5 со скоростью 500—1500 м/ч. Установлено, что такие скорости обеспечивают измерения T с погрешностью 0.3—0.4 °С, причем с учетом нарушений, вызываемых движениями каротажных приборов [Череминский, 1972]. Термокаротажи выполнялись по всему стволу или в ограниченных интервалах во время остановок бурения, обычно через 1—4 суток после его прекращения. Термограммы, построенные по непрерывным термокаротажным записям, приведены на рис. 2—5. По скважинам Бур-

Рис. 2. Производственные термограммы по скв. Усть-Оленекская-2370.

Запись после окончания бурения: 1 — 10.02.89 г. через 1 сут, инт. 0—467 м; 2 — 20.07.89 г. через 1.5 сут, инт. 467—2433 м; 3 — 17.08.89 г. через 1.5 сут, инт. 2433—2702 м; 4 — 13.12.89 г. через 2 сут, инт. 2702—3500 м.



ская-341 и Говоровская-1 температурные записи обнаружить не удалось.

По каждой из производственных термограмм можно оценить значения геотермического градиента в указанных скважинах. Эти оценки не пригодны для достоверного определения теплового потока, так как неизвестно, насколько они отличаются от стационарных значений геотермического градиента. Однако в данной ситуации достаточно уверенно определяется среднее значение геотермического градиента (без учета локальных отклонений градиента) по всему стволу, используя достоверные оценки температуры в верхней и нижней частях скважины. Такой подход наиболее широко применялся при изучении распределения теплового потока на Украине [Гордиенко и др., 2002]. Авторы этой работы для оценки геотермического градиента использовали значение температуры на забое скважины (T_z), определенное по производственной термограмме, и оценку температуры земной поверхности по метеонаблюдениям в районе бурения. Такие оценки градиента сравнивались с его высокоточными определениями в тех же скважинах после их длительной выстойки. На основании этих исследований сделаны выводы, что использованная технология позволяет оценивать средний градиент по производственной термограмме с погрешностью менее 10 %. Одновременно было установлено, что эта технология применима для термограмм по скважинам глубиной более 1000 м. Подобный подход к определению теплового потока обоснован теоретическими и экспериментальными исследованиями, показавшими, что после завершения бурения и циркуляции жидкости температура на забое скважины может восстанавливаться за 1—2 сут до стационарных значений под воздействием радиального и вертикального (снизу) тепловых потоков [Череменский, 1972].

На основании изложенного выше мы применили описанную технологию для оценки геотермического градиента (а затем и теплового потока) по скважинам Лено-Анабарского междуречья в несколько иной (северной) модификации: по значениям T_z на забое (на глубине h_z) и $T_0 = 0$ °C на нижней границе многолетнемерзлых пород (глубина h_p). В этом случае в интервале между h_p и h_z геотермический градиент (обозначим его здесь и далее — g) и тепловой поток можно оценить по соотношениям $g = T_z : (h_z - h_p)$, мК/м и $q = \lambda_w \cdot g$, мВт/м².

Оценка глубины расположения нижней границы мерзлоты (h_p). Выше отмечалось, что в Лено-Анабарском междуречье развита значительная по мощности криолитозона. Мощность криолитозоны в пунктах бурения указанных скважин точно не известна. Глубина границы h_p чаще всего определяется по расположению нулевой изотермы или по глубине перехода безградиентной температурной кривой к градиентной термограмме. Однако бурение с промывкой жидкостью ведет к значительному отоплению пород вокруг скважины, в результате чего мерзлота на термограммах во многих случаях не проявляется (см. рис. 2—5).

В скважине Усть-Оленекская-2370 мерзлота зафиксирована в интервале 0—150 м только термограммой, записанной 13.12.89 г. после бурения интервала 2700—3500 м (см. рис. 3). Бурение шло 4 мес., возможно, с остановками. В итоге произошло частичное восстановление нарушенного бурением распределения температуры в скважине, и термограмма зафиксировала наличие мерзлоты. В работах [Сиденко, 1959; Балобаев, 2005] отмечается, что нижняя граница мерзлоты в пос. Усть-Оленек (т. е. вблизи скважины) расположена на глубине 270—310 м (в среднем 300 м).

В скважине Чарчыкская-1 мерзлота зафиксирована только первой термограммой, записанной 06.12.82 г. (см. рис. 3). Промороженным оказался весь интервал бурения 0—437 м. В работах [Сиденко, 1959; Балобаев, 2005] отмечается, что нижняя граница мерзлоты в пос. Таймылыр (немного севернее скв. Чарчыкская-1) расположена на глубине 380—400 м. Следует отметить, что мерзлота, зафиксированная 06.12.1982 г. в скв. Чарчыкская-1, может быть вызвана также отрицательной температурой входящего бурового раствора.

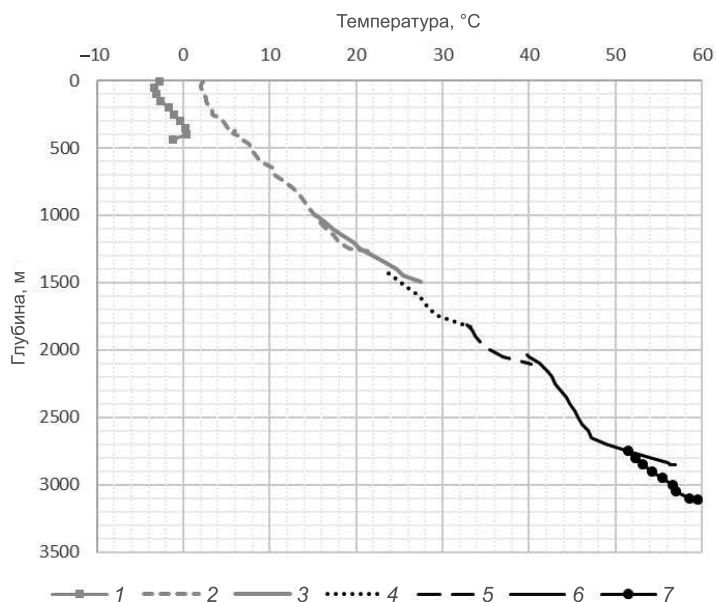


Рис. 3. Производственные термограммы по скв. Чарчыкская-1.

Запись после окончания бурения: 1 — 06.12.82 г., инт. 0—437 м; 2 — 13.01.83 г. через 1 сут, инт. 437—1280 м; 3 — 04.02.83 г. через 1 сут, инт. 1280—1498 м; 4 — 15.04.83 г. через 2 сут, инт. 1498—1910 м; 5 — 06.06.83 г. через 1 сут, инт. 1810—2104 м; 6 — 15.07.83 г. через 2 сут, инт. 2104—2858 м; 7 — 04.08.83 г. через 2 сут, инт. 2858—3110 м.

В скважине Хастахская-1 мерзлота термограммами не зафиксирована (см. рис. 4). В какой-то мере необычная форма первой термограммы (уменьшение T до гл. 400 м), записанной 12.08.88 г., может свидетельствовать о наличии мерзлоты значительной мощности — порядка 400 м.

В скважине Дьяпальская-1 мерзлота зафиксирована первым каротажем

29.08.79 г. (см. рис. 5) с поверхности до глубины 300 м. Снижение мощности мерзлоты в районах, близких к долине Лены, по сравнению с центральными районами Лено-Анабарского междуречья подтверждается и оценкой $h_p = 300$ м в скв. Говоровская-1 [Балобаев, 2005].

Указанные данные позволили предположить следующие значения глубины залегания нижней границы криолитозоны в местах бурения скважин: Усть-Оленекская-2370 и Дьяпальская-1 — $h_p = 300$ м, Чарчыкская-1 и Хастахская-1 — $h_p = 400$ м. Необходимо отметить, что изменение h_p на 50 м в ту или иную сторону может изменить значение геотермического градиента на $\pm 2—3\%$ (при увеличении h_p градиент возрастает и наоборот).

Результаты применения описанного выше метода оценки геотермического градиента (g) и теплового потока. Значения геотермического градиента определялись по термограммам или их интервалам, заканчивающимся на глубинах более 1000 м. В предыдущих разделах подготовлены все данные по четырем скважинам для определения геотермических градиентов, а затем и тепловых потоков. Сведения о скважинах, термограммах, а также результаты расчетов g приведены в табл. 3.

По скважине Усть-Оленекская-2370 выполнено 4 термокаротажа. Оценка градиента произведена по трем термограммам (2—4), записанным через 1—2 сут после бурения (см. рис. 3; табл. 3). Термограмма 2 записана после проходки самого длинного интервала скважины (~2000 м). Бурение привело к существенному нарушению температурного поля в скважине, о чем свидетельствует исчезновение мерзлоты. Следующий интервал (~270 м) пройден достаточно быстро. Записанная после окончания бурения термограмма 3 практически аналогична предыдущей. Следующий интервал 2700—3500 м бурился почти 4 мес., вероятно, с длительными остановками. Термокаротаж, выполненный после бурения, зафиксировал (термограмма 4) существенное восстановление температуры в стволе скважины,

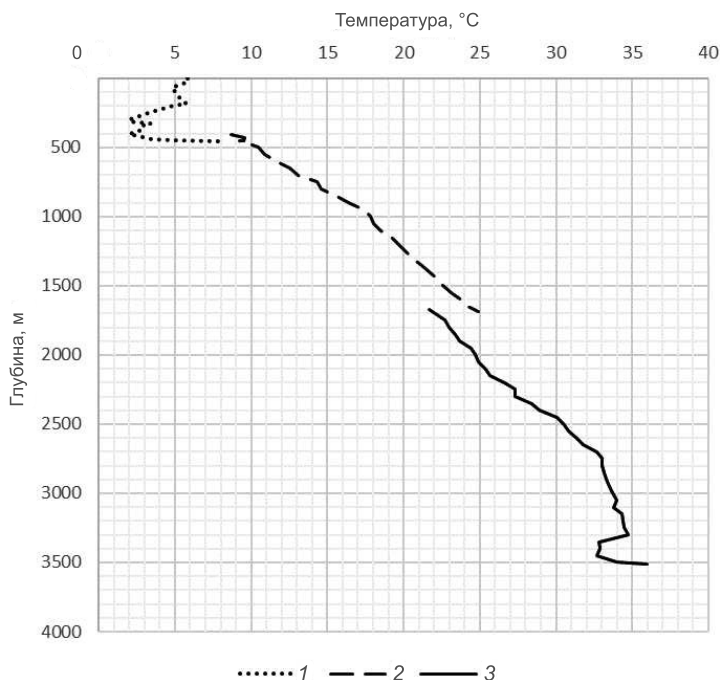
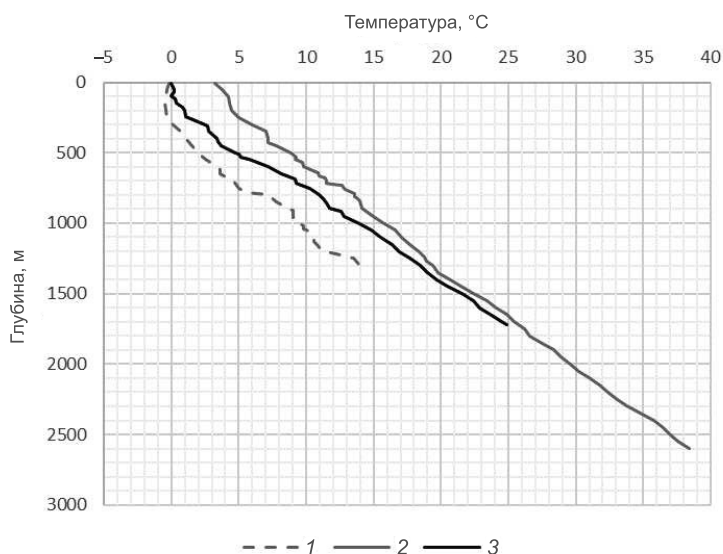


Рис. 4. Производственные термограммы по скв. Хастахская-930.

Запись после окончания бурения: 1 — 12.08.88 г., инт. 0—458 м; 2 — 08.11.88 г. через 1 сут, инт. 458—1693 м; 3 — 21.06.89 г. через 2 сут, инт. 1693—3509 м.

Рис. 5. Производственные термограммы по скв. Дьяппальская-1.

Запись после окончания бурения: 1 — 29.08.79 г., инт. 0—1323 м; 2 — 30.05.80 г., инт. 1320—2613 м; 3 — 08.09.80 г. через 4 сут, инт. 2613—3505 м, на рисунке только верхняя часть термограммы, нижняя часть утеряна.



что, в частности, привело к замерзанию пород в верхней части криолитозоны (0—150 м). Выполненные расчеты g показали, что по всем термограммам оценки градиента изменяются в пределах 25—27 мК/м. Среднее значение g составляет 26 мК/м. По этой скважине среднее значение $\lambda_w = 2.7$ Вт/(м·К) (см. табл. 1). В итоге средний тепловой поток по скв. Усть-Оленекская-2370 оценивается в 70 мВт/м².

Скважина Чарчкская-1 бурилась с многочисленными остановками. Термокаротажи выполнялись во время остановок и практически только в интервалах бурения с небольшими перекрытиями предыдущих. Поэтому распределение температуры по этой скважине выглядит как набор финальных частей термограмм (см. рис. 4; табл. 3). Подобное обстоятельство не препятствует применению используемой технологии. Соответственно, градиенты рассчитывались по всем термограммам (2—7),

Таблица 3. Результаты оценок геотермического градиента в скважинах Лено-Анабарского междуречья

№ термограммы	Время бурения	Интервал бурения, м	Дата термокаротажа	Интервал каротажа, м	h_p	$(h_z - h_p)$	$T_z, ^\circ\text{C}$	$g, \text{мК/м}$
					м			
скв. Усть-Оленекская-2370								
1	30.12.88—09.02.89	0—467	10.02.89	0—460	—	—	—	—
2	11.02—19.07.89	467—2450	20.07.89	10—2433	300	2133	54.0	25.0
3	20.07—16.08.89	2450—2702	17.08.89	0—2670	300	2370	62.0	26.0
4	17.08—11.12.89	2702—3494	13.12.89	10—3494	300	3194	87.0	27.0
							Среднее	26.0
скв. Чарчкская-1								
1	14.11—05.12.82	0—437	06.12.82	0—437	—	—	—	—
2	16.12.82—12.01.83	437—1280	13.01.83	10—1272	400	872	21.8	25.0
3	14.01—03.02.83	1280—1498	04.02.83	1000—1496	400	1096	27.5	25.0
4	03.02—13.04.83	1498—1910	15.04.83	1430—1845	400	1445	34.1	23.5
5	25.05—05.06.83	1910—2104	06.06.83	1810—2104	400	1704	40.3	23.6
6	06.06—13.07.83	2104—2858	15.07.83	2015—2855	400	2455	56.9	23.1
7	15.07—30.07.89	2858—3010	04.08.83	2750—3108	400	2708	59.5	22.0
							Среднее	24.0
скв. Хастанская-930								
1	10.07—12.08.88	0—458	12.08.88	10—450	—	—	—	—
2	18.09—07.11.88	450—1693	08.11.88	410—1690	400	1290	24.9	19.3
3	28.05—19.06.89	1693—3509	21.06.89	1670—3508	400	3108	35.5	11.6
							Среднее	15.5
скв. Дьяппальская-1								
1	28.07—29.08.79	0—1348	29.08.79	10—1323	300	1023	14.6	14.3
2	??—29.05.80	1348—2613	30.05.80	10—2600	300	2300	38.4	16.7
3	24.05—04.09.80	2613—3505	08.09.80	10—1720	—	—	—	—
							Среднее	15.5

Примечание: h_z — глубина забоя по термокаротажу, T_z — температура на забое, h_p — глубина расположения нижней границы криолитозоны, $g = T_z(h_z - h_p)$ — оценка геотермического градиента в интервале $h_z - h_p$.

начиная со второй, самой длинной. Расчеты показали, что значения g изменяются по отдельным термограммам от 23 до 25 мК/м. Средний градиент по этой скважине равен 24 мК/м. Среднее значение λ_w пород из этой скважины составляет 2.6 Вт/(м·К) (см. табл. 1). Соответственно, тепловой поток по скв. Чарчкская-1 оценивается в 62 мВт/м².

В скважине Хастахская-930 выполнено три термокаротажа. Геотермический градиент определялся по термограммам 2 и 3 (см. рис. 5; табл. 3). Проходка скважины проведена в целом быстро, однако бурению двух последних интервалов предшествовали длительные остановки (сначала 1 мес., затем почти 7 мес.). Термокаротажи выполнялись через 1—2 сут после окончания бурения. В обоих случаях зафиксированы термограммы с перегибами (изменениями градиента), что особенно заметно на глубине 2700 м. Ранее отмечалось, что примерно на этой же глубине (2632 м) скважина вскрыла контакт пород венда и рифея, которые существенно различаются по теплопроводности (см. табл. 1, 2). Величина градиента g по термограмме 2 оценивается в 19.3 мК/м, по другой — в 11.6 мК/м. Среднее значение градиента по двум термограммам составляет 15.5 мК/м. Средняя теплопроводность λ_w образцов пород по этой скважине равна 3.1 Вт/(м·К) (см. табл. 1). Тепловой поток по скв. Хастахская-930 оценивается в 48 мВт/м².

В скважине Дьяпальская-1 во время остановок выполнено три термокаротажа (см. табл. 3) через 1—4 сут после окончания бурения. За время первого этапа бурения в 1979 г. температура в скважине не успела существенно нарушиться. Об этом свидетельствует сохранение мерзлоты практически во всем 300-метровом интервале. Время бурения 2-го интервала до глубины 2613 м установить не удалось. Точно известно, что между термокаротажими 1 и 2 прошло 9 мес., в течение которых пробурено примерно 1300 м. Возможно, что бурение второго этапа происходило целиком в 1980 г. Термограмма 2 свидетельствует о существенном нарушении температурного поля в скважине, возможно, вследствие невысокой скорости бурения и длительных периодов циркуляции бурового раствора. Третье бурение до глубины 3505 м длилось более трех месяцев. В нашем распоряжении, к сожалению, имеется только верхняя часть термограммы (интервал 10—1720 м), которая свидетельствует о заметном восстановлении температурного поля в верхней части скважины (по сравнению с термограммой 2). Геотермический градиент g можно оценить только по двум первым термограммам. По термограмме 1 градиент оценивается в 14.3 мК/м, по термограмме 2 — 16.7 мК/м. Среднее значение g по двум термограммам равно 15.5 мК/м. Для определения теплового потока использовано среднее значение $\lambda_w = 2.4$ Вт/(м·К) (см. табл. 1). В результате тепловой поток по скв. Дьяпальская-1 оценивается в 37 мВт/м².

Итак, тепловой поток по четырем скважинам Лено-Анабарского междуречья изменяется от 70 до 37 мВт/м² (70 мВт/м² — скв. Усть-Оленекская-2370, 62 мВт/м² — скв. Чарчкская-1, 48 мВт/м² — скв. Хастахская-930 и 37 мВт/м² — скв. Дьяпальская-1). Среднее значение q в северной части Лено-Анабарского междуречья, по нашим оценкам, составляет 54 мВт/м². Полученные оценки q могут быть уточнены при получении более достоверных сведений о глубине расположения нулевой изотермы и о теплопроводности водонасыщенных пород.

Выше отмечалось, что термограммы, записанные сразу после бурения, могут сохранять значительную часть (остаточный градиент) стационарного геотермического градиента. Бурение скважин в Лено-Анабарском междуречье проходило в целом медленно, с неоднократными остановками, в сложной природной обстановке. Представляет интерес оценить соотношение между остаточным и стационарным градиентами в данной ситуации.

Оценка значений остаточного геотермического градиента. Остаточный градиент (G) оценивается непосредственно по интервалам термограмм. За стационарный градиент в данном случае принимаются значения g (см. табл. 3). Результаты расчетов приведены в табл. 4.

По скважине Усть-Оленекская-2370 градиенты G определены по трем термограммам. По термограммам 2 и 3 значения остаточного градиента G равны соответственно 18.9 и 20.2 мК/м, что составляет 76 и 78 % от значений g , равных 25 и 26 мК/м. Остаточный градиент, определенный по термограмме 4 ($G = 25.9$), практически равен значению $g = 27$ мК/м. Выполненные расчеты свидетельствуют о высоком уровне сохранности стационарного геотермического градиента во всех термограммах. Вероятно, это обусловлено тем, что бурение скв. Усть-Оленекская-2340, продолжавшееся порядка 10 мес., происходило с длительными остановками проходки и прекращениями циркуляции бурового раствора, приводившими к восстановлению температуры в скважине. По коротким термограммам скв. Чарчкская-1 остаточные градиенты не определялись. По скважине Хастахская-930 остаточный градиент, рассчитанный по термограммам 2 и 3, составляет порядка 63—69 % от g . По скважине Дьяпальская-1 остаточный градиент рассчитан по термограммам 1 и 2. По термограмме 1 градиенты G и g оказались равными (14.3 мК/м), т. е. первый этап бурения практически не нарушил распределение температуры в скважине. Об этом, как ранее отмечалось, свидетельствует и сохранение в разрезе мерзлого слоя. Остаточный градиент, рассчитанный по термограмме 2, записанной после долгого с остановками бурения второго интервала, оказался всего на 16 % меньше градиента g . Таким образом, выполненные расчеты показали,

Таблица 4. Результаты определения геотермического градиента стандартным методом (по интервалам термограмм)

№ термограммы	Интервал бурения, м	Дата термокаротажа	H , м	ΔH , м	ΔT , °C	G , мК/м	g , мК/м (см. табл. 3)	$(G/g) \cdot 100$, %
скв. Усть-Оленёкская-2370								
2	467—2450	20.07.89	500—2200	1700	32.2	18.9	25	76
3	2450—2702	17.08.89	500—2400	1900	38.4	20.2	26	78
4	2702—3494	13.12.89	500—3200	2700	70.0	25.9	27	96
скв. Хастакская-930								
2	450—1693	08.11.88	500—1690	1190	14.4	12.1	19.3	63
3	1693—3509	21.06.89	1700—3300	1600	12.6	7.9	11.4	69
скв. Дьяппальская-1								
1	0—1348	29.08.79	350—1323	973	13.9	14.3	14.3	100
2	1348—2613	30.05.80	350—2600	2250	31.4	14	16.7	84

Примечание. H и ΔH — интервал термограммы (и его мощность), в котором определяется остаточный градиент G ; ΔT — перепад температур на границах интервала H ; $G = \Delta T / \Delta H$ — остаточный геотермический градиент, мК/м; g — оценка «стационарного» геотермического градиента, мК/м.

что в двух скважинах (Усть-Оленекская-2370 и Дьяппальская-1) в термограммах, записанных сразу после бурения, сохранился высокий уровень остаточного градиента (80—100 % от стационарного градиента). Такие термограммы пригодны для оценки g обычным методом. И только в термограммах скв. Хастакская-930 остаточный градиент составляет 63—69 % от g . Вполне вероятно, что сохранение высоких значений остаточного градиента в термограммах, записанных сразу после окончания бурения, является следствием существовавших в 1980-е годы условий бурения в удаленных арктических районах Сибири.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В процессе исследований авторами выполнены измерения теплопроводности, пористости, проницаемости, объемной и минералогической плотности 65 воздушно-сухих образцов осадочных пород из керна шести глубоких скважин Лено-Анабарского междуречья (арктическая зона Сибирской платформы). Породы, собранные в коллекции, представлены плотными низкопористыми и практически непроницаемыми алевролитами, песчаниками и доломитами в основном палеозойского и докембрийского возраста. Теплопроводность сухих пород изменяется от 1.6 до 4.2 Вт/(м·К), среднее значение $\lambda_d = 2.4$ Вт/(м·К). Максимальной средней теплопроводностью (2.8 Вт/(м·К)) и плотностью (2.7—2.8 г/см³) характеризуются породы из докембрийских отложений. Установлено наличие корреляционных связей между теплопроводностью и пористостью ($\lambda_d = 2.79 - 0.076 \cdot \phi$), а также теплопроводностью и объемной плотностью ($\lambda_d = 6.25 \cdot \delta_v - 13.8$). Подобные корреляционные соотношения можно использовать для грубой оценки λ_d по значениям ϕ или δ_v (и наоборот), если непосредственные измерения того или иного параметра выполнить невозможно.

По ранее установленной корреляционной связи между λ_w , λ_c и ϕ [Попов и др., 2008; Дучков и др., 2021] оценены значения теплопроводности (λ_w) тех же образцов пород в случае их насыщения водой. Наличие сведений о теплопроводности пород из скважин позволяет поставить вопрос об оценке теплового потока в этом регионе. По четырем скважинам (Усть-Оленекская-2370, Чарчыкская-1, Хастакская-930 и Дьяппальская-1) были найдены производственные термограммы, записанные через 1—4 сут после остановки бурения. По этим термограммам оценивались средние значения геотермического градиента g по всему стволу (без учета локальных изменений градиента), используя два значения T , измеренных в верхней и нижней частях скважин: нулевая температура на нижней границе криолитозоны и температура на забое (T_z). Подобная методика обоснована исследованиями, показавшими, что T_z восстанавливается до стационарных значений за 1—2 сут после завершения бурения. По предложенной методике получены впервые для Лено-Анабарского междуречья оценки геотермического градиента и теплового потока по четырем скважинам (см. рис. 1; табл. 3). В этом регионе определения q ранее не выполнялись.

Оценить достоверность выполненных оценок теплового потока возможно, сравнив их с известной геотермической информацией по другим соседним регионам. Ранее в основном сотрудниками ИМЗ СО РАН были проведены измерения теплового потока по скважинам, пробуренным в Енисей-Хатангском прогибе, Анабарском массиве, в западной части Верхояно-Колымской складчатой области, т. е. западнее, южнее и восточнее Лено-Анабарского междуречья. По имеющимся немногочисленным данным,

В.Т. Балобаевым была построена карта теплового потока Сибирской платформы [Балобаев, 1991], которая свидетельствует о постепенном увеличении q от Анабарского массива, где поток снижается до 20 мВт/м² к побережью моря Лаптевых и долине Лены. Несколько изолиний теплового потока из этой карты (50, 40 и 30 мВт/м²) сравниваются на рис. 1 с полученными авторами новыми оценками q . Изолиния 50 мВт/м² проходит южнее побережья примерно через районы бурения скважин Чарчкская-1 и Хастакская-930, среднее значение q по которым составляет 54 мВт². Карта прогнозирует более высокий тепловой поток в устье р. Оленек, что нами и получено по скв. Усть-Оленекская-2370. Несколько заниженным по сравнению с прогнозным оказалась оценка q по скв. Дьяпальская-1. Представленные данные, на наш взгляд, свидетельствуют, что полученные оценки значений теплового потока в Лено-Анабарском междуречье вполне соответствуют имеющимся представлениям о распределении теплового потока на севере Сибирской платформы. Таким образом, показан успешный опыт оценок теплового потока по термограммам, записанным сразу после окончания бурения. Предложенный подход может быть использован и в других северных регионах Сибири (где развита мерзлота) для улучшения их геотермической изученности. Следует отметить, что изученные нами термограммы сохраняют высокий уровень остаточного градиента, что связано, возможно, с особенностями бурения в 1970—1980-х годах в северных труднодоступных регионах (медленные скорости бурения, частые и длительные остановки проходки и циркуляции бурового раствора).

Исследование выполнено по плану базовых научно-исследовательских работ ИНГТ им. А.А. Трофимука СО РАН (проекты Минобрнауки РФ FWZZ-2022-0019, FWZZ-2022-0008).

ЛИТЕРАТУРА

- Балобаев В.Т.** Геотермия мерзлой зоны литосферы севера Азии. Новосибирск, Наука, 1991, 194 с.
- Балобаев В.Т.** Новые аспекты в теории формирования ледового комплекса арктических низменностей // Материалы Третьей конференции геокриологов России. М., Изд-во Моск. ун-та, 2005, с. 138—145.
- Гаврильев Р.И., Железняк М.Н., Кириллин А.Р., Жижин В.И., Жирков А.Ф., Пазынич А.В.** Теплофизические свойства основных типов пород Эльконского горного массива // Криосфера Земли, 2013, т. XVII, № 3, с. 76—82.
- Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В., Усенко О.В.** Тепловое поле территории Украины. Киев, Знание Украины, 2002, 170 с.
- Губин Е.А., Конторович В.А.** К сейсмогеологической модели строения Анабаро-Оленекской зоны // Георесурсы, 2021, т. 23, № 1, с. 70—77.
- Дучков А.Д., Соколова Л.С., Родякин С.В., Черныш П.С.** Зависимость теплопроводности пород осадочного чехла Западно-Сибирской плиты от влажности и пористости // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (5—6), с. 991—1000.
- Дучков А.Д., Аюнов Д.Е., Соколова Л.С., Ян П.А.** Корреляционные связи между теплопроводностью, пористостью и проницаемостью мезозойских песчаников и алевролитов из южных районов Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика, 2021, т. 62 (12), с. 1727—1736.
- Железняк М.Н., Семенов В.П.** Геотемпературное поле и криолитозона Вилуйской синеклизы. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2020, 123 с.
- Конторович В.А., Конторович А.Э., Губин И.А., Зотеев А.М., Лапковский В.В., Малышев Н.А., Соловьев М.В., Фрадкин Г.С.** Структурно-тектоническая характеристика и модель геологического строения неопротерозойско-фанерозойских отложений Анабаро-Ленской зоны // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (8), с. 1253—1274.
- Кутас Р.И., Гордиенко В.В.** Тепловое поле Украины. Киев, Наук. думка, 1971, 140 с.
- Попов Ю.А., Семенов В.Г., Коростелев В.М., Берзин В.В.** Безконтактное определение теплопроводности горных пород с помощью подвижного источника тепла // Физика Земли, 1983, № 7, с. 86—93.
- Попов Ю.А., Ромушкевич Р.А., Попов Е.Ю.** Теплофизические исследования пород разреза Тюменской сверхглубокой скважины // Тюменская сверхглубокая скважина (интервал 0—7502 м). Пермь, КамНИИКИГС, 1996, с. 163—175.
- Попов Ю.А., Ромушкевич Р.А., Горобцов Д.Н., Коробков Д.А., Есипко О.А., Карасева Т.В., Сиротенко Л.В.** Тепловые свойства пород и тепловой поток в районе бурения сверхглубокой Ен-Яхинской скважины // Геология и разведка, 2008, № 2, с. 59—65.
- Попов Е.Ю., Попов Ю.А., Спасенных М.Ю., Калмыков Г.А., Стенин В.П.** Тепловые свойства пород баженской свиты // Нефтяное хозяйство, 2015, №10, с. 32—37.
- Сиденко П.Д.** Мерзлота и подземные воды Лено-Оленекского междуречья // Труды НИИГА, Л., 1959, т. 102, вып. 10, с. 173—179.
- Череменин Г.А.** Геотермия. Л., Недра, 1972, 272 с.