

УДК 550.361

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ РОССИИ

П.Ю. Горнов¹, А.Д. Дучков²

¹Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН,
680000, Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65, Россия

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

Проведено обобщение, анализ и ревизия результатов геотермических исследований, выполненных на северо-востоке России. Составлен каталог измеренных значений теплового потока, на его основе построена карта распределения теплового потока региона. Геодинамическая активность тектонических структур северо-востока России, их тепловой режим, индикатором которого является тепловой поток, в значительной мере обусловлены взаимодействием Евразийской и Северо-Американской литосферных плит и плит меньшего порядка, расположенных в северо-восточной части Азиатского континента. Области взаимодействия Евразийской и Северо-Американской литосферных плит маркируются Арктико-Азиатским сейсмическим поясом, который характеризуется интенсивным орогенезом, современным вулканизмом, активной сейсмичностью, разнообразным геотермическим режимом, большой неоднородностью измеренных значений теплового потока. На Чукотском полуострове для оценки значений теплового потока был применен изотопно-гелиевый метод. Предложено считать одним из факторов геотермического режима класс геодинамической активности тектонических структур.

Тепловой поток, температуры, геотермические модели, литосфера, северо-восточная окраина России

HEAT FLOW IN THE NORTHEASTERN CONTINENTAL MARGIN OF RUSSIA

P.Yu. Gornov, A.D. Duchkov

This work is set out to summarize, analyze and revisit results of the geothermal studies carried out in Northeast Russia. A catalog of measured heat flow values has been compiled, and on its basis a map of the region's heat flow distribution has been constructed. Geodynamic activity of the tectonic structures in Northeast Russia, their thermal regime in which the heat flow is a critical indicator, is largely determined by the interaction between the Eurasian and North American lithospheric plates and smaller-order plates located in the northeastern part of the Asian continent. The areas of interaction between the Eurasian and North American lithospheric plates are marked by the Arctic-Asian seismic belt, which is characterized by intense orogenesis, modern volcanism, active seismicity, diverse geothermal regimes, and large heterogeneity of measured heat flow values. On the Chukotka Peninsula, the helium isotope method was used to estimate heat flow values. It is proposed to consider the class of geodynamic activity of tectonic structures as one of the factors of the geothermal regime.

Heat flow, temperatures, geothermal models, lithosphere, north-eastern margin of Russia

ВВЕДЕНИЕ

В настоящей работе объектом исследований является континентальная северо-восточная окраина России, ограниченная с севера и востока береговой линией морей, с юга — параллелью 60° с.ш., с запада — меридианом 115° в.д. К настоящему времени для всей территории составлены геологические карты м-ба 1: 200 000, большие площади покрыты геологическими съемками м-ба 1: 50 000, вся территория покрыта аэромагнитной съемкой м-ба 1: 200 000, гравиметрической съемкой м-ба 1: 1 000 000 и отчасти 1: 200 000. С 1994 г. реализуется государственная сеть опорных геофизических профилей — ДВ, 2 ДВА, 3 ДВ, 2 ДВМ, 1 ОМ, 5 АР. Назначение этих работ заключалось в получении новых геолого-геофизических данных о глубинном строении и физическом состоянии литосферы, необходимых для построения различных трехмерных моделей крупных тектонических провинций, структурно-формационных зон и разработки обоснованного минерагенического прогноза.

Геотермическая изученность северо-востока России совершенно недостаточна, на обширных территориях региона каких-либо геотермических работ не проводилось. Измерение температур в скважинах и горных выработках, расчет значений плотности теплового потока (в дальнейшем просто тепло-

го потока) выполнялись научными и производственными организациями при инженерно-геологических и мерзлотных изысканиях рудных и угольных месторождений. В результате анализа и ревизии известных материалов и оценки их достоверности по общепринятым критериям можно сделать вывод, что они имеют невысокую точность, но в целом отражают геотермические особенности региона. В прибрежных бассейнах Берингова моря (Анадырском, Хатырском) в 80—90 гг. прошлого столетия при нефтегазопоисковых работах пробурено несколько десятков разведочных, поисковых, параметрических скважин глубиной от 1100 до 3500 м, в ряде из них проведен термокаротаж [Шеин, Игнатова, 2007; Антипов и др., 2009], результаты которого анализируются в данной работе. На восточной окраине Евразийского континента (Чукотский полуостров) для определения значений теплового потока нами был применен изотопно-гелиевый метод [Поляк, 1988].

Геотермические исследования на северо-востоке России выполнены в основном в 60—90 гг. прошлого столетия сотрудниками Института мерзлотоведения СО РАН, Ленинградского горного института, Института тектоники и геофизики ДВО РАН, Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института ДВО РАН, Института геологии РАН. Опубликовано только две монографии [Балобаев, 1991; Девяткин, 1993], содержащих сведения по геотермии северо-востока России. Результаты геотермических исследований региона приведены в многочисленных, труднодоступных в настоящее время публикациях, в отчетах производственных организаций, в базах данных институтов. В этой связи на начальном этапе авторам данной работы пришлось сосредоточиться на поиске и обобщении геотермической информации с целью составления приведенного в статье каталога теплового потока региона. Он явился основой для построения карты распределения теплового потока северо-восточной части РФ, а также ревизии и анализа имеющегося геотермического материала как по региону в целом, так и по отдельным тектоническим структурам.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОБЗОР

Тектоника северо-востока России рассматривалась многими исследователями, обширнейший фактический материал содержится в многочисленных научных монографиях, тематических сборниках, журнальных публикациях. Отметим только часть из них [Зоненшайн и др., 1990; Тильман, Богданов, 1992; Чехов, 2000; Парфенов, Кузьмин, 2001; Парфенов и др., 2003; Геодинамика..., 2006; Соколов, 2010; Соколов и др., 2015].

В состав региона в качестве основных элементов тектонического районирования входят: восточная окраина Сибирской платформы, террейны с докембрийским основанием, характеризующиеся наличием дорифейского кристаллического фундамента и вышележащих отложений чехла, разновозрастные складчатые области и пояса, мезокайнозойские наложенные структуры (рис. 1). Современная геодинамика и тектоника северо-востока Азиатского континента, по всей вероятности, формировалась в результате взаимодействия Евразийской, Тихоокеанской, Северо-Американской, а также меньших по размерам Амурской и Охотоморской плит, при коллизии которых в позднем палеозое, мезозое и кайнозое были образованы сложные ансамбли кратонных, аккреционных, островодужных и океанических террейнов, перекрываемых плитными и складчато-надвиговыми комплексами [Зоненшайн и др., 1990; Парфенов, Кузьмин, 2001; Парфенов и др., 2003; Геодинамика..., 2006].

Геодинамическая обстановка северо-востока России, ее тепловой режим, индикатором которого является тепловой поток, в какой-то мере обусловлены взаимодействием литосферных плит Земли, расположенных в регионе [Зоненшайн и др., 1990; Тильман, Богданов, 1992; Парфенов, Кузьмин, 2001; Гатинский, Рундквист, 2004]. Границы, а вернее области, взаимодействия Евразийской и Северо-Американской литосферных плит маркируются Арктико-Азиатским сейсмическим поясом, который трассируется в континентальной части северо-востока России широкой областью эпицентров землетрясений. Арктико-Азиатский сейсмический пояс пересекает Северный ледовитый океан и северо-восток Азии, разграничивая Северо-Американскую и Евразийскую литосферные плиты [Zonenshain, Savostin, 1981; Mackey et al., 1998; Имаев и др., 2000; Парфенов, Кузьмин, 2001]. По сейсмотектоническим особенностям в российской части Арктико-Азиатского сейсмического пояса выделяются три зоны: Лаптевоморская (шельф моря Лаптевых), Хараулахская (прибрежный район Северного Верхоянья между долиной р. Лена и губой Буор-Хая моря Лаптевых), зона систем хребтов Черского. По последней и разграничивает Евразийскую и Северо-Американскую литосферные плиты [Козьмин, 1984; Имаев и др., 2000; Тимофеев и др., 2012]. Пространственное распределение землетрясений показывает, что большая часть сейсмических событий за XX в. произошла в горной системе хр. Черского, где отмечено 70 % всех подземных толчков от общего числа землетрясений, зафиксированных на северо-востоке России. Очаги землетрясений группируются здесь главным образом в пределах земной коры. Магнитуда землетрясений достигает 7.0—7.5, а интенсивность в эпицентре 9 баллов [Имаев и др., 2000]. На основе анализа фокальных механизмов очагов местных землетрясений сделан вывод о наличии здесь смены геодинами-

ческих режимов тектонических напряжений — спрединг хр. Гаккеля, рифтинг и транстенция на шельфе Восточно-Арктических морей, коллизия и транспрессия в хр. Черского [Имаев и др., 2000; Парфенов, Кузьмин, 2001; Имаева и др., 2021]. В целом проявление высокой сейсмичности в сейсмотектонических зонах северо-востока России (более 20 тыс. землетрясений в XX в.) образует единую дугообразную полосу, протягивающуюся с северо-запада от Хараулахской зоны (Северное Верхоянье) на юго-восток к Охотскому морю. В области взаимодействия литосферных плит напряженно-деформированное состояние горных толщ при превышении предела прочности заканчивается разрывом, упругая энергия высвобождается частично в виде тепла, частично в виде упругих волн, которые достигают поверхности Земли и там ощущаются в форме подземных толчков или колебаний почвы. Усиление геодинамической активности изменяет структуру земной коры и ее строение, что приводит к перераспределению источников тепла. Стабильность теплового поля нарушается, оно становится более разнохарактерным, в нем появляются зоны повышенных и пониженных тепловых потоков. Почти повсеместно сдвигово-надвиговый процесс деформаций земной коры в тектонически-активных областях должен служить дополнительным источником тепловой энергии, выделяемой при субгоризонтальных перемещениях коровых блоков и слоев, а также при вертикальных, наклонных и сдвиговых смещениях блоков по разломным зонам. В период тектонической активизации по разломным зонам из верхней мантии поступает дополнительная тепловая энергия в виде флюидного потока, который является продуктом дифференциации мантии и с помощью конвективного тепломассопереноса еще больше повышает тепловой поток на отдельных участках земной коры. Численные оценки величин термического эффекта при сжатии, растяжении горных пород и конвективного тепломассопереноса в полной мере не разработаны и носят приближенный характер [Паталаха, Поляков, 1977; Сорохтин, Ушаков, 2002].

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК РЕГИОНА

Оценка точности и методика картирования. Тепловой поток (q) — важнейший энергетический параметр, характеризующий термическое состояние земной коры и верхней мантии. До настоящего времени внутриземной тепловой поток на сущем определяется как произведение измеренного в скважине стационарного геотермического градиента и измеренной в лабораторных условиях теплопроводности горных пород, отобранных из той же скважины. Основной массив измерений параметров теплового потока в регионе выполнен в сложных условиях при наличии несовершенной аппаратурно-аналитической базы. Так, в прошлом столетии в стране практически не было унифицированных методик и техники измерения теплофизических характеристик горных пород. Их измерение (в первую очередь коэффициента теплопроводности) проводились сплошь и рядом приборами, изготовленными в единичных экземплярах и не имеющими метрологического обеспечения. Температурные измерения нередко выполнялись в скважинах, имеющих малую глубину, при расчете величин теплового потока использовались табличные данные коэффициента теплопроводности, не всегда учитывались существенные искажения теплового потока экзогенными и эндогенными процессами. Для оценки геотермических градиентов применялись термограммы, полученные производственными организациями при бурении и испытании скважин. Все эти факторы невозможно корректно учесть при определении теплового потока, что предопределяет невысокую точность полученных результатов и затрудняет достоверное вычисление их погрешности. По нашим оценкам, средняя относительная погрешность определения теплового потока на северо-востоке РФ составляет 15—20 %.

Ранее отмечалось, что важной целью авторов при написании данной статьи являлась подготовка каталога теплового потока северо-востока РФ, приведенного в дополнительных материалах (https://sibran.ru/journals/Gornov_Supplementary.docx). В каталоге указаны наименования и координаты участков геотермических измерений, значения теплового потока и прогнозные оценки температуры на глубине 5000 м, а также список публикаций, в которых указывались значения геотермических параметров. Сведения, содержащиеся в каталоге, использовались авторами для построения приведенной ниже карты теплового потока северо-востока РФ (см. рис. 1) и оценки средних значений теплового потока в пределах основных тектонических структур региона (табл. 1). В каталоге зарегистрировано 155 определений q геотермическим методом (по скважинам) на сущем и 8 — в морях. Выявлены значительные колебания теплового потока в пределах региона: от 25—30 до 80—100 мВт/м². Среднее значение q по всему массиву данных составляет примерно 60 мВт/м², что сопоставимо со средними величинами теплового потока для континентов (56.5 мВт/м²) [Теркот, Шуберт, 1985].

Рассмотрим распределения теплового потока в пределах основных тектонических структур северо-восточной части РФ.

Сибирская платформа (см. рис. 1) представляет древний, дорифейский жесткий блок земной коры. Платформа имеет двухъярусное строение и включает фундамент, образованный деформированными и измененными метаморфическими и магматическими горными породами, и чехол, сложенный пологозалегающими осадочными и вулканическими породами, которые моложе фундамента на 1.0—

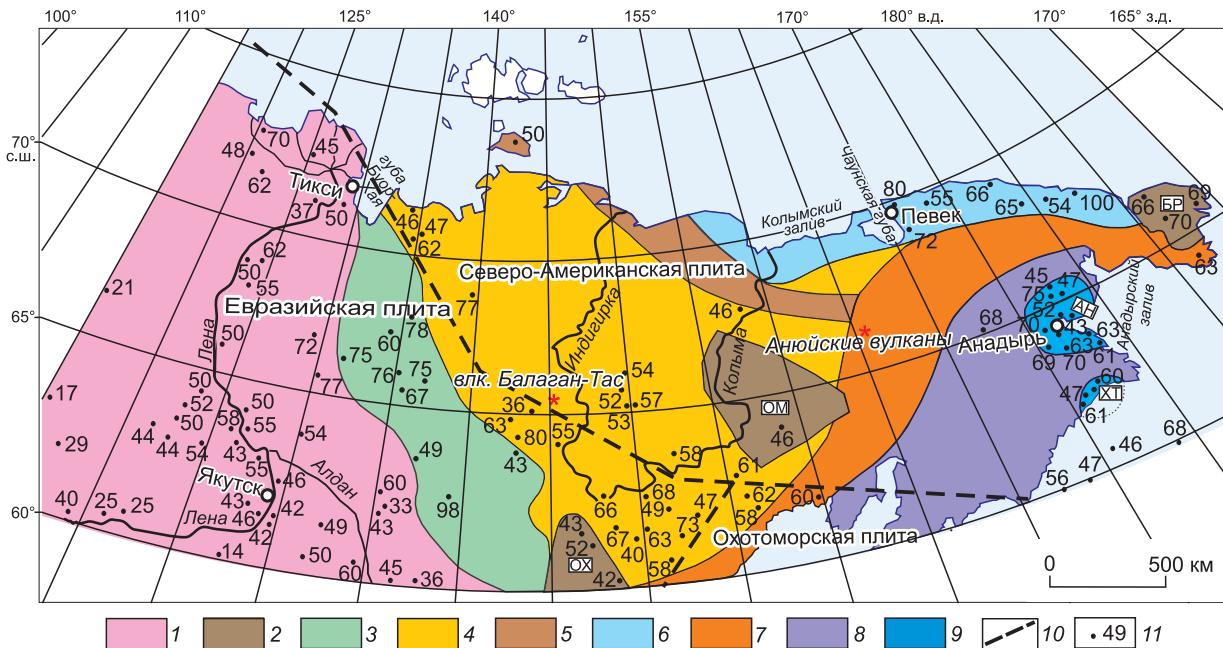


Рис. 1. Схема тектонического районирования и тепловой поток северо-востока России.

Схема тектонического районирования составлена с использованием материалов [Зоненшайн и др., 1990; Тильман, Богданов, 1992; Чехов, 2000; Парфенов, Кузьмин, 2001; Парфенов и др., 2003; Геодинамика..., 2006; Соколов, 2010; Соколов и др., 2015]. 1 — Сибирская платформа; 2 — террены с континентальной корой: Охотский (ОХ), Омоловонский (ОМ), Беринговский субтеррейн (БР); 3 — Верхоянский складчато-надвиговый пояс; 4 — Верхояно-Колымская складчатая область; 5 — Южно-Анайская сутура; 6 — Новосибирско-Чукотская складчатая область; 7 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 8 — Корякско-Камчатская складчатая область; 9 — осадочные бассейны: Анадырский (АН), Хатырский (ХТ); 10 — границы литосферных плит; 11 — пункты определения теплового потока и его величина (мВт/м²).

1.5 млрд лет [Парфенов, Кузьмин, 2001]. Величины геотермического градиента (g) в рассматриваемой части Сибирской платформы составляют 15—25 мК/м. Тепловой поток изменяется от 14 до 77 мВт/м² при среднем значении 48 ± 10 мВт/м² (см. табл. 1). Юго-западная часть этой территории характеризуется наименьшими значениями теплового потока порядка 25—40 мВт/м². В краевой, северо-восточной части Сибирской платформы, примыкающей к области взаимодействия Евразийской и Северо-Американской литосферных плит, возрастают сейсмичность земной коры, увеличиваются геодинамическая активность до 2—3 класса [Имаева и др., 2021] и тепловой поток до значений 40—50 мВт/м².

Низкие значения теплового потока можно объяснить комплексом причин: длительным поверхностным охлаждением в четвертичный период, отсутствием процессов тектонической активизации, уменьшением радиогененной теплогенерации горных пород, связанным с повышением основности земной коры, с утонением гранитно-метаморфического и увеличением мощности базальтового слоя, уменьшением мантийной составляющей теплового потока. Так, по нашим оценкам, в юго-восточной части Сибирской платформы при средних значениях теплового потока 40—45 мВт/м² коровую состав-

Таблица 1. Сводная таблица геотермических характеристик основных тектонических структур северо-востока России

Тектоническая структура	Количество определений	Геотермический градиент, мК/м	Тепловой поток, мВт/м²		
			минимум	максимум	средний
Сибирская платформа	43	15—25	14	77	48 ± 10
Верхоянский складчато-надвиговый пояс	9	20—30	43	98	69 ± 12
Новосибирско-Чукотская складчатая область	7	25—30	55	100	70 ± 16
Верхояно-Колымская складчатая область	22	20—25	36	80	59 ± 11
Беринговский субтеррейн	23	20—30	60	77	68 ± 4
Анадырский осадочный бассейн	26	30—40	43	86	59 ± 10
Хатырский осадочный бассейн	12	20—25	42	68	52 ± 9

Примечание. В средних значениях теплового потока приведены стандартные отклонения.

ляющую q можно оценить в 25—30 мВт/м², мантийную — в 10—15 мВт/м². Тепловой поток формируется в этих условиях за счет радиогенной теплогенерации горных пород земной коры.

Складчатые образования северо-востока России

Рассматриваемые ниже структуры формировались в процессах коллизии и аккреции в палеозое, мезозое, кайнозое. Каждая из них представляет коллаж террейнов, существенно отличающихся друг от друга по своему строению и набору слагающих их террейнов различного типа [Геодинамика..., 2006; Соколов, 2010].

Верхоянский палеозойско-мезозойский складчато-надвиговый пояс (см. рис. 1) расположен вдоль восточной континентальной окраины Сибирской платформы и протягивается в субдолготном направлении на 2500 км при ширине до 500 км от побережья моря Лаптевых почти до Удской губы Охотского моря. Большая часть пояса включает в себя Верхоянскую систему горных хребтов с высотами более 2000 м. Пояс сложен деформированными полимиктовыми алевропесчаными, преимущественно дельтово-шельфовыми, в меньшей степени флишоидными и черносланцевыми толщами карбона, перми, триаса и юры мощностью до 10 000 м [Чехов, 2000]. В пределах пояса расположены Хараулахская и хр. Черского сейсмоактивные зоны. Установлена однотипность поля тектонических напряжений в пределах всего складчатого пояса, что определяется тангенциальным сжатием в северо-западном направлении [Гусев, 1979]. Геодинамическая активность структуры оценивается 3—5 классами [Имаева и др., 2021]. Величины геотермического градиента в пределах пояса равны 20—30 мК/м. Тепловой поток изменяется от 43 до 98 мВт/м², среднее значение q составляет 69 ± 12 мВт/м² (см. табл. 1).

Верхояно-Колымская палеозойско-мезозойская складчатая область (см. рис. 1) включает перикратонные террейны, ряд террейнов аккреционного клина, сложенных преимущественно юрскими турбидитами. Обособленное положение в составе мезозойских структур складчатой области занимает Колымо-Омолонский супертеррейн, в который входят террейны различной геодинамической природы, строения и истории геологического развития, амальгамированные в единое целое в конце средней юры. Область характеризуется континентальным типом земной коры с развитым гранитометаморфическим и мощными осадочными слоями [Геодинамика..., 2001; Парфенов и др., 2003; Соколов, 2010; Соколов и др., 2015]. Мезокайнозойская активизация и орогенез южной окраины Верхояно-Колымской складчатой области вызвали образование горной системы с мощными хребтами — Верхоянским, Черского, Сунтар-Ханта, Момским, Полоусным и др. с межгорными прогибами между ними. Геотермические градиенты верхоянского комплекса изменяются в зависимости от возраста и состава пород в пределах 20—25 мК/м. Тепловой поток складчатой области меняется от 36 до 80 мВт/м², среднее значение составляет 59 ± 12 мВт/м² (см. табл. 1). Повышенные значения теплового потока (60—70 мВт/м²) совпадают с областью взаимодействия Северо-Американской и Евразийской литосферных плит, характеризующейся высокой геодинамической активностью 5—7 классов [Имаева и др., 2021]. В этой области происходит разгрузка мощных сжимающих напряжений, действующих тангенциально поверхности и почти перпендикулярно простиранию основных геологических структур. Почти повсеместный сдвигово-надвиговый процесс деформаций земной коры с эпицентрами землетрясений на глубинах 10—25 км должен служить дополнительным источником тепловой энергии, выделяемой при субгоризонтальных перемещениях коровых блоков и слоев с позднеюрско-неокомового периода до нашего времени. Тепловой поток остальной части Верхояно-Колымской складчатой области не превышает 50—60 мВт/м². Северная окраина Верхояно-Колымской складчатой области в геотермическом отношении не изучена. Геодинамическая активность этой части области умеренная (2—4 классы), здесь зарегистрированы редкие единичные землетрясения магнитудой 4—5 [Имаева и др., 2021]. Возможно, в этой части области происходит затухание мезозойских тектонических процессов.

Новосибирско-Чукотская палеозойско-мезозойская складчатая область (см. рис. 1) ориентирована субширотно. Северную границу области проводят по материковым склонам Новосибирских островов и о. Врангеля, западными ограничениями является Южно-Анюйская сутура. В складчатую область входят террейны пассивной континентальной окраины и террейны разновозрастных дуг и зон субдукции, входящих в Чукотский террейн [Геодинамика..., 2006; Соколов, 2010]. Геотермический градиент региона в зависимости от возраста пород находится в пределах 25—30 мК/м. Величины значений теплового потока изменяются от 55 до 100 мВт/м² (см. табл. 1). Среднее значение теплового потока несколько выше, чем в Верхояно-Колымской складчатой области, и составляет 70 ± 16 мВт/м². Геодинамическая активность структуры оценивается 2—4 классами [Имаева и др., 2021].

Беринговский субтеррейн (см. рис. 1, 2), входящий в состав Чукотского террейна, объединяет интенсивно дислоцированные метаморфические образования и отложения палеозоя полуостровов Чукотка и Сьюард (Аляска, США) [Геодинамика..., 2006]. Древнейшие породы, обнажающиеся на северо-востоке и юге, слагают докембрийский фундамент и палеозойский чехол. В перми—триасе произошло рассечение террейна Колюченско-Мечигменским прогибом, который был заполнен терригенными по-

родами, инъецированными габброидами. В конце мезозоя возник наложенный Охотско-Чукотский вулканогенный пояс кислых и средних вулканитов. Позднекайнозойское время отразилось в базальтовом вулканизме, который в неоген-четвертичное время проявился на всей Северо-Восточной Азии [Polyak et al., 2013]. Беринговский субтеррейн географически приурочен к Чукотскому полуострову (см. рис. 1, 2).

В пределах Чукотского полуострова измерения теплового потока в скважинах не проводились. Для оценки его значений нами был применен изотопно-гелиевый метод, который использует ранее установленную положительную корреляционную связь между отношением изотопов гелия $R = {}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ и земным тепловым потоком. Становление изотопно-гелиевого метода связано в первую очередь с работами Б.Г. Поляка. Проведенный глобальный анализ изотопного состава гелия в различных геотектонических структурах [Поляк и др., 1979; Поляк, 1988] показал, что мантийный гелий поступает в континентальную кору на стадии ее формирования или в процессе ее повторной тектономагматической активизации. Вынос летучего гелия из мантии может обеспечить силикатный по составу тепломассопоток, выносящий одновременно в верхние слои Земли глубинное тепло и приводящий к корреляции изотопного состава гелия в подземных флюидах с тепловым потоком. Наличие корреляции позволило предложить изотопно-гелиевый метод оценки значений теплового потока по формуле [Поляк, 1988]:

$$q = 18.23 \cdot \lg R + 181.82 \text{ (мВт/м}^2\text{)}, \quad (1)$$

где q — тепловой поток, $R = {}^3\text{He}/{}^4\text{He}$, коэффициент корреляции между параметрами q и R составляет $r = 0.78$.

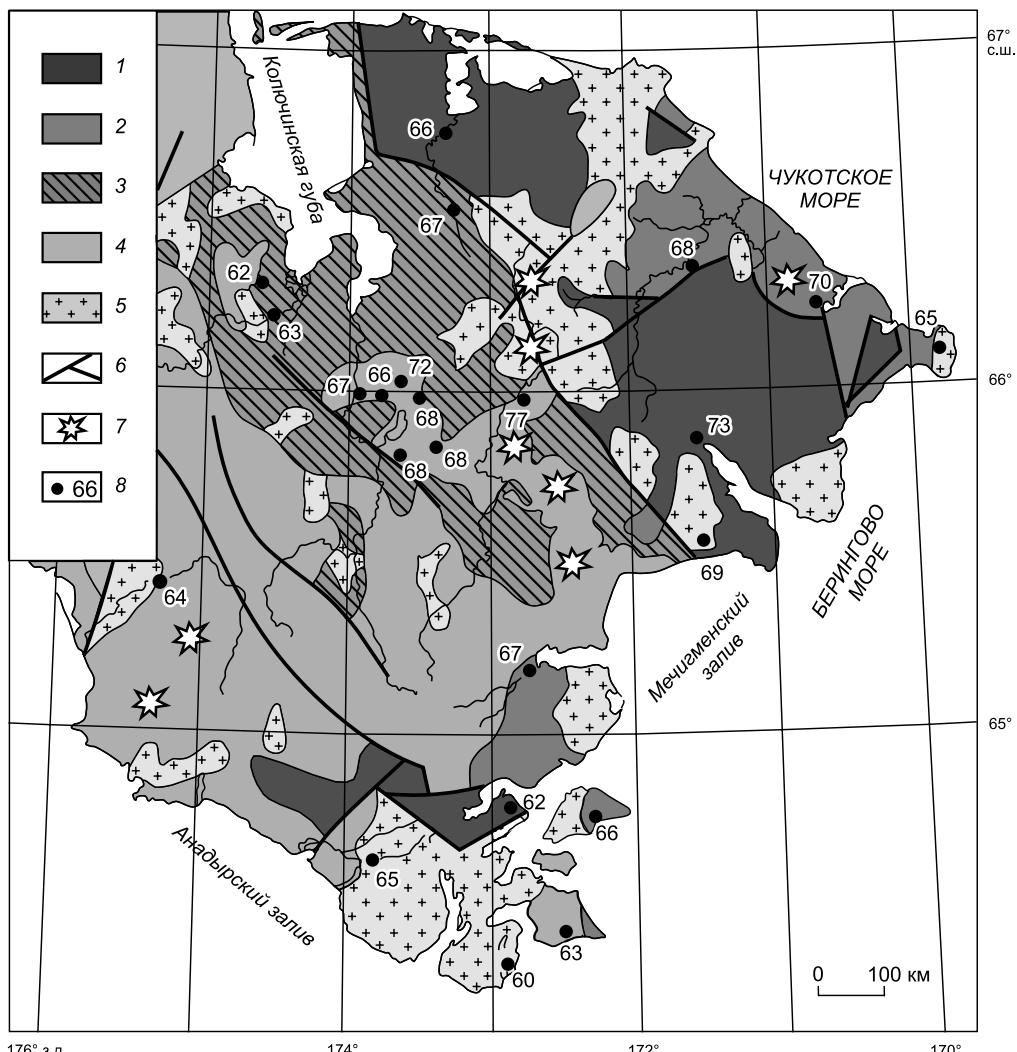


Рис. 2. Тектоническая схема, по [Polyak et al., 2013], и тепловой поток Чукотского полуострова.

1, 2 — Беринговский субтеррейн: докембрийский фундамент (1) и палеозойский чехол (2); 3 — Колючинско-Мечигменская зона повышенной плотности коры, новейших вертикальных движений и сейсмической активности; 4, 5 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс: лавы и туфы (4), гранитоиды (5); 6 — разломы; 7 — проявления кайнозойского базальтового вулканизма; 8 — изученные термоминеральные источники и значения теплового потока (мВт/м²), определенные по формуле (1).

Таблица 2.

Тепловой поток Чукотского полуострова

Группы источников	Северная широта	Западная долгота	$R/10^{-8}$	$q, \text{ мВт/м}^2$
	град.			
Аракамчеченские	64.75	172.30	44.40	66
Аренишканские	65.98	173.70	47.00	66
Бабушкины очки	66.00	173.60	60.00	68
Верхненуняумвемские	65.42	173.30	35.70	64
Вытхитские	66.32	174.62	28.00	62
Гетлянгенские	65.20	172.78	51.00	67
Дежневские	66.10	169.82	42.00	65
Кабские	66.52	173.23	51.00	67
Кивакские	64.35	172.93	20.20	60
Кукунские	65.58	171.48	65.00	69
Мамкинские	66.83	171.57	100.00	73
Мечикменские	65.80	173.40	53.00	68
Нельпигенвеемские	65.97	172.78	170.00	77
Нешканские	66.72	173.30	45.00	66
Олени	66.02	173.68	90.00	72
Оранжевые	66.20	174.57	30.00	63
Рикелунские	66.13	170.28	78.00	70
Сенявинские	64.73	172.85	26.70	62
Синевээмские	64.62	173.82	40.50	65
Ступенчатые	65.98	173.90	53.00	67
Танатапские	66.32	171.60	57.00	68
Туманные	65.82	173.45	55.50	68
Чаплинские	64.42	172.50	30.50	63

Примечание. Название групп термальных источников, сведения о них, координаты и значения R взяты авторами из работы [Polyak et al., 2013].

Выходы термальных источников — одно из проявлений геотермальной активности, которая характеризует геодинамическую обстановку в изучаемом блоке земной коры. При разгрузке терм на поверхность Земли происходит вынос глубинного тепла, дополняющий фоновый, кондуктивный тепловой поток. На Чукотском полуострове были изучены 33 группы термоминеральных источников, проведены комплексные геохимические исследования газов, спонтанно выделяющихся из вод, определена концентрация и изотопный состав гелия, аргона, неона. Измерения концентрации и изотопный состав инертных газов проводились в Геологическом институте КНЦ РАН, ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) и Национальном институте геофизики и вулканологии Италии INGV (Палермо, Италия) [Поляк и др., 2010; Polyak et al., 2013].

Авторы использовали опубликованные в работе [Polyak et al., 2013] значения отношений изотопов гелия для оценок теплового потока по формуле (1). Расчетные значения q Чукотского полуострова представлены в табл. 2.

Беринговский субтеррейн, имеющий докембрийский фундамент и палеозойский чехол, расположен большей своей частью на севере Чукотского полуострова. Величины R изменяются здесь от $40 \cdot 10^{-8}$ до $80 \cdot 10^{-8}$. Среднее значение теплового потока равно 68 мВт/м^2 . Южная часть Чукотского полуострова фрагментарно перекрывается меловым Охотско-Чукотским вулканогенным поясом, сложенным кислыми и средними вулканитами и комагматическими им интрузиями, структурами неоген-четвертичного базальтового вулканизма (Энмелинские вулканы). В этой части полуострова R изменяется от $20 \cdot 10^{-8}$ до $50 \cdot 10^{-8}$. Среднее значение теплового потока составляет 63 мВт/м^2 .

Наибольшей геодинамической активностью на Чукотском полуострове обладает Колючинско-Мечигменская зона (КМЗ), тянувшаяся от Колюченской губы до Мечигменского залива (см. рис. 2). На всем своем протяжении КМЗ характеризуется утоненной континентальной корой, положительными аномалиями силы тяжести, новейшими вертикальными и горизонтальными движениями, высокой сейсмичностью, неоген-четвертичным вулканизмом [Владимирцева и др., 2001]. Среднее значение R в КМЗ составляет $72 \cdot 10^{-8}$, максимальное — $R = 172 \cdot 10^{-8}$. Распределение значений R вдоль КМЗ показывает их убывание в двух направлениях от максимума — на северо-запад и юго-восток. Такая изменчивость изо-

топно-гелиевого значения вдоль простирания является характерной особенностью континентальных рифтов [Поляк, 2004]. Тепловой поток в пределах КМЗ имеет повышенное значение $67-77 \text{ мВт/м}^2$, средняя величина q составляет 70 мВт/м^2 . Геохимические особенности КМЗ, по всей вероятности, отражают подъем кровли частичного плавления мантийного вещества (астеносферный диапиризм), активизирующего зоны прогиба с возобновлением базитового магматизма в неоген-четвертичное время и поставляющего в земную кору изотоп ^{3}He . В заключении отметим, что разброс значений теплового потока, измеренных изотопно-гелиевым методом, на Чукотском полуострове невелик. Средние значения q распределяются по региону следующим образом: Колючинско-Мечигменская зона — 70 мВт/м^2 ; северная часть полуострова — 68 мВт/м^2 ; южная часть — 63 мВт/м^2 . Среднее значение теплового потока Чукотского полуострова составляет $68 \pm 4 \text{ мВт/м}^2$ (см. табл. 1).

Анадырский осадочный бассейн (см. рис. 1). Анадырская впадина находится на северо-восточной окраине Азиатского континента и имеет экваториальное продолжение на шельфе Берингова моря. В структуре осадочного чехла выделяется система прогибов и поднятий, которая проявлена в распределении мощностей кайнозойских отложений и в глубине залегания поверхности складчатого фундамента. Мощность неоген-четвертичных отложений в пределах прогибов достигает $3500-4000 \text{ м}$, в пределах поднятий она сокращается до $500-100 \text{ м}$ [Антипов и др., 2009]. Осадочная толща характеризуется высокой скоростью и непрерывностью осадконакопления. Несмотря на значительный объем буровых работ, проведенных на территории бассейна в 1960—1990 гг., планомерных геотермических исследований здесь не проводилось. Термокаротаж скважин с необходимым временем выстойки выполнен в единичных случаях, теплофизические исследования кернового материала незначительны. По 26 определениям средние значения геотермического градиента в бассейне составляют $30-40 \text{ мК/м}$, теплового потока — $59 \pm 10 \text{ мВт/м}^2$ (см. табл. 1). Максимальные значения теплового потока $70-80 \text{ мВт/м}^2$ приурочены, как правило, к положительным локальным структурам, расположенным на юге бассейна. На севере бассейна q уменьшается до 50 мВт/м^2 . Для сухопутной центральной части Анадырской впадины по линии геолого-геофизического профиля построен геотермический разрез, показывающий расположение геоизотерм ($^{\circ}\text{C}$) $30, 60, 90, 120$ (рис. 3).

Температуры в земной коре вдоль профиля определялись на основе решения двумерного стационарного уравнения теплопроводности для неоднородной среды [Gornov, 2021]. В качестве исходных данных были приняты имеющиеся значения мощности, теплопроводности (λ) и радиогенной теплогенерации (A) слоев земной коры, плотности теплового потока. Ввиду отсутствия прямых измерений коэффициента теплопроводности и теплогенерации горных пород вдоль профиля, нами были обобщены и применены при расчетах имеющиеся экспериментальные данные [Горошко и др., 2006; Горнов и др., 2009; Гаврильев, 2013; Дучков и др., 2013]. Значения A и λ вынесены на слои осадочного чехла разреза (см. рис. 3).

В направлении с юга на север выделяются следующие главные структурные элементы: прогибы Майнинский, Центральный, Вахрушинский, осложненные системой локальных поднятий — Верхнеэчинским, Эчинским, Собольковским, Угловым. Земная кора разреза включает: осадочный чехол $\text{N}_1-\text{N}_2-\text{Q}_1$ (галечники, пески, переслаивание алевролитов, аргиллитов, конгломератов); осадочный чехол и верхний переходный комплекс P_3 (песчаники, редкие включения алевролитов и конгломератов); нижний переходный комплекс и складчатый фундамент P_{1-2} (переслаивание углистых аргиллитов, туфогенных песчаников и алевролитов). Мощность неоген-четвертичных осадочных отложений достигает $3500-4000 \text{ м}$ в Майнинском прогибе, уменьшается в северном направлении до $2200-2500 \text{ м}$ в Собольковском поднятии и до $500-1000 \text{ м}$ в Угловом поднятии и Вахрушинском прогибе. Тепловой поток вдоль геотермического разреза изменяется от 47 до 80 мВт/м^2 , среднее значение q равно 61 мВт/м^2 . К положительным локальным структурам приурочены повышенные значения теплового потока и подъем геоизотерм.

Осадочные бассейны являются главными объектами при поисках и разведке месторождений углеводородов. Пластовые температуры всесторонне воздействуют на процессы образования и накопления нефти и газа в осадочных толщах. Захороненное в толще осадков рассеянное органическое вещество уже в процессе протокатагенеза (буроугольная стадия) выделяет биогенные газовые флюиды (метан и его низшие гомологи), а дальше в процессе мезокатагенеза начинается генерация газообразных и жидких углеводородов при определенных температурах. Так, образование жидких углеводородов протекает наиболее интенсивно в интервале от 60 до $140 \text{ }^{\circ}\text{C}$ (главная зона нефтеобразования), а газообразных углеводородов в интервале $140-180 \text{ }^{\circ}\text{C}$ при скорости нагрева $1-10 \text{ }^{\circ}\text{C/млн лет}$ [Корчагина, Четверикова, 1983; Вассоевич, 1986; Бурштейн и др., 1997]. Температурный режим определяет глубинную зональность и пространственное положение зон нефтегазообразования в осадочных толщах. Очевидно, что однозначных температур, характеризующих переход от одной стадии катагенеза материнского углеводородного потенциала к другой, не существует. Температурные пределы зависят от структурно-тектонических, геохимических, теплофизических, временных и ряда других факторов. В зависимости от геотемпературных условий разновозрастных осадочных толщ этот переход будет фиксироваться при

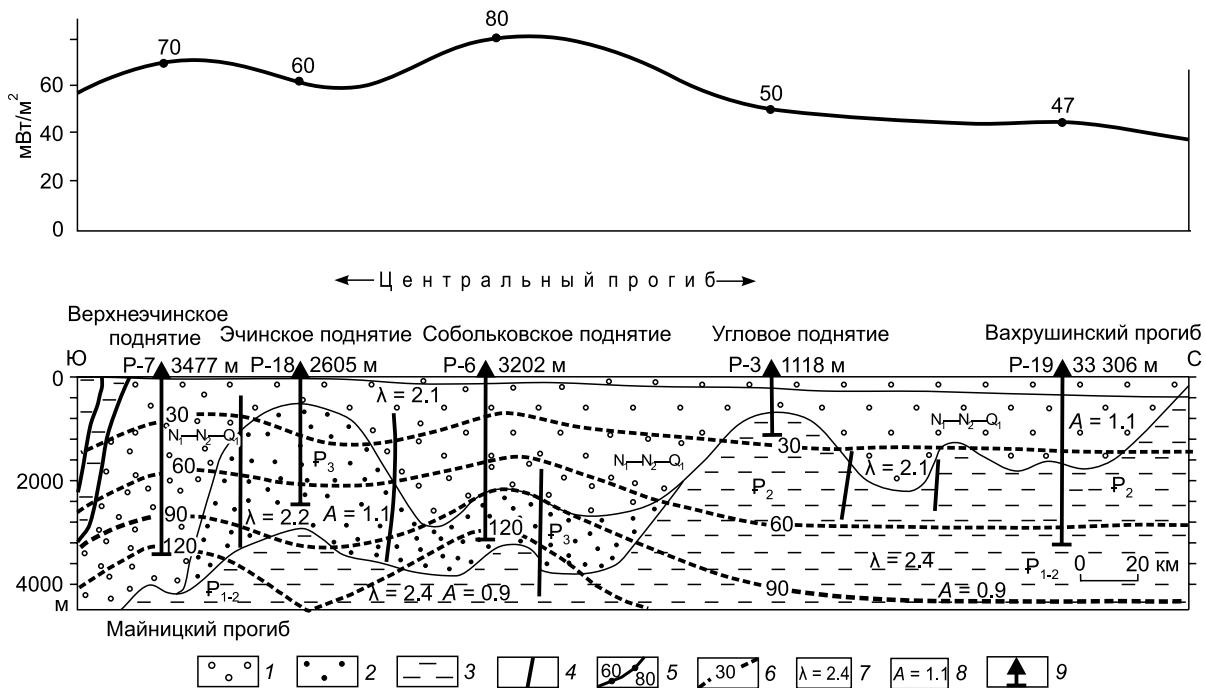


Рис. 3. Комплексный геологово-геофизический профиль через Анадырскую впадину (геологические данные по [Антипов и др., 2009]).

1 — осадочный чехол; 2 — осадочный чехол и верхний переходный комплекс; 3 — нижний переходный комплекс и складчатый фундамент; 4 — разломные ограничения структурных элементов; 5 — измеренные значения теплового потока (mBT/m^2); 6 — геоизотермы ($^{\circ}\text{C}$); 7 — коэффициент теплопроводности ($\text{Bt}/(\text{m}\cdot\text{K})$); 8 — радиогенерация в горных породах (мкBt/m^3); 9 — скважины, обозначения и их глубина.

существенно различных температурах. Разные исследователи не однозначно определяют температурные интервалы стадий катагенеза органического вещества.

Зона протогенеза (50 — 60 $^{\circ}\text{C}$) охватывает отложения почти всего неогена и верхнюю часть разреза в осадочном чехле Верхнеэчинского, Эчинского, Собольковского поднятий на глубинах 1200 — 2200 м. Стадия раннего мезокатагенеза (МК_1), 70 — 90 $^{\circ}\text{C}$, охватывает породы олигоцена и частично породы нижнего миоцена в осадочном чехле верхнего переходного комплекса на глубинах 2400 — 3400 м. Стадия среднего мезокатагенеза (МК_2), 110 — 130 $^{\circ}\text{C}$, фиксируется в интервале глубин 3000 — 4000 м нижнего переходного комплекса миоцена (N_1) Верхнеэчинского поднятия и олигоцена (P_3) Собольковского поднятия. По данным [Антипов и др., 2009], отражательная способность витринита (R_{Vt}^0 %) для неогеновых и олигоценовых отложений (N_{1-3} , P_3) по линии разреза составляет 0.50 — 0.87 , что соответствует максимальным палеотемпературам 50 — 135 $^{\circ}\text{C}$. Переход от протокатагенеза к мезокатагенезу, которому соответствует начало интенсивного образования нефти в материнских породах при геотемпературах 60 $^{\circ}\text{C}$, прослеживается в неогеновых отложениях с глубины 1600 м для Собольковского поднятия, 1700 м для Верхнеэчинского поднятия и 3000 — 4000 м — в миоценовых и олигоценовых осадочных толщах тех же структур при геотемпературах 90 — 130 $^{\circ}\text{C}$.

Распределение температур по разрезу осадочного чехла показывает, что в основном только олигоценовые и отчасти миоценовые отложения в настоящее время находятся в термических условиях, наиболее благоприятных для нефтегенерации. Распределение максимальных палеотемператур, основанное на данных по отражательной способности витринита, и современные температуры свидетельствуют, что на протяжении геологической истории в достаточной для нефтегенерации степени были прогреты только олигоценовые отложения (осадочный чехол и верхний переходный комплекс, P_3). Миоценовые отложения, вероятнее всего, оказались «недогретыми». Таким образом, геотемпературные условия допускают существование главной зоны нефтеобразования в Майницком и Центральном прогибах Анадырской впадины на глубинах 1600 — 4000 м.

Хатырский бассейн (см. рис. 1). Осадочный чехол Хатырского бассейна начал образовываться в кайнозое после формирования аккреционной покровно-надвиговой структуры Корякского региона, он сложен эоцен-олигоценовыми отложениями отгороженного Алеутской дугой Баренцева моря. Эоцен-олигоценовый комплекс состоит из морских, преимущественно глинистых отложений (мощность от 100

до 3400 м); прибрежно-морских, часто флишоидных толщ (мощность увеличивается на юго-запад до 6000—8000 м). Миоценовый комплекс распространен на суше в центральных прибрежных и северо-восточных районах, сложен грубо- и тонкообломочными породами, содержащими диатомиты. Мощность миоценового комплекса варьирует от 1500 до 4500 м, перекрывающий плиоцен-четвертичный комплекс имеет небольшую мощность (0—500 м) и сложен разнофациальными, грубообломочными породами [Шеин, Игнатова, 2007].

Геотермическая изученность Хатырского бассейна незначительна. Термокаротаж скважин проводился без достаточного времени «выстойки», дискретно с шагом от 100 до 1000 м. В пределах бассейна выполнено 12 определений теплового потока, по которым установлены вариации g от 15 до 25 мК/м и q от 40 до 60 мВт/м². Средняя величина теплового потока в Хатырском бассейне, по нашим оценкам, составляет 52 ± 9 мВт/м² (см. табл. 1).

СТРУКТУРЫ, НЕ ИЗУЧЕННЫЕ В ГЕОТЕРМИЧЕСКОМ ОТНОШЕНИИ

Следует отметить, что огромные пространства северо-востока России практически не изучены в геотермическом отношении, для ряда тектонических структур имеются только единичные измерения теплового потока. Кратко рассмотрим эти территории.

Южно-Ануйская сутура (см. рис. 1) является одним из основных тектонических элементов мезоида северо-востока Азии. Она разделяет структуры, образовавшиеся вдоль арктической и тихоокеанской континентальных окраин. К северу от сутуры расположены структуры Новосибирско-Чукотской складчатой области, южнее находятся структуры Верхояно-Колымской складчатой области. Южно-Ануйская сутура прослеживается на расстоянии 1600 км от о. Большой Ляховский в восточной части моря Лаптевых и далее на юго-восток через северную часть Приморской депрессии до верховьев р. Большой Ануй. Вопросы границ Южно-Ануйской сутуры, ее возраста, западного и восточного продолжения, а также главных закономерностей образования и эволюции остаются дискуссионными [Соколов и др., 2015]. Эта тектоническая структура характеризуется невысокой сейсмичностью (магнитуда 2—4), средней геодинамической активностью 3—4 классов [Имаева и др., 2021]. Единичное определение теплового потока проведено на о. Большой Ляховский, величина его составила 50 мВт/м².

Корякско-Камчатская складчатая область (см. рис. 1) сложена террейнами — фрагментами континентальных окраин, формировавшихся в процессе «причленения» к континенту со стороны океана разновозрастных и разнообразных по геодинамическому типу террейнов. Аккремция террейнов завершилась в конце раннего мела. Впоследствии они были несогласно перекрыты позднемеловыми и эоцен-олигоценовыми осадочными образованиями. В составе области выделяются Западно-Корякская, Анадырско-Корякская и Олюторо-Камчатская складчатые системы [Геодинамика..., 2006; Соколов, 2010]. В пределах области на участке Гриневецкий зафиксировано высокое значение теплового потока — 68 мВт/м², которое хорошо коррелирует с высокими геодинамической активностью и сейсмичностью региона.

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (см. рис. 1) является частью мезозойско-кайнозойской планетарной системы вулканогенных поясов Тихоокеанского огненного кольца. Пояс имеет ширину 100—300 км и протягивается от Чукотского полуострова на северо-востоке до Удской губы на юго-западе, маркируя субдукционные процессы на активной континентальной окраине Евразии мелового времени. Пояс залегает на тектонических структурах северо-востока России, частично перекрываая Новосибирско-Чукотскую, Верхояно-Колымскую, Корякско-Камчатскую складчатые области [Зоненшайн и др., 1990; Чехов, 2000; Геодинамика..., 2006]. На огромной территории Охотско-Чукотского вулканогенного пояса выполнено два измерения теплового потока. Получены практически идентичные значения q , равные 60 и 63 мВт/м².

Охотский и Омолонский террейны (см. рис. 1) характеризуются зрелой континентальной земной корой, наличием дорифейского кристаллического фундамента и вышележащих отложений многоярусного рифейско-фанерозойского вулканогенно-осадочного чехла. Об образовании этих террейнов существуют крайне противоречивые мнения. Возможно, они являются обломками былого Северо-Азиатского кратона либо представляют самостоятельные структурные элементы, либо это «чужеродные» террейны, пришедшие «издалека». Дискуссионным является и положение границ этих террейнов [Тектоника..., 2001]. В пределах террейнов выполнено четыре измерения теплового потока. Значения q изменяются от 42 до 52 мВт/м², составляя в среднем 45 мВт/м².

Авторы полагают, что в процессе дальнейшего анализа геотермических данных по этим слабоизученным территориям удастся выполнить для них более точные прогнозные оценки значений теплового потока, учитывая их тектоническое строение, сейсмичность, геодинамическую активность.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Районирование теплового потока является сложной и в общем неопределенной задачей, которая усугубляется существенной инерционностью теплового поля и недостаточной его изученностью. Уровни стационарности, нестационарности теплового поля обусловлены большим количеством разнообразных факторов. Среди них можно выделить вариации температуры поверхности Земли в современную и прошлые эпохи, особенности кондуктивной теплопередачи в среде с неоднородной теплопроводностью, расположение источников тепла, циркуляцию подземных вод, геодинамическую активность и многие другие. Общепринятая методика определения характера и уровня стационарности, нестационарности теплового поля пока не разработана. Существуют единичные работы, затрагивающие эти вопросы [Смыслов и др., 1979; Смирнов, 1980].

Одним из факторов, позволяющих оценивать геотермический режим, могут служить классы геодинамической активности тектонических структур. По степени активности и направленности геодинамических процессов были разработаны региональные принципы классификации неотектонических структур северо-восточного сектора прибрежно-шельфовой области Российской Арктики с обоснованием их дифференциации на классы [Гусев и др., 2016]. Каждый класс активности определяет свойственный ему набор и оптимальное количество признаков: тектоническая (геодинамическая) обстановка, вещественный состав, геофизические параметры (величина теплового потока, аномалии поля силы тяжести, мощность земной коры), характеристики рельефа (высота, его контрастность, скорость вертикального и горизонтального перемещений земной поверхности). В работе [Имаева и др., 2021] выделены следующие классы геодинамической активности: 1 — низкий, 2—4 — умеренные, 5—7 — высокие. Высокая геодинамическая активность изменяет структуру земной коры и ее строение, стабильность теплового поля нарушается, оно становится более дифференцированным, в нем появляются зоны повышенных и пониженных значений теплового потока, что свойственно нестационарному тепловому режиму.

Тектонические структуры с высоким классом геодинамической активности и повышенными разноуровневыми значениями теплового потока располагаются в активных сегментах сейсмических поясов — Арктико-Азиатском и Чукотско-Охотском [Имаева и др., 2021]. Авторы предполагают, что тектонические структуры, примыкающие к сейсмическим поясам и имеющие высокий класс геодинамической активности, разноуровневые значения теплового потока ($50—80 \text{ мВт/м}^2$) обладают нестационарным геотермическим режимом. Структуры с низким и умеренным классом (1—4) геодинамической активности характеризуются невысокими значениями теплового потока ($40—50 \text{ мВт/м}^2$) и стационарным геотермическим режимом. К тектоническим структурам с нестационарным геотермическим режимом отнесена южная часть Верхояно-Колымской складчатой области, расположенная в полосе взаимодействия Евразийской и Северо-Американской литосферных плит. Эта тектоническая зона характеризуется высоким классом геодинамической активности (5—7) и большим разнообразием измеренных значений теплового потока ($50—80 \text{ мВт/м}^2$). Нестационарный геотермический режим, по всей вероятности, преобладает и в тектонических структурах, примыкающих к Чукотско-Охотскому сейсмическому поясу. Это Новосибирско-Чукотская и Корякско-Камчатская складчатые области и Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (см. рис. 1). Геодинамическая активность этих тектонических структур, соответственно, высокая (класса 5—7).

Стационарный тепловой режим преобладает на северо-восточной части Сибирской платформы, Охотском и Омолонском террейнах, которые характеризуются зрелой континентальной земной корой, наличием дорифейского кристаллического фундамента. К областям со стационарным тепловым режимом авторы относят также и неизученные в геотермическом отношении северные части Верхояно-Колымской складчатой области. Все эти структуры асейсмичны, здесь зарегистрированы единичные землетрясения магнитудой 2—3, фиксируется низкая (класс 1—3) геодинамическая активность [Имаева и др., 2021] и низкий тепловой поток, составляющий $30—50 \text{ мВт/м}^2$.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геотермические исследования на северо-востоке России в основном были выполнены в 1960—1990 гг. научными и производственными организациями. Результаты измерений отражены в разнообразных, труднодоступных в настоящее время публикациях, в отчетах производственных организаций, в базах данных институтов. Нами был выполнен поиск, анализ и обобщение существующего геотермического материала, составлен каталог теплового потока региона (см. доп. материалы). На основе каталога построена карта распределения теплового потока северо-востока России (см. рис. 1). Недостаточная геотермическая изученность, неравномерность распределения измеренных значений теплового потока не позволяют достоверно провести рисовку изолиний теплового потока. Поэтому авторы ограничились только нанесением на карту пунктов определения теплового потока с их величинами. Для Беринговского субтеррейна, Анадырского и Хатырского бассейнов проведено осреднение значений те-

плового потока по градусной сетке $1 \times 1^\circ$. В пределах региона тепловой поток изменяется от 15—20 до 80—100 мВт/м². Среднее значение q составляет 50—60 мВт/м².

На Беринговском субтеррейне (Чукотский полуостров) для определения теплового потока был применен изотопно-гелиевый метод. В этом структурном образовании выделяются несколько фаз фанерозойской тектономагматической активизации, последняя — позднекайнозойская. Интегральной характеристикой современного термального состояния верхней части земной коры является тепловой поток, который отражает суммарный энергетический эффект всех прошлых фаз тектономагматических процессов. В основу изотопно-гелиевого метода оценки значения теплового потока положено содержание мантийного компонента ^{3}He в газах термальных источников. Очевидно, что основная часть зафиксированного изотопа является продуктом последней тектономагматической активизации, т. е. возможно, что при измерениях не в полной мере учитываются предыдущие поступления мантийного гелия. В этой связи реальные значения теплового потока могут быть выше, чем оцененные изотопно-гелиевым методом.

В заключение авторы выражают глубокую благодарность Л.С. Соколовой за многочисленные консультации по техническим и методическим вопросам, за ознакомление с рукописью, критическое обсуждение и конструктивные замечания, учтенные в статье; а также анонимным экспертам, отзывы которых позволили существенно улучшить статью.

Исследования выполнены в рамках государственного задания Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН (проект Минобрнауки РФ 075-01215-23-00) и Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН (проект Минобрнауки РФ FWZZ-2022-0019).

ЛИТЕРАТУРА

Антипов М.П., Бондаренко Г.Е., Бордовская Т.О., Шипилов Э.В. Тектоническая эволюция Анадырской впадины в связи с перспективами ее нефтегазоносности (северо-восток Евразии) // Геотектоника, 2009, № 5, с. 74—96.

Балобаев В.Т. Геотермия мерзлой зоны литосферы севера Азии. Новосибирск, Наука, 1991, 194 с.

Бурштейн Л.М., Жидкова Л.В., Конторович А.Э., Меленевский В.Н. Модель катагенеза органического вещества (на примере баженовской свиты) // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (6), с. 1070—1078.

Вассоевич Н.Б. Избранные труды. Геохимия органического вещества и происхождение нефти. М., Наука, 1986, 368 с.

Владимирцева Ю.А., Дыканюк Е.А., Манукян А.М., Степина Т.С., Сурмилова Е.П. Государственная геологическая карта РФ м-ба 1:1 000 000. Объяснительная записка. СПб, ВСЕГЕИ, 2001, 139 с.

Гаврильев Р.И. Каталог теплофизических свойств горных пород северо-востока России. Якутск, ИМЗ СО РАН, 2013, 174 с.

Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. Геодинамика Евразии — тектоника плит и тектоника блоков // Геотектоника, 2004, № 1, с. 2—20.

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток, Дальнаука, 2006, кн. 1, 572 с.

Горнов П.Ю., Горошко М.В., Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я. Геотермические разрезы земной коры области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов и смежных платформ // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (5), с. 630—647.

Горошко М.В., Малышев Ю.Ф., Кириллов В.Е. Металлогения урана Дальнего Востока России. М., Наука, 2006, 373 с.

Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозоид. М., Наука, 1979, 208 с.

Гусев Г.С., Межеловский Н.В., Имаева Л.П. Тектонические (геодинамические) процессы и обстановки // Тектонический кодекс России / Ред. Н.В. Межеловский. М., ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2016, с. 59—78.

Девяткин В.Н. Тепловой поток криолитозоны Сибири (методика и результаты изучения). Новосибирск, Наука, 1993, 165 с.

Дучков А.Д., Соколова Л.С., Аюнов Д.Е., Злобина О.Н. Теплопроводность пород осадочного чехла арктической части западной Сибири // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (12), с. 1952—1960.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Наука, 1990, 662 с.

Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. М., ГЕОС, 2000, 226 с.

Имаева Л.П., Имаев В.С., Середкина А.И. Сейсмотектонические деформации активных сегментов зоны сопряжения Колымо-Омолонского супертеррейна и Южно-Ануйской сутуры, северо-востока России // Геотектоника, 2021, № 1, с. 23—40.

Козьмин Б.М. Сейсмические пояса Якутии и механизм очагов их землетрясений. М., Наука, 1984, 125 с.

Корчагина Ю.И., Четверикова О.П. Методы оценки генерации углеводородов в нефтепродуцирующих породах. М., Недра, 1983, 222 с.

Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. Тектоника, геодинамика и металлогенез территории Республики Саха (Якутия). М., Маик «Наука/Интерпериодика», 2001, 571 с.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогоо О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22, № 6, с. 7—41.

Паталаха Е.И., Поляков А.И. Термический эффект тектонических деформаций // Геология и геофизика, 1977 (9), с. 14—22.

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

Поляк Б.Г. Спрединг и рифтогенез: изотопно-гелиевая специфика // Геотектоника, 2004, № 6, с. 19—32.

Поляк Б.Г., Толстыхин И.Н., Якуцени В.П. Изотопный состав гелия и тепловой поток — геохимический и геофизический аспекты тектогенеза // Геотектоника, 1979, № 5, с. 1—25.

Поляк Б.Г., Лаврушин В.Ю., Чешко А.Л., Прасолов Э.М., Каменский И.Л. Новейшая тектономагматическая активизация Колючинско-Мечигменской зоны Чукотского полуострова (по данным состава газов и гидротерм) // Геотектоника, 2010, № 6, с. 99—100.

Смыслов А.А., Моисенко У.И., Чадович Т.З. Тепловой режим и радиоактивность Земли. Л., Недра, 1979, 191 с.

Смирнов Я.Б. Тепловое поле территорий СССР (пояснительная записка к картам теплового потока и глубинных температур). М., Главное управление геодезии и картографии, 1980, 150 с.

Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли. М., Изд-во Моск. ун-та, 2002, 506 с.

Соколов С.Д. Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника, 2010, № 6, с. 60—78.

Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Леер П. Тектоника Южно-Ануйской сутуры (Северо-Восток Азии) // Геотектоника, 2015, № 1, с. 5—30.

Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика: геологическое приложение физики сплошных сред. М., Мир, 1985, ч. 1, 376 с.

Тильман С.М., Богданов Н.А. Тектоническая карта северо-востока Азии. М-б 1 : 1 500 000. М., Комитет по геодезии и картографии МПР РФ, 1992.

Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Соловьев В.М., Шибаев С.В., Петров А.Ф., Горнов П.Ю., Шестаков Н.В., Бойко Е.В., Тимофеев А.В. Межплитные границы Дальневосточного региона России по данным GPS измерений, сейморазведки и сейсмологии // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (4), с. 489—507.

Чехов А.Д. Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии. М., Научный мир, 2000, 204 с.

Шеин В.С., Игнатова В.А. Геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Дальнего Востока. М., ВНИГНИ, 2007, 296 с.

Gornov P. Geothermy of the continental margins of Eastern Russia // Heat-mass transfer and geodynamics of the lithosphere / Ed. V. Svalova. Cham, Springer, 2021, p. 123—137, doi: [10.1007/978-3-030-63571-8](https://doi.org/10.1007/978-3-030-63571-8).

Mackey G.K., Fujita K., Ruff L.J. Crustal thickness of Northeast Russia // Tectonophysics, 1998, v. 284, p. 283—297, doi: [10.1016/S0040-1951\(97\)00180-7](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00180-7).

Polyak B.G., Prasolov E.M., Lavrushin V.Yu., Cheshko A.L., Kamenskii I.L. He, Ar, C and N isotopes in thermal springs of the Chukotka Peninsula: Geochemical evidence of the recent rifting in the north-eastern Asia // Chem. Geol., 2013, v. 339, p. 127—140, doi: [10.1016/j.chemgeo.2012.08.026](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.08.026).

Zonenshain L.P., Savostin L.A. Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics of Asia // Tectonophysics, 1981, v. 76, p. 1—45, doi: [10.1016/0040-1951\(81\)90251-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90251-1).