

ГЕОФИЗИКА

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ТЕПЛОМ ПОТОКЕ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

Л.С. Соколова, А.Д. Дучков

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

Получено 11 новых определений теплового потока ( $q$ ) в основном в южных районах Алтае-Саянской складчатой области (АССО), что позволило существенно уточнить его распределение в Горном Алтае. Тепловой поток изменяется от 33 до 90 мВт/м<sup>2</sup>. Аномально высокие значения, более 70 мВт/м<sup>2</sup>, зафиксированы на четырех участках. Глубинные процессы могут быть причиной аномалии только на участке Арыскан (Восточный Саян), где  $q = 77$  мВт/м<sup>2</sup>. В пределах мезозойских Белокурихинского и Калгутинского гранитных массивов аномально высокий поток (75—90 мВт/м<sup>2</sup>) обусловлен высокой генерацией радиогенного тепла в гранитах, составляющей 25—30 мВт/м<sup>2</sup>. В результате глубинный тепловой поток здесь оценивается в 50—60 мВт/м<sup>2</sup>. Этот вывод подтвержден и косвенным «гелиевым» методом, который в обоих случаях дал одинаковое значение потока 54 мВт/м<sup>2</sup>. На остальных участках  $q$  изменяется от 33 до 60 мВт/м<sup>2</sup>. Новые данные в целом подтверждают вывод о сравнительно низком тепловом потоке (среднее 45—50 мВт/м<sup>2</sup>) на большей части территории АССО. Геотермические данные свидетельствуют в пользу представления о «холодном» возникновении горных систем в Алтае-Саянской области (кроме юго-восточной части), вследствие, например, тангенциальных напряжений со стороны Индостана.

*Тепловой поток, термограммы, геотермический градиент, теплопроводность, радиогенный тепловой поток, «гелиевый» метод оценки теплового потока, Алтае-Саянская складчатая область.*

HEAT FLOW IN THE ALTAI-SAYAN AREA: NEW DATA

L.S. Sokolova and A.D. Duchkov

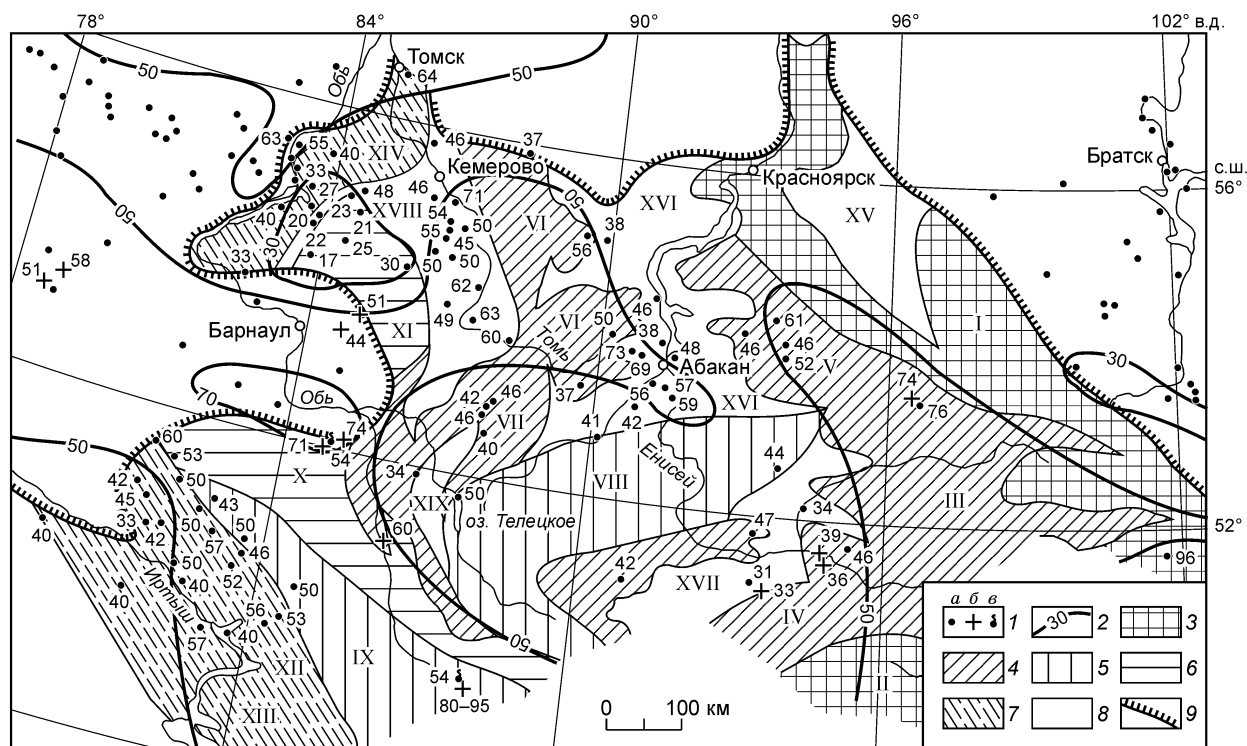
Eleven new estimates of heat flow ( $q$ ) from the southern Altai-Sayan Folded Area (ASFA) have provided update to the heat flow map of Gorny Altai. Measured heat flow in the area varies from 33 to 90 mW/m<sup>2</sup>, with abnormal values of  $>70$  mW/m<sup>2</sup> at four sites. The anomalies may have a deep source only at the Aryskaan site in the East Sayan ( $q = 77$  mW/m<sup>2</sup>), while high heat flows of 75–90 mW/m<sup>2</sup> obtained for the Mesozoic Belokurikha and Kalguty plutons appear rather to result from high radiogenic heat production in granite, which adds a 25–30 mW/m<sup>2</sup> radiogenic component to a deep component of 50–60 mW/m<sup>2</sup>. The latter value is consistent with heat flow estimates derived from helium isotope ratios (54 mW/m<sup>2</sup> in both plutons). Heat flow variations at other sites are in the range from 33 to 60 mW/m<sup>2</sup>. The new data support the earlier inferences of a generally low heat flow over most of ASFA (average of 45–50 mW/m<sup>2</sup>) and of a «cold» Cenozoic orogeny in the area (except for southeastern ASFA), possibly driven by shear stresses associated with India indentation into Eurasia.

*Heat flow, temperature log, thermal gradient, thermal conductivity, radiogenic heat flow, «helium» isotope ratio, Altai-Sayan Folded Area*

ВВЕДЕНИЕ

Внутриземной тепловой поток ( $q$ ) является важнейшей характеристикой энергетического состояния литосферы. Информация о его пространственном распределении используется для оценки температуры земных недр при тектоническом районировании и интерпретации региональных геофизических материалов. Алтае-Саянская складчатая область (АССО), сложенная в основном структурами каледонского и герцинского возрастов, сформировалась как горная страна в неоген-четвертичное время в результате неотектонической активизации [Мегакомплексы..., 1988]. Тепловой поток здесь определен примерно в 90 пунктах, в каждом из которых часто исследовалось несколько скважин. Определения потока выполнены авторами этой статьи с коллегами в 60—90-х годах прошлого столетия и охватывают практически все крупные структуры. Результаты систематизированы в работах [Каталог..., 1985; Тепловое поле..., 1987].

Пункты определения  $q$  распределены по территории АССО неравномерно, что хорошо видно на рис. 1. Наиболее детально изучена в геотермическом отношении западная часть региона (Томь-Колыван-



**Рис. 1. Карта теплового потока Алтае-Саянской складчатой области, по [Тепловое поле..., 1987] с изменениями и дополнениями.**

1 — пункты определения теплового потока ( $q$ ) и его значения,  $\text{мВт}/\text{м}^2$  ( $a$  — известные ранее определения  $q$ ,  $b$  — новые геотермические оценки  $q$ ,  $v$  — новые оценки  $q$  «гелиевым» методом); 2 — изолинии  $q$ ,  $\text{мВт}/\text{м}^2$ ; 3–7 — складчатые зоны: краевые поднятия фундамента Сибирской платформы (3); зоны салаирской (4), каледонской (5), раннегерцинской (6) и герцинской (7) складчатостей; 8 — герцинские краевые и межгорные прогибы; 9 — границы АССО. Тектонические структуры: I — Восточно-Саянский антиклинорий, II — Сангиленский массив, III — Восточно-Тувинский массив, IV — Восточный Танну-ола, V — Сисимо-Казырская зона Восточного Саяна, VI — Кузнецкий Алатау, VII — Горная Шория, VIII — Западный Саян, IX — Чарышско-Теректинская зона, X — Ануйско-Чуйская зона, XI — Салаирский кряж, XII — Рудный Алтай, XIII — Калбинская зона, XIV — Томь-Колыванская зона. Прогибы: XV — Рыбинский, XVI — Минусинский, XVII — Тувинский, XVIII — Кузнецкий.

ская зона, Салаир, Кузнецкий прогиб, Рудный Алтай) и Южно-Минусинский прогиб, где было пробурено много поисковых скважин. В меньшей степени изучены Восточный и Западный Саяны, южные районы АССО.

По имеющимся данным, АССО в целом характеризуется сравнительно низким и слабодифференцированным тепловым потоком, в среднем  $45(\pm 10) \text{ мВт}/\text{м}^2$ , который присущ областям с земной корой каледонского заложения [Тепловое поле..., 1987]. При определении приведенных в настоящем сообщении оценок теплового потока использованы разного качества измерения температуры ( $T$ ) в скважинах, а также измерения в лабораторных условиях коэффициента теплопроводности пород ( $\lambda$ ) и интенсивности генерации радиогенного тепла ( $A$ ) на образцах из керна некоторых скважин. Напомним, что тепловой поток ( $q$ ) рассчитывается по формуле:  $q = \lambda \cdot g$ , где  $g$  — значение геотермического градиента. Основные сведения о скважинах и геотермических параметрах приведены в табл. 1. Расположение пунктов определения теплового потока показано на рис. 1. В пределах Восточного Саяна выполнена одна новая оценка  $q$ , в Тувинском регионе — 3, в Горном Алтае — 4 и в пределах южной окраины Западно-Сибирской плиты, граничащей с АССО на северо-западе, — 4 оценки. Последние интересны для уточнения распределения теплового потока на территории, непосредственно прилегающей к АССО.

Часть измерений температуры в скважинах Горного Алтая и Тувы выполнена авторами лично или совместно с сотрудниками ТувИКОПР СО РАН. Термокаротаж на участках Искровский и Калгуты проведен геофизиками ПГО «Березовгеология», а в Западной Сибири — сотрудниками Верх-Катунской гидрогеологической партии. Теплопроводность образцов горных пород изучена авторами. Содержания в образцах радиоактивных элементов, по которым в дальнейшем оценивались значения  $A$ , измерялись в ИГ ОИГГМ СО РАН (аналитик А.С. Степин).

Сначала обсудим информацию о теплопроводности и интенсивности генерации радиогенного тепла.

Таблица 1. Новые оценки теплового потока на территории Алтае-Саянской области и в приграничных районах Западно-Сибирской плиты

| № п/п                             | Участок, скважина     | Координаты |        | Высота скважин до измерений $T$ | Интервал по глубине, м | Порода, возраст                                   | $g$ , мК/м | Измеренный $q$ , мВт/м <sup>2</sup> |       |         |         |  |      |    |        |        |   |      |    |     |        |   |      |    |
|-----------------------------------|-----------------------|------------|--------|---------------------------------|------------------------|---|------------|-------------------------------------|-------|---------|---------|--|------|----|--------|--------|---|------|----|-----|--------|---|------|----|
|                                   |                       | с.ш.       | в.д.   |                                 |                        |   |            | по скв.                             | сред. |         |         |  |      |    |        |        |   |      |    |     |        |   |      |    |
| <b>Восточный Саян</b>             |                       |            |        |                                 |                        |   |            |                                     |       |         |         |  |      |    |        |        |   |      |    |     |        |   |      |    |
| 1                                 | Арыскан               | 53°41'     | 96°28' | ?                               | 90—120                 | Мелкозернистые гнейсовидные граниты               | 23         | 80                                  | 77    |         |         |  |      |    |        |        |   |      |    |     |        |   |      |    |
|                                   | 6                     |            |        |                                 |                        |   |            |                                     |       | ?       | 160—250 | »  | 21.3 | 74 |        |        |   |      |    |     |        |   |      |    |
|                                   | 7                     |            |        |                                 |                        |   |            |                                     |       |         |         |  |      |    |        |        |   |      |    |     |        |   |      |    |
| <b>Тувинский прогиб</b>           |                       |            |        |                                 |                        |   |            |                                     |       |         |         |  |      |    |        |        |   |      |    |     |        |   |      |    |
| 2                                 | Кызыльский Н-1        | 51°35'     | 94°43' | 7 мес.                          | 100—380                | Песчаники, алевролиты, угли, J <sub>2</sub>       | 23.1       | 42                                  | —     |         |         |  |      |    |        |        |   |      |    |     |        |   |      |    |
|                                   | 1196                  |            |        |                                 |                        |   |            |                                     |       | 10 мес. | 220—420 | »  | 21.8 | 39 |        |        |   |      |    |     |        |   |      |    |
|                                   | 1116                  |            |        |                                 |                        |   |            |                                     |       |         |         |  |      |    | 1 мес. | 80—110 | » | 21.7 | 40 |     |        |   |      |    |
|                                   |                       |            |        |                                 |                        |   |            |                                     |       |         |         |  |      |    |        |        |   |      |    |     |        |   |      |    |
| <b>Хребет Восточный Танну-ола</b> |                       |            |        |                                 |                        |   |            |                                     |       |         |         |  |      |    |        |        |   |      |    |     |        |   |      |    |
| 3                                 | Хову-Аксы             | 51°07'     | 93°43' | 16 мес.                         | 380—710                | Скарны, С – О                                     | 13.3       | 33                                  | 33    |         |         |  |      |    |        |        |   |      |    |     |        |   |      |    |
|                                   | 1417                  |            |        |                                 |                        |   |            |                                     |       | 6 мес.  | 300—600 | Скарны, скарнированные алевролиты, С – О | 13.6 | 33 |        |        |   |      |    |     |        |   |      |    |
|                                   | 1315                  |            |        |                                 |                        |   |            |                                     |       |         |         |  |      |    |        |        |   |      |    |     |        |   |      |    |
| 4                                 | Чедер, 1686           | 51°30'     | 94°51' | >12 мес.                        | 40—120                 | Граниты, С – О                                    | 16         | 37                                  | 37    |         |         |  |      |    |        |        |   |      |    |     |        |   |      |    |
| <b>Горный Алтай</b>               |                       |            |        |                                 |                        |   |            |                                     |       |         |         |  |      |    |        |        |   |      |    |     |        |   |      |    |
| 5                                 | Искровский            | 51°57'     | 84°57' | 16 ч                            | 50—400                 | Граниты, МZ                                       | 26.5       | 79                                  | 74    |         |         |  |      |    |        |        |   |      |    |     |        |   |      |    |
|                                   | 1                     |            |        |                                 |                        |   |            |                                     |       | 3 сут   | 50—340  | »  | 24.6 | 74 |        |        |   |      |    |     |        |   |      |    |
|                                   | 19                    |            |        |                                 |                        |   |            |                                     |       |         |         |  |      |    | 3 ч    | 50—350 | » | 25.0 | 75 |     |        |   |      |    |
|                                   | 40                    |            |        |                                 |                        |   |            |                                     |       |         |         |  |      |    |        |        |   |      |    | 6 ч | 50—500 | » | 22.9 | 69 |
|                                   | 42                    |            |        |                                 |                        |   |            |                                     |       |         |         |  |      |    |        |        |   |      |    |     |        |   |      |    |
| 6                                 | Точильное, 154        | 52°10'     | 85°03' | >3 г.                           | 60—76                  | Граниты, МZ                                       | 25.0       | 75                                  | 75    |         |         |  |      |    |        |        |   |      |    |     |        |   |      |    |
| 7                                 | Катунский, 7          | 51°02'     | 86°14' | 2 мес.                          | 80—155                 | Кварциты, диабазовые порфириды, алевролиты, С – О | 16         | 60                                  | 60    |         |         |  |      |    |        |        |   |      |    |     |        |   |      |    |
| 8                                 | Калгутинский, 3, 4, 6 | 49°24'     | 88°08' | ?                               | До 300 м               | Кварцевые порфиры, D                              | 25—30      |                                     | 80—95 |         |         |  |      |    |        |        |   |      |    |     |        |   |      |    |
| <b>Западно-Сибирская плита</b>    |                       |            |        |                                 |                        |   |            |                                     |       |         |         |  |      |    |        |        |   |      |    |     |        |   |      |    |
| 9                                 | Верх-Жилино, 26       | 53°29'     | 84°39' | >1 г.                           | 60—140                 | Глины, пески, N—P                                 | 20         | 40—44                               | 40—44 |         |         |  |      |    |        |        |   |      |    |     |        |   |      |    |
| 10                                | Заринск, 1a           | 53°43'     | 84°57' | >1 г.                           | 36—54                  | Глинистый сланец, PZ                              | 17         | 51                                  | 51    |         |         |  |      |    |        |        |   |      |    |     |        |   |      |    |
| 11                                | Славгород, 236        | 53°00'     | 78°39' | ?                               | 100—700                | Глины, пески, алевролиты, N—K                     | 25,5       | 51                                  | 51    |         |         |  |      |    |        |        |   |      |    |     |        |   |      |    |
| 12                                | Шумановка, 262        | 53°16'     | 78°55' | >6 мес.                         | 50—550                 | Глины, пески, алевролиты, N—P                     | 29         | 58                                  | 58    |         |         |  |      |    |        |        |   |      |    |     |        |   |      |    |

### ТЕПЛОПРОВОДНОСТЬ ПОРОД

Для измерения коэффициента теплопроводности нами использовался «тепловой компаратор», разработанный А.Н. Калининым в Сибирском НИИ метрологии [Калинин и др., 1983]. С его помощью измерена теплопроводность более 60 образцов из скважин ряда участков Тувинского прогиба и Горного Алтая. Изученная коллекция представлена осадочными, метаморфическими и магматическими породами. Результаты с указанием типа породы, а также места и глубины отбора образца приведены в табл. 2. Измерения  $\lambda$  осадочных пород Кызыльского участка проводились дважды, на сухих и водонасыщенных образцах. Теплопроводность последних (табл. 2) оказалась на 20—30 % больше, чем у сухих. Насыщение водой плотных магматических и метаморфических пород перед измерениями не проводилось.

Самую низкую теплопроводность имеют осадочные породы — песчаники, алевролиты, аргиллиты мезозойского возраста (кызыльский участок). У первых двух групп  $\lambda$  различаются незначительно, составляя в среднем 2.2 и 1.9 Вт/(м·К) соответственно. Низкой теплопроводностью, равной 1.6 Вт/(м·К), выделяется лишь образец углистого песчаника, что вызвано присутствием в образце угля,  $\lambda$  которого на

Таблица 2. Результаты измерения коэффициента теплопроводности ( $\lambda$ ) образцов из керна скважин ряда участков Тувинского прогиба и Горного Алтая

| Номер скважины                                      | Глубина отбора, м | Тип породы                                 | $\lambda$ , Вт/(м·К) |
|---|-------------------|--|----------------------|
| <b>Кызыльский участок (J)</b>                       |                   |  |                      |
| 1196  | 100               | Песчаник серый, тонкозернистый             | 2.2                  |
| »   | 200               | Песчаник кварц-полевошпатовый              | 2.9                  |
| 48  | 10-20             | Песчаник желтый, среднезернистый           | 2.5                  |
| »   | 40                | Алевролит полосчатый                       | 1.9                  |
| »   | 100               | Алевролит                                  | 2.1                  |
| »   | 120               | Песчаник полимиктовый                      | 2.0                  |
| »   | 160               | Песчаник среднезернистый                   | 2.1                  |
| »   | 200               | Алевролит                                  | 1.9                  |
|   |                   |  | Среднее 2.1          |
| <b>Скважины угольного месторождения Элегест (J)</b> |                   |  |                      |
|   | 110               | Песчаник среднезернистый, с прослоями угля | 1.6                  |
|   | 206.6             | Аргиллит черный                            | 1.3                  |
|   | 250.8             | »  | 1.3                  |
|   | 359.3             | Конгломерат                                | 2.7                  |
|   | 376.6             | »  | 2.6                  |
| <b>Участок Хову-Аксы (Є – O)</b>                    |                   |  |                      |
| 1417  | 50                | Алевролит слоистый                         | 1.6                  |
| »   | 255               | Кварцит трещиноватый                       | 2.0                  |
| »   | 400               | Скарн пироксеновый                         | 2.7                  |
| »   | 500               | »  | 2.8                  |
| »   | 570               | Скарн полиминеральный                      | 2.3                  |
| »   | 705               | Скарн пироксеновый                         | 2.3                  |
|   |                   |  | Среднее 2.3          |
| <b>Искровский участок</b>                           |                   |  |                      |
| 4   | 450               | Граниты порфиroidные, MZ                   | 2.7                  |
| 5   | 180               | »  | 3.3                  |
| »   | 450               | »  | 3.3                  |
| 20  | 280               | »  | 2.9                  |
| 24  | 50                | »  | 3.3                  |
| »   | 170               | »  | 3.4                  |
| »   | 180               | »  | 3.0                  |
| 26  | 45                | »  | 3.0                  |
| »   | 500               | »  | 2.5                  |
| 32  | 310               | »  | 2.7                  |
| »   | 370               | »  | 3.4                  |
| 38  | 116               | »  | 2.9                  |
| 43  | 386               | »  | 3.0                  |
| 44  | 650               | »  | 2.9                  |
| »   | 700               | »  | 3.0                  |
| 45  | 400               | »  | 2.9                  |
|   |                   |  | Среднее 3.0          |
| <b>Участок Катунский (Є – O)</b>                    |                   |  |                      |
| 7   | 70                | Аргиллит темно-серый                       | 2.9                  |
| »   | 80                | »  | 3.1                  |
| »   | 89                | »  | 2.9                  |
| »   | 93                | Кварцит                                    | 4.4                  |
| »   | 110               | »  | 4.4                  |
| »   | 117               | Порфирит диабазовый                        | 4.5                  |
| »   | 126               | »  | 4.8                  |
| »   | 164               | Сланец                                     | 3.5                  |

| Номер скважины                  | Глубина отбора, м | Тип породы                                 | $\lambda$ , Вт/(м·К) |
|---------------------------------|-------------------|--|----------------------|
| »                               | 164-182           | »  | 3.0                  |
| 2                               | 24                | Доломит темно-серый, битуминозный          | 2.5                  |
| »                               | 43                | »  | 2.9                  |
| »                               | 53.5              | »  | 2.9                  |
| »                               | 60                | Доломит                                    | 4.3                  |
| <b>Участок Калгутинский (D)</b> |                   |  |                      |
| 1                               | 20                | Порфиры трахириолитовые и трахилипаритовые | 3.1                  |
| »                               | 50                | »  | 3.2                  |
| »                               | 100               | »  | 3.4                  |
| »                               | 154               | »  | 2.9                  |
| »                               | 203               | »  | 2.8                  |
| »                               | 254               | »  | 3.2                  |
| 2                               | 199               | »  | 3.3                  |
| »                               | 256.5             | »  | 3.7                  |
| 4                               | 57                | »  | 2.2                  |
| »                               | 122               | »  | 2.8                  |
| »                               | 160               | »  | 4.3                  |
| »                               | 200               | »  | 3.7                  |
| »                               | 255               | »  | 3.5                  |
| 8                               | 50                | »  | 3.3                  |
| »                               | 100               | »  | 3.8                  |
| »                               | 143               | »  | 2.8                  |
|                                 |                   |  | Среднее 3.2          |

Примечание. Аппаратурная погрешность «теплового компаратора» составляет  $\pm 5\%$ . Точность измерения значения  $\lambda$  образца составляет  $\pm 10\%$ .

порядок ниже, в среднем 0.2 Вт/(м·К) [Тепловое поле..., 1987]. Еще ниже теплопроводность, в среднем 1.3 Вт/(м·К), у насыщенных органикой юрских аргиллитов. В то же время метаморфизованные, плотные кембрийские аргиллиты (Катунский участок) показывают очень высокую теплопроводность для этого типа пород, (2.9—3.1) Вт/(м·К). Аномально высокие значения  $\lambda$  характерны и для остальных типов пород из скважин Катунского участка. Наиболее высока теплопроводность диабазовых порфиритов, в среднем 4.6 Вт/(м·К), кварцитов — 4.4 Вт/(м·К) и доломитов — до 4.3 Вт/(м·К). Магматические и метаморфические породы других участков характеризуются меньшей теплопроводностью. Так  $\lambda$  Белокурихинских гранитов составляет в среднем 3.0 Вт/(м·К), ордовикские скарны Восточного Танну-ола — 2.6 Вт/(м·К), девонские кварцевые порфиры, перекрывающие Калгутинский гранитный массив, — 3.2 Вт/(м·К).

Сопоставление данных табл. 2 с уже опубликованными [Соколова и др., 1973; Дучков, Соколова, 1974а; Тепловое поле..., 1987] свидетельствует, что коэффициенты теплопроводности каждого типа пород (интервалы изменения, средние значения) и нашей коллекции, и всей АССО в целом совпадают, хотя имеются и исключения. Таким образом, при отсутствии образцов керна из исследуемых скважин вполне допустимо использование уже имеющихся опубликованных данных

### ИНТЕНСИВНОСТЬ РАДИОГЕННОЙ ТЕПЛОГЕНЕРАЦИИ

Установлено, что значительную часть поверхностного теплового потока (50—70 % по разным оценкам) создает радиогенное тепло, образующееся при распаде рассеянных в слоях земной коры долгоживущих естественных радиоактивных элементов (ЕРЭ). Неравномерное распределение основных радиоактивных элементов (U, Th, K) в приповерхностных геологических комплексах может быть причиной вариаций теплового потока. Поскольку гранитам характерна относительно высокая и изменчивая радиоактивность, был выполнен анализ концентраций ЕРЭ в образцах гранитов Белокурихинского батолита (16 образцов) и кварцевых порфиров, перекрывающих Калгутинский гранитный массив (15 образцов). Полученные сведения о содержании в породах урана, тория и калия приведены в табл. 3. Данные о концентрации ЕРЭ в разных горных породах и их вертикальном распределении позволяют оценить

Таблица 3. Результаты измерения содержания естественных радиоактивных элементов (ЕРЭ) и расчета интенсивности генерации радиогенного тепла ( $A$ ) в образцах из керна скважин Горного Алтая

| Номер скважины  | Глубина отбора, м | Содержания ЕРЭ       |      |                      | $A$ , мкВт/м <sup>3</sup> |
|---|-------------------|----------------------|------|----------------------|---------------------------|
|   |                   | U                    | Th   | K                    |                           |
|   |                   | 10 <sup>-6</sup> г/г |      | 10 <sup>-2</sup> г/г |                           |
| <b>Участок Искровский, граниты порфиоровидные (MZ)</b>                      |                   |                      |      |                      |                           |
| 4   | 450               | 4.9                  | 16.5 | 3.78                 | 2.72                      |
| 5   | 180               | 14.3                 | 19.2 | 4.09                 | 5.31                      |
| »   | 450               | 12.4                 | 19.6 | 4.09                 | 4.86                      |
| 20  | 280               | 12.9                 | 33.0 | 4.14                 | 5.91                      |
| 24  | 50                | 2.7                  | 16.6 | 4.36                 | 2.23                      |
| »   | 170               | 18.4                 | 16.8 | 3.95                 | 6.17                      |
| »   | 180               | 15.8                 | 17.2 | 4.12                 | 5.55                      |
| 26  | 45                | 2.0                  | 18.6 | 4.18                 | 2.18                      |
| »   | 500               | 7.7                  | 23.4 | 4.84                 | 4.00                      |
| 32  | 310               | 5.8                  | 24.8 | 4.08                 | 3.55                      |
| »   | 370               | 40.3                 | 32.4 | 3.69                 | 12.74                     |
| 38  | 116               | 22.1                 | 30.5 | 3.91                 | 8.04                      |
| 43  | 386               | 20.8                 | 37.7 | 4.28                 | 8.24                      |
| 44  | 650               | 13.4                 | 18.3 | 4.28                 | 5.04                      |
| »   | 700               | 18.8                 | 20.5 | 4.18                 | 6.54                      |
| 45  | 400               | 11.9                 | 32.1 | 3.3                  | 5.51                      |
|   |                   |                      |      |                      | Среднее 5.54              |
| <b>Участок Калгутинский. порфиры трахириолитовые и трахилипаритовые (D)</b> |                   |                      |      |                      |                           |
| 1   | 20                | 2.1                  | 9.1  | 3.26                 | 1.51                      |
| »   | 50                | 2.7                  | 10.3 | 3.46                 | 1.78                      |
| »   | 100               | 2.8                  | 12.9 | 3.30                 | 1.97                      |
| »   | 154               | 3.5                  | 18.3 | 5.08                 | 2.71                      |
| »   | 203               | 3.0                  | 13.2 | 3.82                 | 2.10                      |
| »   | 254               | 2.1                  | 20.0 | 0.51                 | 0.74                      |
| 2   | 199               | 2.9                  | 13.4 | 3.94                 | 2.10                      |
| »   | 256.5             | 3.3                  | 13.8 | 3.11                 | 2.15                      |
| 4   | 57                | 3.4                  | 14.8 | 3.64                 | 2.30                      |
| »   | 122               | 4.0                  | 13.2 | 3.25                 | 2.30                      |
| »   | 160               | 2.8                  | 11.7 | 2.33                 | 1.79                      |
| »   | 200               | 2.5                  | 18.3 | 3.73                 | 2.32                      |
| »   | 255               | 3.0                  | 10.9 | 4.10                 | 1.96                      |
| 8   | 50                | 3.2                  | 14.3 | 5.13                 | 2.35                      |
| »   | 100               | 3.7                  | 13.9 | 3.95                 | 2.34                      |
| »   | 143               | 3.9                  | 14.0 | 4.02                 | 2.41                      |
|   |                   |                      |      |                      | Среднее 2.05              |

Примечание. При расчете  $A$  принята средняя плотность белокурихинских гранитов и калгутинских кварцевых порфиров 2.6 и 2.7 г/см<sup>3</sup> соответственно. Точность оценки значений  $A$  составляет  $\pm 10\%$ .

теплогенерацию не только в конкретной породе, но и в комплексах пород или в отдельных горизонтах земной коры.

Интенсивность генерации радиогенного тепла в единичном объеме породы ( $A$ , Вт/м<sup>3</sup>) может быть вычислена по общеизвестной формуле [Дучков, Соколова, 1974а; Пузанков и др., 1989]:

$$A = \rho \cdot (9.71 \cdot 10^{-8} \cdot U + 2.64 \cdot 10^{-8} \cdot Th + 3.58 \cdot 10^{-12} \cdot K),$$

где  $\rho$  — плотность породы, г/м<sup>3</sup>;  $U$ ,  $Th$  и  $K$  — концентрации обозначенных радиоактивных элементов, г/г. При расчетах нами приняты плотности: для белокурихинских гранитов — 2.6 г/см<sup>3</sup>, для калгутинских порфиров — 2.7 г/см<sup>3</sup>.

Согласно табл. 3, интенсивность генерации радиогенного тепла в гранитах Белокурихинского батолита составляет в среднем 5.54 мкВт/м<sup>3</sup>. В калгутинских порфирах она намного меньше, в среднем 2.0 мкВт/м<sup>3</sup>, тогда как у гранитов, согласно работе [Пузанков и др., 1989],  $A$  составляет по разным оценкам

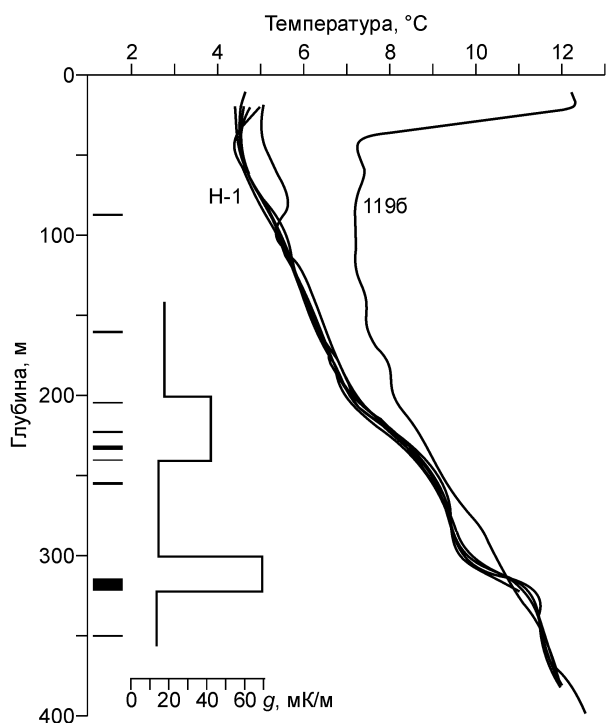
( $18.83—26.15$ )  $\cdot 10^{-13}$  Вт/г или ( $5.0—6.8$ ) мкВт/м<sup>3</sup> (при  $\rho = 2,6$  г/см<sup>3</sup>). В среднем для калгутинских гранитов можно принять значение  $A = 6.0$  мкВт/м<sup>3</sup>. Таким образом, оба гранитных батолита раннемезозойского возраста характеризуются практически одинаковыми высокими значениями  $A$ , в 5—6 раз превышающими среднюю интенсивность генерации радиогенного тепла в верхней части консолидированной земной коры Алтае-Саянской складчатой области, которая оценивается в  $1.11$  мкВт/м<sup>3</sup> [Пузанков и др., 1989]. Из цитируемой работы также следует, что аналогичные аномальные значения  $A$  характерны и для других раннемезозойских гранитных массивов АССО.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ В СКВАЖИНАХ ПО УЧАСТКАМ

**Восточный Саян, Участок Арыскан.** Этот участок расположен в Сисимо-Казырской зоне Восточного Саяна, в пределах редкометалльного месторождения Арыскан. Измерения температуры проведены здесь в двух скважинах глубиной 130 и 250 м (см. табл. 1). Получены сложные термограммы, что может быть связано с недостаточной выстойкой скважин, низким уровнем подземных вод, глубоким охлаждением пород с поверхности (измерения проводились зимой). С учетом описанных условий для определения геотермического градиента выбраны записи  $T$  в интервалах 90—120 м по скв. 6, и 160—250 м по скв. 7, где градиент составляет 23 мК/м. Обе скважины в указанных интервалах прошли по серым мелкозернистым гранитам. К сожалению, керновым материалом из скважин участка мы не располагали. Поэтому при оценке теплового потока пришлось воспользоваться данными о теплопроводности пород ранее изученного участка Ак-Суг [Тепловое поле..., 1987], расположенного на 10 км восточнее. По измерениям на 30 образцах плагиогранитов и тоналитов этого участка среднее значение  $\lambda$  составляет 3.5 Вт/(м·К). Соответственно тепловой поток по скважинам 6 и 7 оценивается в 80 и 74 мВт/м<sup>2</sup>, а среднее  $q$  для участка Арыскан — 77 мВт/м<sup>2</sup>. Эта оценка совпадает с полученной ранее для участка Ак-Суг, где  $q = 75$  мВт/м<sup>2</sup> [Тепловое поле..., 1987]. Таким образом, новые данные подтвердили наличие положительной аномалии теплового потока в южной части Сисимо-Казырской зоны Восточного Саяна. Скорее всего, эта аномалия вызвана глубинными источниками тепла, так как интенсивность генерации радиогенного тепла в плагиогранитах участка Ак-Суг составляет 0.732 мкВт/м<sup>3</sup>, т.е. меньше фонового значения  $A$  для АССО [Пузанков и др., 1989].

**Тувинская котловина, участок Кызыльский.** Более благоприятны условия для оценки  $q$  на участках в Тувинском прогибе, где гидрогеологическая обстановка спокойнее и рельеф достаточно гладкий. Участок Кызыльский расположен в центральной части Тувинского прогиба, юго-восточнее г. Кызыл. Температурные измерения здесь выполнены в пяти скважинах Улуг-Хемского угольного месторождения. Пригодными для оценки  $q$  оказались термограммы по скважинам Н-1, 1196 и 1116, сведения о которых приведены в табл. 1.

Наиболее интересен материал по скв. Н-1 (Каа-Хемский угольный разрез), в которой температура измерялась 10 раз в течение 1990—1991 гг. в разные времена года (последнее измерение проведено через 7—8 месяцев после окончания бурения). Семь наиболее достоверных термограмм приведены на рис. 2. Можно видеть, что в верхнем 100-метровом слое разброс  $T$  велик. Это вызвано влиянием годовых вариаций температуры на поверхности. Ниже термограммы собираются в плотный пучок, отражающий особенности геологического разреза, представленного неритмичным переслаиванием песчаников и алевролитов, часто углистых. Присутствуют также пропластки и пласты угля, иногда толщиной до нескольких метров, причем углистость увеличивается вниз по разрезу. На рис. 2 схематически указано положение в разрезе наиболее мощных скоплений угля. Поскольку теплопроводность углей



**Рис. 2. Кызыльский участок. Термограммы и график геотермического градиента по скв. Н-1, термограмма по скв. 1196.**

Слева показано расположение пластов угля в разрезе скв. Н-1, остальная часть разреза (как и разрез по скв. 1196) сложена песчано-глинистыми породами юрского возраста.

примерно на порядок меньше, чем вмещающих их песчаников и алевролитов, ступеньки на пучке термограмм (увеличение геотермического градиента до 45—72 мК/м) безусловно связаны с наличием в разрезе прослоев угля. Средневзвешенный геотермический градиент в интервале 100—380 м по скв. Н-1 составил 23.1 мК/м.

Вторая глубокая скв. 1196 находится юго-западнее скв. Н-1, примерно в 18 км, ее термограмма также приведена на рис. 2. Геологический разрез здесь, как и в третьей скв. 1116, представлен нерегулярным чередованием песчаников и алевролитов, встречаются тонкие прослойки каменного угля. Угля в этих разрезах значительно меньше, чем в скв. Н-1. Температурное поле верхней части разреза, вскрытого скв. 1196, нарушено циркуляцией подземных вод. Поэтому значение  $g$  рассчитывалось в интервале 220—420 м, где его среднее значение составляет 21.8 мК/м.

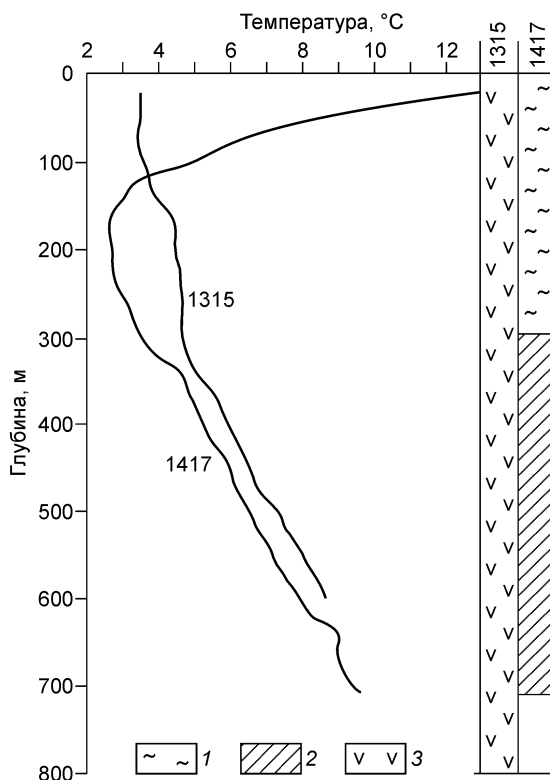
Скв. 1116 расположена между двумя предыдущими. Она неглубокая и меньше высталавалась до проведения термокаротажа. Геотермический градиент в интервале 80—110 м составляет 21.7 мК/м.

Для оценки теплопроводности разреза использованы результаты измерения  $\lambda$  тринадцати образцов песчаников, алевролитов и аргиллитов, отобранных из скв. 1196 и других, расположенных в непосредственной близости (см. табл. 2). По этим данным, средние значения  $\lambda$  составляют для песчаников 2.1 Вт/(м·К), для алевролитов — 1.9, а для углистого аргиллита и конгломерата соответственно 1.3 и 2.6 Вт/(м·К). Для встречающихся в разрезе скв. Н-1 углистых алевролитов принято  $\lambda = 1.3$  Вт/(м·К), как и для углистых аргиллитов, а для песчаников с массой растительных остатков взято  $\lambda = 1.6$  Вт/(м·К) по аналогии с песчаником с прослоями углей. Теплопроводность же самих углей принята равной 0.2 Вт/(м·К) [Тепловое поле..., 1987]. По этим данным с учетом геологических разрезов скважин было рассчитано средневзвешенное значение теплопроводности в интервалах определения геотермических градиентов. Для скважин 1196 и 1116 оно составило 2.0 Вт/(м·К), а для скв. Н-1 — 1.9 Вт/(м·К).

Соответственно, тепловой поток по скважинам Н-1, 1196 и 1116 оказался практически одинаковым и равным 44 мВт/м<sup>2</sup>. Все скважины составляют профиль длиной 18 км, ориентированный вдоль долины р. Енисей. На протяжении профиля тепловой поток практически не изменяется, составляя в среднем 44 мВт/м<sup>2</sup>. Ранее было получено близкое значение  $q = 46$  мВт/м<sup>2</sup> на участке Тардан, на границе Тувинской котловины с хр. Академик Обручев [Тепловое поле..., 1987].

**Хребет Восточный Танну-ола, участки Хову-Аксы и Чедер.** Участок Хову-Аксы расположен в западной части хр. Восточный Танну-ола, который отделяет Тувинскую котловину от Западной Тувы. Буровые работы здесь проводились при разведке Хову-Аксинского кобальт-никелево-медного месторождения, а первые геотермические измерения выполнены в 1972 г. [Дучков, Соколова, 1974б] в трех скважинах глубиной до 450 м. Тогда было получено аномально низкое значение теплового потока, 31 мВт/м<sup>2</sup>.

Новые измерения температуры на участке проведены через 20 лет в двух более глубоких скважинах (см. табл. 1). Термограммы и геологические колонки показаны на рис. 3. Скважины пройдены в скарнированных алевролитах силурийского возраста и полиминеральных скарнах. В верхних частях разрезов до глубины 300—350 м зафиксированы достаточно мощные зоны интенсивного дробления и трещиноватости, по которым возможно активное движение подземных вод. На наш взгляд, именно это является основной причиной температурных аномалий, полностью нарушающих стационарное температурное поле в указанном интервале. Глубже встречаются лишь локальные зоны трещиноватости, фиксирующиеся локальными температурными аномалиями (например, в скв. 1417 — на глубинах 440—450 и 530—560 м; в скв. 1315 — на глубине 470—490 м и др.), которые, однако, не искажают глубинный тепловой поток. По изложенным выше причинам геотермический градиент рассчитан по скв. 1417 в интервале



**Рис. 3. Термограммы и геологические разрезы по скважинам участка Хову-Аксы.**

1 — сканированные алевролиты, 2 — скарны, 3 — переслаивание скарнов и скарнированных алевролитов. Цифры — номера скважин.



380—700 м (геологический разрез здесь представлен только скарнами) и по скв. 1315 в интервале 300—600 м (переслаивание скарнов и скарнированных алевролитов). Средние градиенты в обоих случаях получились близкими, равными 13.3 и 13.6 мК/м соответственно.

Теплопроводность скарнов, измеренная на четырех образцах из скв. 1417, в среднем составляет 2.5 Вт/(м·К) (см. табл. 2). Близкой теплопроводностью (среднее  $\lambda = 2.4$  Вт/(м·К)) характеризуются и скарнированные алевролиты [Дучков, Соколова, 1974б]. Именно это значение  $\lambda$  использовано для оценки теплопроводности разреза скв. 1315.

Значения теплового потока по приведенным выше  $g$  и  $\lambda$  для обеих скважин оказались одинаковыми, равными 33 мВт/м<sup>2</sup>. Таким образом, новые измерения подтвердили полученное ранее на этом участке низкое значение  $q$ .

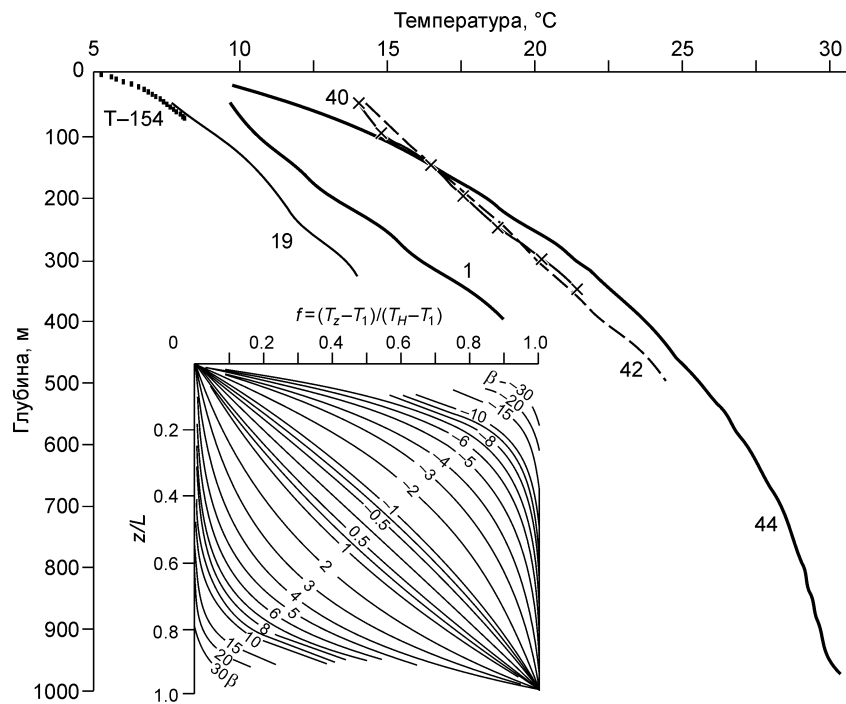
Участок Чедер расположен на границе Тувинской котловины с северо-восточными отрогами хр. Восточный Танну-ола, вблизи оз. Чедер. При поисках воды здесь пробурено несколько неглубоких скважин, вскрывших четвертичные отложения, кварц-полевошпатовые песчаники и гравелиты силурийского возраста, а также палеозойские трещиноватые граниты. Только в одной из них, скв. 1686, удалось выполнить измерения  $T$  до 120 м. Эта скважина целиком пройдена в гранитах. Геотермический градиент в интервале 40—120 м не превышает 16 мК/м. Для оценки теплового потока использовалось среднее значение теплопроводности палеозойских гранитов, 2.3 Вт/(м·К) [Тепловое поле..., 1987]. Значение потока по этим данным оценивается в 37 мВт/м<sup>2</sup>. Точность этой оценки невысока. Однако необходимо отметить, что она хорошо согласуется с определениями  $q$  по скважинам участков Кызыльский и Хову-Аксы.

**Горный Алтай, Белокурихинский гранитный массив, участки Искровский и Точильное.** Участок Искровский приурочен к Белокурихинскому гранитному массиву, сложенному порфиroidными средне- и крупнозернистыми гранитами пермотриасового возраста, и расположен в долине р. Большая Сычевка, вблизи пос. Искра (15 км на запад от курорта Белокуриха). Здесь измерения температуры проведены в 20 скважинах, пробуренных в гранитах при разведке месторождения термальных вод. Термокартаж обычно выполнялся сразу после бурения и в том числе в изливающихся скважинах. Термограммы по скважинам вблизи основного водовыводящего разлома отличаются дифференцированностью и имеют, как правило, выпуклую форму, свидетельствующую о восходящей фильтрации подземных вод по системе оперяющих основной разлом трещин (например, скв. 44 на рис. 4). Для оценки теплового потока использованы термограммы скважин 1, 19, 40 и 42 (см. табл. 1, рис. 4), достаточно удаленных от основной зоны разгрузки термальных вод, где влияние конвективного переноса тепла значительно меньше. Характер этих термограмм более спокойный, их форма близка к прямой линии, примерно с одинаковым наклоном (градиентом). Термограммы смещены относительно друг друга вследствие недостаточной и разной по времени выстойки скважины перед каротажом. После прекращения бурения как температура, так и геотермический градиент в таких неглубоких скважинах восстанавливаются достаточно быстро, причем геотермический градиент — быстрее. Поэтому выбранные термограммы, на наш взгляд, пригодны для оценки среднего для участка геотермического градиента, не нарушенного восходящей фильтрацией подземных вод. По всем четырем скважинам градиенты изменяются от 22.9 до 26.6 мК/м, при среднем 24.7 мК/м.

Достоверность этой оценки в определенной мере подтверждается результатами измерений температуры в режимной скв. 154, пройденной в том же гранитном массиве у пос. Точильное (20 км к северо-востоку от курорта Белокуриха). Термограмма по этой, несомненно, выстоявшейся скважине также приведена на рис. 4. Нетрудно видеть, что термограммы наиболее выстоявшейся скв. 19 Искровского участка и режимной скв. 154 участка Точильное являются продолжением друг друга с одинаковым углом наклона. Рассчитанные градиенты в скважинах практически одинаковы, 24.6 и 25.0 мК/м соответственно, что совпадает и со средним значением  $g$  для Искровского участка. Теплопроводность 16 образцов гранитов из разных скважин участка изменяется в достаточно узком интервале, от 2.5 до 3.4 Вт/(м·К) при среднем 3.0 Вт/(м·К) (см. табл. 2). Тепловой поток определен по средним значениям  $g$  и  $\lambda$ , получено аномально высокое значение  $q = 74$  мВт/м<sup>2</sup>.

На примере Искровского участка можно показать что термограммы, не пригодные для оценки теплового потока, можно использовать для получения иной важной информации. Выше отмечалась связь выпуклой формы термограмм по многим скважинам Искровского участка с восходящей фильтрацией подземных вод. Это позволяет оценить среднюю скорость фильтрации по методике, описанной в работе [Любимова и др., 1973]. Согласно этой методике, при наличии вертикальной фильтрации подземных вод с постоянной скоростью  $v$  между параметрами водного потока, пласта пород и температурного поля устанавливается соотношение:

$$(T_z - T_1)/(T_L - T_1) = f(\beta, z/H), \quad (1)$$



**Рис. 4. Термограммы по скважинам участков Исковский (1, 19, 40, 42, 44) и Точильное (Т-154).**

Все скважины пройдены в гранитах Белокурихинского массива. На врезке: номограмма для определения скорости вертикальной фильтрации подземных вод по измерениям температуры в скважинах [Любимова и др., 1973].

где  $T_1$ ,  $T_L$  и  $T_z$  — значения температуры соответственно на верхней, нижней границах пласта мощностью  $H$  и на произвольной глубине  $z$  внутри пласта ( $z = 0$  на верхней границе пласта). Параметр  $\beta = (C_0 \cdot \rho_0 / \lambda) \cdot v \cdot H$ , где  $C_0$  и  $\rho_0$  — удельная теплоемкость и плотность пластовой воды соответственно. Он находится по специальной номограмме, приведенной на рис. 4.

Чтобы оценить скорость фильтрации подземных вод на Исковском участке была привлечена термограмма скв. 44 (рис. 4) и приняты следующие значения параметров:  $C_0 = 4000$  Дж/(кг·К),  $\rho_0 = 1000$  кг/м<sup>3</sup>,  $\lambda = 3.0$  мВт/м<sup>2</sup>,  $T_1 = 11.7$  °С (глубина 50 м),  $T_2 = 30.1$  °С (глубина 950 м),  $H = 900$  м. Для нескольких глубин внутри пласта получены значения  $\beta$  в интервале от  $-2$  до  $-3$ . Соответственно скорость восходящей фильтрации водного потока оценивается в  $(0.1—0.2) \cdot 10^{-3}$  м/сут. Судя по геотермическим параметрам, этот поток термальных вод формируется на глубинах 1.2—1.5 км, где температура не превышает 35—40 °С.

Участок Точильное расположен в 20 км к северо-востоку от Исковского. Здесь мы располагали детальными термограммами (измерения с интервалом через 2 м) по режимной неглубокой (76 м) скв. 154, пробуренной также в Белокурихинском гранитном массиве. В течение трех лет измерения температуры проводились в этой скважине 12 раз. Термограммы близки между собой, а в большинстве случаев просто совпадают. Одна из них приведена на рис. 4. В интервале 30—60 м скважина прошла слой выветрелых, трещиноватых гранитов. Глубже были вскрыты неизменные монолитные граниты. Геотермический градиент в интервале 60—76 м составил 25 мК/м. Керны из этой скважины в нашем распоряжении не было, поэтому при определении теплового потока взято среднее значение теплопроводности гранитов Исковского участка, равное 3.0 Вт/(м·К). В итоге поток оказался также аномально высоким, равным 75 мВт/м<sup>2</sup>.

Итак, для двух участков в пределах Белокурихинского гранитного массива получены близкие и аномально высокие значения  $q$ . Вполне вероятно, что этот уровень теплового потока характеризует весь массив, если поток определять геотермическим методом. Для сравнения нами получена оценка  $q$  в пределах массива еще и нетрадиционным «гелиевым» методом по концентрации стабильных изотопов гелия ( $^3\text{He}$  — мантийный и  $^4\text{He}$  — коровый изотопы) в подземных источниках курорта Белокуриха. Для этого мы воспользовались установленной Б.Г. Поляком [Поляк, 1988] корреляционной зависимостью между  $q$  и  $R = ^3\text{He}/^4\text{He}$ , которая описывается формулой:

$$q = 18.23 \lg R + 181.82. \quad (2)$$

По этой формуле нами и другими авторами ранее были выполнены оценки теплового потока в Тянь-Шане [Дучков и др., 2001], Монголии и в других регионах. Согласно устному сообщению Б.Г. Поляка, отношение изотопов гелия  $R$  в источниках курорта Белокуриха составляет  $9.5 \cdot 10^{-8}$ . Пробы газа отбирались в 1984 г. Е.В. Пиннекером и Б.О. Шкандрием (ИЗК СО АН СССР), анализ выполнял А.Б. Верховский (ГЕОХИ АН СССР). Оценка  $q$  для курорта Белокуриха (и, возможно, для всего гранитного массива) по формуле (2) составляет  $54 \text{ мВт/м}^2$ . Таким образом, геотермический и «изотопно-гелиевый» методы приводят к разным значениям теплового потока. Возможной причиной этого является влияние на геотермическую оценку упоминавшейся выше аномально высокой генерации радиогенного тепла в гранитах Белокурихинского массива. Более детально этот фактор будет рассмотрен ниже.

**Горный Алтай, участок Катунский.** Катунский участок объединяет ряд гидрогеологических скважин, пробуренных в долине р. Катунь вдоль Куянского и Апшияхтинского профилей (створов). Здесь измерения температуры выполнены в нескольких скважинах глубиной от 25 до 200 м. Большинство полученных термограмм оказались по разным причинам не пригодными для определения теплового потока. Только термограмма скв. 7 глубиной 200 м на северной окраине пос. Куяос (восточный борт долины р. Катунь) оказалась подходящей (см. табл. 1). Скважина вскрыла толщу метаморфических пород, состоящую из перемежающихся слоев кварцитов, диабазовых порфиритов, алевролитов кембрий-ордовикского возраста. Термокаротаж выполнен в интервале 80—155 м от уровня подземных вод до пробки. Средний геотермический градиент в указанном интервале составляет  $16 \text{ мК/м}$ . Результаты измерения теплопроводности образцов пород из скв. 2 и 7 приведены в табл. 2. Средневзвешенная теплопроводность разреза скважины составляет  $3.7 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$ . Соответственно тепловой поток оценивается в  $60 \text{ мВт/м}^2$ .

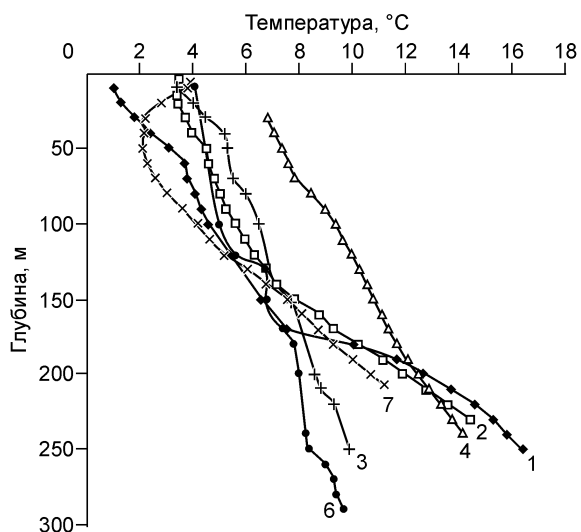
Отметим, что скв. 7 расположена на крутом восточном борту р. Катунь. Для оценки возможного искажающего влияния рельефа на температурное поле в месте расположения скважины мы рассчитали значение топографической поправки методом А. Лахенбруха [Любимова и др., 1973; Дучков, Соколова, 1974а]. Этот метод позволяет достаточно быстро оценить максимальное (у поверхности) значение топографической поправки в точке расположения скважины по известным углу наклона и высоте склона. Максимальное значение топопоправки в нашем случае не превышает 5 %, и соответственно влиянием рельефа можно пренебречь.

**Горный Алтай, участок Калгутинский.** Наиболее сложные условия для оценки теплового потока на участке Калгуты, который находится на крайнем юге Русского Алтая (вблизи монгольской границы) в одном из северных каньонов хр. Сайлюгем, рядом с редкометалльным Калгутинским рудником (см. табл. 1). Участок приурочен к Калгутинскому гранитному массиву раннемезозойского возраста, перекрытому девонскими кварцевыми порфирами. Термокаротаж здесь выполнен по семи скважинам, пробуренным при поисках технической воды. Все они прошли в кварцевых порфирах. Температура измерялась непосредственно после бурения, откачек или промывки. Такие данные малопригодны для оценки теплового потока. К тому же температурное поле этого высокогорного участка (альтитуды устьев скважин расположены на высоте 2400—2600 м) нарушается сложным рельефом, многолетней мерзлотой и активным перемещением напорных подземных вод. Очевидно, что достоверное определение  $q$  в таких условиях невозможно. Однако при отсутствии кондиционных данных и крайней скудости информации о тепловом потоке южной части АССО даже качественная оценка этого параметра представляет интерес. Анализ имеющихся термограмм (рис. 5) показал, что установить какое-то одно среднее значение геотермического градиента нельзя. Можно только примерно оценить по общему характеру нарастания температуры с

глубиной интервал изменения  $g$ , который составил 25—30 мК/м.

Средняя теплопроводность кварцевых порфиров, равная  $3.25 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$ , определена достаточно уверенно (см. табл. 2). Средние значения  $g$  и  $\lambda$  приводят к необычайно высокой для АССО оценке теплового потока, порядка  $80\text{—}95 \text{ мВт/м}^2$ . Напомним, что эту оценку можно принять лишь с большой погрешностью. Столь высокое значение потока, безусловно, нуждается в дополнительном подтверждении.

С этой целью мы в 2007 г. провели отбор трех проб газа из Джумалинских термальных источников (тем-



**Рис. 5. Термограммы по скважинам Калгутинского участка.**

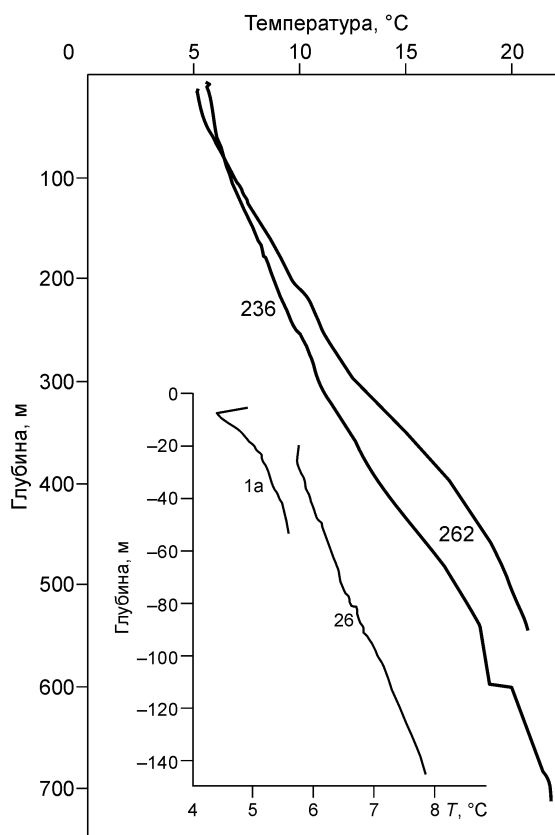
Все скважины пройдены в кварцевых порфирах девонского возраста. Цифры — номера скважин.

пература на выходе порядка 20 °С), что на 15 км севернее участка Калгуты [Гидрогеология..., 1972]. В пробах газа И.Л. Каменским (лаборатория геохронологии и геохимии изотопов Геологического института КНЦ РАН, г. Апатиты) были определены концентрации стабильных изотопов гелия. Все пробы показали близкие отношения изотопов. Максимальное значение  $R = \text{He}^3/\text{He}^4 = 10.3 \cdot 10^{-8}$ . По этим данным и формуле (2), значение теплового потока составляет 55 мВт/м<sup>2</sup>. «Гелиевый» метод, таким образом, дает оценку  $q$  более низкую, чем геотермический. Причиной, возможно, как и в случае Белокурихинского гранитного массива, является влияние на геотермическую оценку anomalно высокой генерации радиогенного тепла в гранитах Калгутинского массива. Интересно отметить, что для разновозрастных (раннемезозойских) Белокурихинского и Калгутинского гранитных массивов, несмотря на их удаленность друг от друга, получены одинаковые значения  $R$ , характерные для районов, не претерпевших в неоген-четвертичное время магматической активизации [Поляк, 1988]. И действительно, в этих районах неизвестно проявлений кайнозойского магматизма.

**Западно-Сибирская плита.** Выше уже отмечалось, что четыре определения теплового потока выполнены в пределах Западно-Сибирской плиты на участках, расположенных в пограничных с АССО районах (см. табл. 1, рис. 1). Два участка, Заринск и Верх-Жилино, находятся в Бийско-Барнаульской впадине, вблизи Салаирского кряжа, два других, Славгород и Шумановка — на 450 км западнее. На каждом участке температура измерена в одной скважине иногда по несколько раз. Наиболее надежные термограммы приведены на рис. 6. Из-за отсутствия образцов керна при оценке теплового потока средне-взвешенная теплопроводность разрезов скважин определялась по литературным данным. Геологические разрезы трех скважин сложены неритмичным переслаиванием песков и глин неоген-мелового возраста и лишь Заринская скважина вскрыла глубже 36 м кристаллический фундамент, сложенный палеозойскими глинистыми сланцами. В соответствии с данными, приведенными в работах [Соколова и др., 1973; Дучков и др., 1978; Тепловое поле..., 1987], теплопроводность песчано-глинистой толщи принята равной 2.0—2.2 Вт/(м·К), а глинистых сланцев — 3.0 Вт/(м·К).

В Заринской скважине геотермический градиент, определенный в глинистых сланцах, составил 17 мК/м. При указанном выше значении  $\lambda$  тепловой поток здесь оценивается в 51 мВт/м<sup>2</sup>. В скв. 26 участка Верх-Жилино, отстоящего от предыдущего к югу на 35 км, среднее значение  $g$ , равное 20 мК/м, определено в интервале 60—140 м. При  $\lambda = 2.0 - 2.2$  Вт/(м·К) тепловой поток на этом участке составит 40—44 мВт/м<sup>2</sup>. Таким образом, по двум участкам вблизи северной границы Бийско-Барнаульской впадины получены близкие значения  $q$  порядка 40—50 мВт/м<sup>2</sup>, которые уточнили распределение потока в этой пограничной зоне.

Расстояние между скважинами участков Славгород и Шумановка также не превышает 35 км. Их геологические разрезы однотипны. Очевидна также схожесть по конфигурации и термограмм (рис. 6). В обоих случаях в верхней и нижней частях разреза выделяются интервалы более низкого, чем в средней части, геотермического градиента. В Славгородской скважине средняя часть разреза сложена глинами и наблюдаемое в ней увеличение градиента можно в какой-то степени объяснить более низкой теплопроводностью глин по сравнению с песками: 1.8 против 2.2 Вт/(м·К) [Дучков и др., 1974а]. Форма обеих термограмм тем не менее указывает на возможную вертикальную фильтрацию воды в песчано-глинистом разрезе. В этой ситуации пришлось ограничиться лишь достаточно грубой оценкой среднего градиента по всей глубине скважин. Для Славгородской скважины он получился равным 25.5 мК/м, для шумановской — 29.0 мК/м. При среднем  $\lambda = 2.0$  Вт/(м·К) тепловой поток на участках Славгород и Шумановка оценивается в 51 и 58 мВт/м<sup>2</sup> соответственно. Ранее для



**Рис. 6. Термограммы по скважинам, расположенным в юго-восточных районах Западно-Сибирской плиты.**

Скв. 236, 262 и 26 пройдены в песчано-глинистых отложениях неогена—верхнего мела. Скв. 1а — в нижней части (36—60 м) вскрыла фундамент — палеозойские глинистые сланцы.

Славгорода указывалось значение  $q = 20$  мВт/м<sup>2</sup> [Каталог..., 1985], которое не согласовывалось с другими данными. Новая оценка  $q$  представляется более достоверной, особенно если принять во внимание значительную глубину скважины (более 700 м). Отметим также, что данные о тепловом потоке на Славгородском и Шумановском участках хорошо согласуются (см. рис. 1) с общей картиной распределения  $q$  в юго-восточной части Западно-Сибирской плиты [Тепловое поле..., 1987]

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА В МЕЗОЗОЙСКИХ ГРАНИТНЫХ МАССИВАХ ГОРНОГО АЛТАЯ

Геотермические исследования в пределах Белокурихинского (участки Искровский и Точильное) и Калгутинского (участок Калгуты) гранитных массивов привели к аномально высоким значениям теплового потока, порядка 75—90 мВт/м<sup>2</sup>. В то же время «гелиевый» метод дал для обоих массивов одинаковое и более низкое значение  $q = 54$  мВт/м<sup>2</sup>, которое лучше согласуется с имеющимися данными о кайнозойской тектономагматической обстановке на юге АССО (амагматичность кайнозойского орогена). Наиболее вероятно, что аномально высокие геотермические оценки  $q$  связаны с повышенной концентрацией ЕРЭ и высокой интенсивностью генерации радиогенного тепла ( $A$ ) в указанных гранитных массивах. Выше приведены средние значения  $A$  для белокурихинских и калгутинских гранитов, которые составляют 5.54 и 6.0 мкВт/м<sup>3</sup> соответственно. Таким образом, каждый километровый слой гранитов добавляет к внутриземному тепловому потоку 5.5—6 мВт/м<sup>2</sup>. В калгутинских кварцевых порфирах интенсивность радиогенного тепловыделения намного меньше, в среднем 2.0 мкВт/м<sup>3</sup>.

По имеющимся геологическим данным, Белокурихинский гранитный массив имеет форму пластовой интрузии с выпуклой кровлей наподобие свода [Объяснительная записка..., 2001]. Его мощность оценивается в 2—3 км, за исключением корневой части (водораздел рек Белокуриха и Сосновка), где установлена «ножка» шириной 1—2 км, уходящая на глубину более 10 км. Поскольку изученные участки отстоят от водораздела («ножки») на 15—20 км, то естественно принять толщину гранитной пластины под участками в 3 км (учитывая воздымание свода в направлении к центральной части массива). В этом случае вклад гранитов оценивается в 17 мВт/м<sup>2</sup> и за его вычетом тепловой поток на участках Искровский и Точильное составит соответственно 57—58 мВт/м<sup>2</sup>, т.е. хорошо согласуется с «гелиевой» оценкой (54 мВт/м<sup>2</sup>). Сведения о форме Калгутинского гранитного массива позаимствованы нами из работ [Анникова, 2003; Анникова и др., 2004]. В результате интерпретации поля силы тяжести установлено более широкое распространение гранитов, чем это зафиксировано на современном эрозионном срезе (площадь батолита в эрозионном срезе порядка 130 км<sup>2</sup>, по геофизическим данным — более 740 км<sup>2</sup>). Большая часть массива перекрыта девонскими вулканогенными толщами в 1—1.5 км. Калгутинский гранитный массив имеет сложную форму. Однако его можно представить пластообразным интрузивным телом мощностью от 4 до 6 км, имеющим в центральной части (верховья рек Калгуты, Джумалы, Аргамджи и Ак-Кол) «ножку» шириной в 1—2 км, протягивающуюся до глубины 10—11 км. Таким образом, по существующим представлениям Калгутинский массив является более мощным гранитным телом, чем Белокурихинский. В толще, сложенной по глубине слоем кварцевых порфиров в 1 км и гранитов в 4 км, образуется радиогенный тепловой поток, равный 26 мВт/м<sup>2</sup>. При увеличении мощности гранитов до 6 км радиогенный поток увеличится до 38 мВт/м<sup>2</sup>. За вычетом радиогенной составляющей, глубинный тепловой поток, определенный по геотермическим данным, составляет 54—69 для первой модели и 42—57 мВт/м<sup>2</sup> — для второй, т.е. аномально высокие геотермические оценки теплового потока и в Калгутах могут быть обусловлены генерацией радиогенного тепла в гранитном массиве. Без радиогенной составляющей геотермическая оценка сближается с «гелиевой». Однако последняя методика имеет свои «проблемы» и не всегда может быть использована в качестве эталонной.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итог обсуждению новых оценок теплового потока, отметим, что несмотря на малочисленность, они помогли в ряде случаев существенно уточнить полученное в прежние годы распределение теплового потока. В первую очередь это относится к Горному Алтаю, где ранее были известны значения потока лишь для трех участков: Веселый ( $q = 34$  мВт/м<sup>2</sup>), Холзун (50 мВт/м<sup>2</sup>) и Телецкое озеро (50—60 мВт/м<sup>2</sup>). Вся остальная территория Горного Алтая оставалась белым пятном в геотермическом отношении. Новые пункты расположились достаточно удачно. Два из них находятся на севере региона (Искровский и Точильное), один — в центре (Катунский) и один — на юге, вблизи границы с Монголией (Калгуты). Это позволяет в перспективе уточнить закономерности распределения  $q$  во всей южной части АССО.

Особого внимания заслуживают полученные геотермическим методом аномально высокие значения теплового потока, превышающие 70 мВт/м<sup>2</sup>. Из них только тепловой поток участка Арыскан, скорее всего, является свидетельством разогретости земной коры, возможно, вследствие близкого расположения источников тепла в недрах Байкальской рифтовой зоны и Хангая [Новиков, 2004]. Высокие геотермические оценки  $q$  в пределах Белокурихинского и Калгутинского гранитных массивов, очевидно, вызваны интен-

сивной генерацией радиогенного тепла в гранитах, что в определенной степени подтверждают приведенные выше расчеты радиогенного тепла и оценки  $q$  косвенным «гелиевым» методом. Отметим, однако, что данный вывод требует дополнительного подтверждения.

Другие новые оценки  $q$ , изменяющиеся от 33 до 60 мВт/м<sup>2</sup>, в целом согласуются с прежними сведениями о тепловом потоке Алтае-Саянской складчатой области и прилегающих районов Западно-Сибирской плиты. Они не противоречат ранее сделанному авторами [Дучков, Соколова, 1974а; Тепловое поле..., 1987] выводу о том, что интенсивная тектоническая активизация АССО (и особенно Горного Алтая) в неоген-четвертичное время, существенно изменив геоморфологию области, не привела в отличие, например, от Байкальской рифтовой зоны к заметному возрастанию теплового потока. Иначе говоря, геотермические данные в определенном смысле подтверждают представления о «холодном» возникновении горных систем в Алтае-Саянской области вследствие, например, тангенциальных напряжений со стороны Индостана. Данный вывод не относится к юго-восточной части АССО, смыкающейся с Байкальской рифтовой зоной, где тоже выявлено существенное возрастание теплового потока. О прогретости земной коры в этом регионе свидетельствуют следы кайнозойского вулканизма и источники термальных вод [Сугоракова и др., 2003].

Авторы благодарят сотрудников геологических экспедиций и НИИ Ю.М. и Д.Ю. Крестовоздвиженских, В.С. Кусковского, В.И. Лебедева, А.А. Толмачева, В.И. Забелина за предоставление геологических и геофизических материалов, образцов керна по изученным участкам, обсуждение результатов. Исследования поддержаны МИП СО РАН № 87, 88, ИП РАН 16.3.

#### ЛИТЕРАТУРА

**Анникова И.Ю.** Редкометалльные граниты, онгониты и эльваны Калгутинского массива, Южный Алтай (состав, связь с оруденением, петрогенетическая модель формирования): Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 2003, 20 с.

**Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Выставной С.А., Василевский А.Н., Витте Л.В., Мороз Е.Н.** Геолого-геофизическая модель формирования Калгутинской рудно-магматической системы (Южный Алтай) / Изв. Том. политех. ун-та, 2004, т. 307, № 4, с. 38—42.

**Гидрогеология СССР.** Том XVII. Кемеровская область и Алтайский край. Западно-Сибирское геологическое управление / Под ред. М.А. Кузнецовой и О.В. Постниковой. М., Недра, 1972, 399 с.

**Дучков А.Д., Соколова Л.С.** Геотермические исследования в Сибири. Новосибирск, Наука, 1974а, 280 с.

**Дучков А.Д., Соколова Л.С.** Тепловой поток центральных районов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1974б (8), с. 114—123.

**Дучков А.Д., Соколова Л.С., Соловьева З.А., Хайковский Э.С.** Тепловой поток западной части Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1978 (4), с. 96—100.

**Дучков А.Д., Шварцман Ю.Г., Соколова Л.С.** Глубинный тепловой поток Тянь-Шаня: достижения и проблемы // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (10), с. 1512—1529.

**Калинин А.Н., Соколова Л.С., Дучков А.Д., Черепанов В.Я.** Исследования теплового компаратора применительно к измерениям теплопроводности горных пород // Геология и геофизика, 1983 (3), с. 116—122.

**Каталог** данных по тепловому потоку Сибири / Ред. А.Д. Дучков. Новосибирск, Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1985, 82 с.

**Любимова Е.А., Александров А.Л., Дучков А.Д.** Методика изучения тепловых потоков через дно океанов. М., Наука, 1973, 176 с.

**Мегакомплексы** и глубинная структура земной коры Алтае-Саянской складчатой области / Мин-во геол. СССР, СНИИГГиМС. Ред. В.С. Сурков. М.: Недра, 1988, 195 с.

**Новиков И.С.** Морфотектоника Алтая. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004, 312 с.

**Объяснительная записка** к Государственной геологической карте РФ м-ба 1:200 000, серия Алтайская. СПб., Изд-во С.-Петербургской картографической фабрики ВСЕГЕИ, 2001.

**Поляк Б.Г.** Тепломагматический поток из мантии в главных структурах земной коры. М., Наука, 1988, 192 с.

**Пузанков Ю.М., Дучков А.Д., Мельгунов С.В., Ножкин А.Д.** Радиоактивные элементы и генерация радиогенного тепла в структурно-вещественных комплексах Алтае-Саянской области (в связи с проблемами тектоники). Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1989, 158 с.

**Соколова Л.С., Моисеенко У.И., Дучков А.Д.** Тепловые свойства пород центральных районов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1973 (2), с. 101—102.

**Соколова Л.С., Дучков А.Д.** Новые определения теплового потока в Сибири // Геология и геофизика, 1982 (7), с. 121—124.

**Сугоракова А.М., Ярмолук В.В., Лебедев В.И.** Кайнозойский вулканизм Тувы. Кызыл, ТувиКОПР СО РАН, 2003, 90 с.

**Тепловое поле** недр Сибири / Ред. Э.Э. Фотиади. Новосибирск, Наука, 1987, 196 с.