

ГЕОФИЗИКА

УДК 550.361+550.83 (5.012)

**ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ И ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЛИТОСФЕРЫ
ОБЛАСТИ ПЕРЕХОДА КОНТИНЕНТ—ОКЕАН СЕВЕРОВОСТОКА ЕВРАЗИИ**

П.Ю. Горнов, Г.З. Гильманова

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

Рассматриваемый регион находится в активной «переходной» зоне от Евразийского континента к Тихому океану, которая включает в себя не только пограничную область континент—океан (береговую линию континента, окраинные моря, островные дуги, глубоководные желоба), но и краевые части внутриконтинентальных районов Евразийского континента с различным строением и режимом развития. Переходная зона является природным буферным, демпфирующим регулятором взаимодействия Евразийского и Тихоокеанской плит, характеризуется интенсивным орогенезом, современным вулканизмом, активной сейсмичностью, разнообразным геотермическим режимом, большой неоднородностью значений значений теплового потока.

Существующая геотермическая информация для региона недостаточно обобщена. После последних построений 1990-х годов появились новые данные, новые геоинформационные технологии. В работе суммирован и проанализирован существующий геотермический материал, построена детальная карта распределения теплового потока и на ее основе проведен расчет температур на поверхности Мохо, мощности «геотермической» литосферы, построены карты распределения этих величин.

Тепловой поток, температуры, поверхность Мохо, литосфера.

**THERMAL FIELD AND GEOTHERMAL MODELS OF THE LITHOSPHERE
IN THE CONTINENT—OCEAN TRANSITION ZONE OF NORTHEASTERN EURASIA**

P.Yu. Gornov and G.Z. Gil'manova

The region under study is located in the active «transition zone» from the Eurasian continent to the Pacific Ocean. The zone occupies not only the continent—ocean border area (continental coastline, marginal seas, island arcs, and deep-sea trenches) but also the margins of intracontinental regions of the Eurasian continent with different structures and regimes of development. The transition zone is a natural buffering and damping regulator of the interaction between the Eurasian and Pacific plates and is characterized by intense orogenesis, contemporary volcanism, active seismicity, diverse geothermal regime, and highly nonuniform measured heat-flow values. Available geothermal data for the region are not sufficiently generalized. After the latest maps compiled in the 1990s, new data have been obtained and new geoinformation technologies have been developed. In the study presented in this paper, available geothermal information has been generalized and a detailed heat flow distribution map has been compiled and used to calculate Moho temperatures, to determine the thickness of the “geothermal” lithosphere, and to construct distribution maps of these parameters.

Heat flow, temperature, Moho discontinuity, lithosphere

ВВЕДЕНИЕ

Рассматриваемый регион находится в активной «переходной» зоне от Евразийского континента к Тихому океану. В данной работе под переходной зоной понимается не только пограничная область континент—океан (береговая линия континента, окраинные моря, островные дуги, глубоководные желоба), но и краевые части внутриконтинентальных районов Евразийского континента с различным строением и режимом развития. Переходная зона является природным буферным, демпфирующим регулятором взаимодействия Евразийского и Тихоокеанской плит и ряда плит меньшего порядка (Охотской, Северо-Китайской, Амурского блока). В переходной зоне на рубеже мезозоя—кайнозоя происходили активные

тектонические, магматические и геодинамические процессы, что и предопределило, по всей вероятности, разнообразный геотермический режим и большую неоднородность измеренных значений теплового потока.

На исследуемой территории расположены докембрийские платформы, массивы с древним метаморфизованным фундаментом, аккреционные и коллизионные складчатые системы палеозой–кайнозойского возраста, многочисленные наложенные и рифтогенные впадины, вулканоплутонические пояса мезозойско-кайнозойского времени заложения, окраинные Охотское и Японское моря, Курило-Камчатская и Японская островодужные системы (рис. 1).

Проблема изучения термического режима земной коры и верхней мантии, его взаимосвязи с другими геофизическими полями, тектоническими, магматическими и метаморфическими процессами является важнейшей фундаментальной задачей геологии и одной из ключевых в науках о Земле.

Геотермическая изученность в регионе неравномерна, относительно плотная сеть измерений теплового потока имеется на акваториях, прилегающих к северо-восточной окраине Евразии, и осадочных бассейнах региона. Существующая геотермическая изученность позволяет надежно характеризовать тепловые поля практически всех структурно-формационных зон региона.

Со времени последних построений [Веселов и др., 1974; Сычев и др., 1982; Чермак, 1982; Шевалдин и др., 1984; Смирнов, 1986; Туезов, 1988; Тектоносфера..., 1992; Geothermics..., 1996; Горнов, 1998; Artemieva, Mooney, 2001; Левин, 2006; Artemieva, 2006; и др.] появились новые данные измеренных значений теплового потока [Global..., 2011; Геотермический..., 2014], новые геоинформационные технологии, новые возможности для построения более детальных, более точных геотермических моделей. Исходя из этого, целью работы являлось обобщение и анализ существующего геотермического материала, построение карты распределения теплового потока и на ее основе определение температур на поверхности Мохоровичича (М), мощности «геотермической» литосферы и построение карт распределения этих величин.

МЕТОДИКА ПОСТРОЕНИЯ ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ

Исходными данными при расчетах служили сведения о тепловом потоке, теплофизических характеристиках горных пород и глубинном строении, по которым выполнялась оценка температур в литосфере региона. Глубинное строение основных типов земной коры и верхней мантии строилось с использованием материалов [Чуйкова и др., 1998; Глубинное строение...2010; Laske et al., 2013], данных многочисленных сейсмических профилей (>50), собственных построений. На основании этого выбрана модель преимущественно послойного распределения теплофизических параметров земной коры и литосферы.

К настоящему времени выполнено значительное количество экспериментальных и теоретических исследований теплофизических характеристик различного типа горных пород (теплопроводность, температуропроводность, теплогенерация) [Малышев, 1977; Дорофеева, 1986; Температура..., 1994; Дучков и др., 2014; Горнов, 2015] и распределения их в слоях земной коры и верхней мантии [Pollack, Charman, 1977; Чермак, 1982; Тепловое поле..., 1987; Горнов и др., 2009]. При расчетах учитывалась зависимость коэффициента теплопроводности от температуры и лучистого теплопереноса. На основании этих данных, учитывая модели глубинного строения, плотности слоев земной коры, продольные скорости сейсмических волн, выбраны следующие значения коэффициентов теплопроводности, величин теплогенерации слоев земной коры и верхней мантии (табл. 1).

Оценки нестационарности теплового режима литосферы региона [Туезов и др., 1995; Веселов, 2005] показывают, что спустя 30—40 млн лет после последней тектономагматической активизации в

Таблица 1. Теплофизические характеристики тектоносферы региона

Тип слоя	Островодужная кора		Шельф		Континентальные окраины		Океаническая кора	
	λ	A	λ	A	λ	A	λ	A
Неконсолидированные осадки	—	—	—	—	—	—	1.0	1.0
Консолидированные осадки	1.8	0.8	—	—	1.6	0.8	—	—
Верхняя кора	2.4	1.0	2.4	1.0	2.4	1.0	—	—
Средняя кора	2.5	0.3	2.5	0.3	2.5	0.3	2.5	0.3
Нижняя кора	2.6	0.2	2.6	0.2	2.6	0.2	2.6	0.14
Верхняя мантия	5	0.04	5	0.04	5	0.04	6	0.04

Примечание. λ — коэффициент теплопроводности (Вт/мК), A — теплогенерация (мкВт/м³).

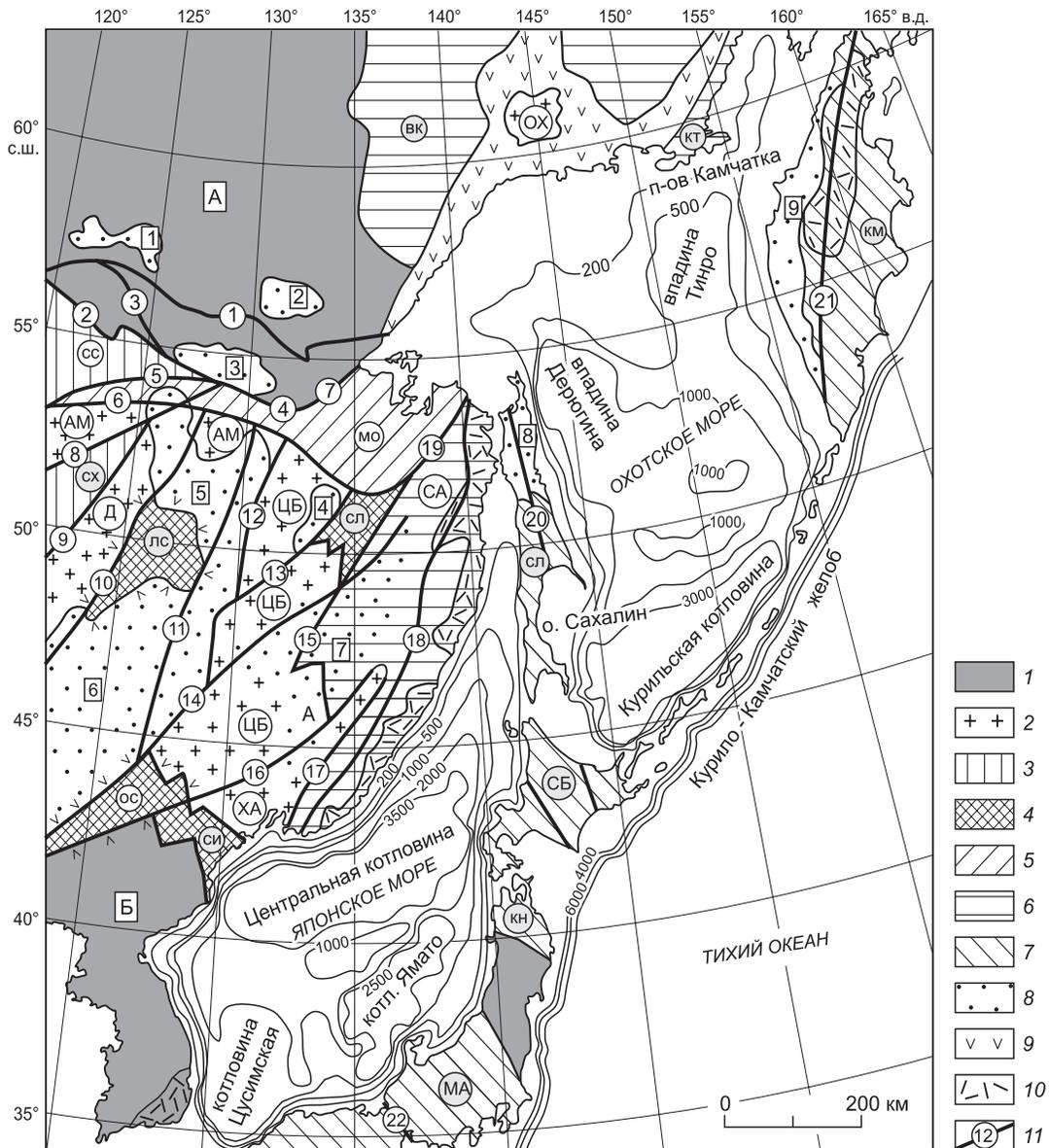


Рис. 1. Схема тектонического районирования области перехода континент—океан северо-востока Евразии.

Составлена с использованием материалов [Зоненшайн и др., 1990; Моссаковский и др., 1993; Парфенов и др., 2003; Тектоника..., 2005; Ren Jisun et al., 1999; Li Jianghai et al., 2000].

1 — древние платформы, буквы в прямоугольнике: Сибирская (А), Северо-Китайская (Б); 2 — микроконтиненты с докембрийским фундаментом, буквы в кружках: Аргуно-Мамынский (АМ), Дягдаци (Д), Цзямусы-Буреинский (ЦБ), Ханкайский (ХА); 3—7 — орогенные пояса, цифры в кружках: 3 — каледонские: Селенга-Становой (СС), Северо-Хинганский (СХ); 4 — герцинские: Луньцзян-Селемджинский (ЛС), Ондоро-Сумский (ОС), Силамулунь-Иэнбэнский (СИ), Сулукский (СЛ); 5 — позднегерцинско-индосинийские: Монголо-Охотский (МО); 6 — киммерийские: Сихотэ-Алиньский (СА), Верхояно-Колымский (ВК), Колымо-Танорский (КТ); 7 — позднекиммерийско-альпийские: Камчатский (КМ), Сахалинский (СЛ), Санбагава (СБ), Кенганский (КН), Мино-Тамбо-Ашио (МА); 8 — мезозойско-кайнозойские осадочные бассейны и впадины, цифры в квадратах: 1 — Чуманская, 2 — Токинская, 3 — Верхнезейская, 4 — Буреинская, 5 — Амуро-Зейская, 6 — Северо-Китайский, 7 — Среднеамурская, 8 — Северо-Сахалинский, 9 — Западно-Камчатский; 9, 10 — вулканические пояса: 9 — мезозойские, 10 — позднемезозойско-кайнозойские; 11 — основные разломы, цифры в кружках: 1 — Становой, 2 — Джелтулакский, 3 — Унахинский, 4 — Ланский, 5 — Северо-Турурингрский, 6 — Южно-Турурингрский, 7 — Улигданский, 8 — Дербуганский, 9 — Синьлинский, 10 — Нэньцзянский, 11 — Харбинский, 12 — Западно-Туранский, 13 — Хинганский, 14 — Илань-Итунский, 15 — Куканский, 16 — Дунми-Алчанский, 17 — Арсеньевский, 18 — Центрально-Сихотэ-Алиньский, 19 — Пауканский, 20 — Центрально-Сахалинский, 21 — Главный Камчатский, 22 — разломная зона Фосса-Магна.

регионе, нестационарность теплового поля значительно уменьшилась, за исключением областей современного вулканизма, зон разгрузки подземных флюидов и осадочных бассейнов большой мощности. Оценить количественно эффект тепловой нестационарности крайне сложно из-за неопределенности или отсутствия необходимых для этого исходных данных. Достаточно корректно можно предположить, что в настоящее время тепловой режим региона носит в основном стационарный характер, и для его моделирования можно воспользоваться двумерным стационарным уравнением теплопроводности с переменными коэффициентами, численное решение которого находим с использованием метода конечных разностей (метод сеток) [Любошиц, 1976; Любимова и др., 1983; Туезов, Епанешников, 1987].

Не вдаваясь в полемику о физической и геологической сущности поверхности зон раздела литосферы и астеносферы, а также поверхности М, отметим, что литосфера — это твердая, достаточно жесткая оболочка Земли, нижняя граница которой, возможно, расположена в зонах частичного плавления вещества верхней мантии и устанавливается различными геофизическими методами. Неоднородность рельефа ее подошвы по разным данным может существенно различаться. Отсюда вытекает и представление о наличии в верхней мантии Земли реологической границы, вернее, области, отделяющей выше лежащую литосферу от подстилающей астеносферы, мощность которой может достигать первых десятков километров. То же можно сказать и о поверхности М, ввиду, «размытости» определения глубин отражающих границ, вследствие чего переход от коры к верхней мантии растягивается по вертикали на километры — 20 км на Балтийском щите, 5 км в Западной Европе [Лобковский и др., 2004].

В данной работе как температуры на поверхности М, так и глубины расположения подошвы литосферы привязаны к условным жестким границам — глубине залегания поверхности М и глубине расположения температуры солидуса мантийного вещества (малоувлажненный перидотит).

Выбор температуры начала плавления горных пород у разных авторов изменяется от 1050 до 1300 °С [Pollack, Chapman, 1977; Чермак, 1982; Тепловое поле..., 1987]. Мы определили ее величину, равной 1200 °С. Эта температура отвечает зонам частичного плавления вещества мантии (малоувлажненный перидотит), а глубины залегания геоизотерм этой температуры определяют мощность литосферы («геотермический» метод определения мощности литосферы).

В каждом пункте определения теплового потока был проведен расчет распределения температур до глубин 200 км с шагом 1—10 км, и на основании полученных значений определены температуры на поверхности М и глубины расположения геоизотерм 1200 °С. При расчетах исключались значения теплового потока меньше 40 и больше 120 мВт/м². Области поднятия астеносферы к поверхности, которые приведены на карте мощности литосферы, ограничены изолинией 60 км, области опускания — 180 км.

Построение карт распределения теплового потока, мощности литосферы, температуры на поверхности М проводились с помощью модуля ArcGIS Geostatistical Analyst.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ РЕГИОНА

Геотермические параметры континентальной части региона. Материковая область перехода континент—океан северо-востока Евразии обладает невысокими значениями геотермических параметров. Простираение аномалий теплового потока в целом соответствует направлению геоморфологических и тектонических структур. На востоке России аномалии теплового потока, как и структуры, ориентированы в меридиональном и северо-западном, на северо-востоке Китая — в северо-восточном и субмеридиональном направлениях. Средние значения величин теплового потока тектонических структур региона изменяются от 50 до 90 мВт/м². Наибольшие величины характерны для вулканогенных поясов 70—90 мВт/м², осадочных, в основном нефтегазоносных, впадин региона — 80—90 мВт/м², а наименьшие для докембрийских блоков, массивов и орогенных поясов — 45—60 мВт/м².

Тепловой поток докембрийских блоков и массивов определяется в первую очередь радиогенной теплогенерацией горных пород, большой мощностью пород с высокой теплопроводностью, длительным поверхностным охлаждением этих образований. В пределах Сибирской платформы тепловой поток изменяется от 30 до 65 мВт/м² при среднем — 42 мВт/м², геотермический градиент — 10—30 К/км. Блоки с повышенным значением теплового потока 45—50 мВт/м² обладают высокой радиогенной теплогенерацией горных пород. Тепловой поток центральной части Алдано-Станового щита составляет 30—50 мВт/м². Восточная часть щита характеризуется изменением теплового потока от 35 до 65 мВт/м². На севере область платформенного чехла имеет величины теплового потока 20—50 мВт/м², низкие значения 20—30 мВт/м² можно объяснить комплексом причин — длительной тектонической пассивностью литосферных блоков, большой мощностью пород с высокой теплопроводностью и низкой теплогенерацией, длительным поверхностным охлаждением. Более высокие значения теплового потока отмечены в южно-якутских наложенных мезозойских впадинах (Чульманская, Ытымджинская — 45—60 мВт/м²). В Токинской впадине получены повышенные значения теплового потока — 65—80 мВт/м²,

что, возможно, связано с мантийным и астеносферным диапиризмом, высокой мантийной составляющей теплового потока.

Несколько выше значения теплового потока наблюдаются на Северо-Китайской платформе. Измеренные значения теплового потока изменяются от 30 до 82 мВт/м², средняя величина составляет 56 мВт/м². Большинство пунктов определения теплового потока приурочено к рифтогенным впадинам. Все они обладают повышенными значениями теплового потока — 60—80 мВт/м² и геотермического градиента — 30—40 К/км.

Средние величины теплового потока и геотермического градиента у орогенных поясов региона несколько выше, чем в докембрийских блоках и массивах и составляют 50—60 мВт/м² и 20—30 К/км. Прослеживается закономерность в изменениях геотермических характеристик в зависимости от возраста. Наблюдается рост теплового потока и геотермического градиента с омоложением складчатости. Так, тепловой поток раннепалеозойского Селенга-Станового орогенного пояса составляет 45—50 мВт/м², геотермического градиента — 20—25 К/км. Тепловой поток и геотермический градиент мезозойских орогенных поясов возрастает до 55—60 мВт/м² и 30 К/км. Средние значения теплового потока и геотермического градиента позднемезозойского Сихотэ-Алиньского орогенного пояса равны 55 мВт/м² и 25 К/км. Южная часть пояса характеризуется повышенным тепловым потоком > 60 мВт/м², при этом их значения приурочены к сквозным структурам растяжения, зонам сдвиговых дислокаций, обусловившим проявление позднекайнозойского магматизма основного состава. Примерами таких районов являются базальтовые плато в Южном Приморье (Шкотовское, Шуфанское), а на побережье Татарского пролива — Самаргинское, Совгаванское.

Среди вулканогенных поясов максимальными значениями геотермических параметров (85 мВт/м² и 42 К/км) обладает окраинно-континентальный Южно-Корейский пояс [Hyong Chan Kim, Youngmin, 2007]. Наименьшие значения теплового потока 60—70 мВт/м² и геотермического градиента 25—30 К/км устанавливаются для внутриконтинентальных поясов (Иньшаньский, Большехинганский). Среди последних наблюдаются пояса (Умлекано-Огоджинский, Дахинганский) с повышенными значениями геотермических параметров. Так, величины теплового потока и геотермического градиента для них составляют 80 и 72 мВт/м²; 35 и 30 К/км соответственно. Заметного изменения геотермических характеристик в зависимости от мощности земной коры вулканогенных поясов не наблюдается. Слабое возрастание величин теплового потока для поясов с сокращенной корой не сопровождается увеличением геотермического градиента. Следует отметить, что самым вулканогенным поясам, как правило, соответствует резкое изменение мощности земной коры.

Дифференциация геотермических характеристик вулканогенных поясов разного возраста выражена слабее, чем для складчатых систем. Отмечается повышение средних значений теплового потока и геотермического градиента кайнозойских вулканогенных поясов по сравнению с их значениями для мезозойско-кайнозойских поясов и полей вулканитов палеозоя. Последние не различаются по величине среднего теплового потока и характеризуются плавным повышением геотермического градиента по мере их омоложения. Для отдельных вулканогенных поясов такие закономерности могут не выдерживаться. Так, Южно-Корейский пояс, сложенный преимущественно мезозойскими вулканитами с явно подчиненным им развитием кайнозойских вулканитов, имеет сопоставимые или более высокие значения теплового потока и геотермического градиента, чем вулканогенные пояса кайнозоя [Малышев, Липина, 1994].

В исследуемом регионе лучше всего изучены осадочные впадины, большинство из которых принадлежат к мезозойско-кайнозойским рифтогенным структурам континентальных окраин. Все они имеют высокие значения геотермических характеристик, особенно впадины Северо-Китайского осадочного бассейна (Бохайская, Ляохе, Сунляо), в которых величины теплового потока в среднем составляют 70—80 мВт/м² и геотермического градиента 30—40 К/км заметно выше, чем в окружающих районах (50—55 мВт/м² и 20—25 К/км), что, по всей вероятности, обусловлено интенсивным выносом глубинного тепла из разогретых мантийных и астеносферных диапиров по деструктивным зонам, образовавшимся в результате растрескивания и растяжения земной коры и верхней мантии. Высокие значения теплового потока определены во впадинах с большой мощностью осадочного чехла: Верхнебурейнской, Верхнезейской и Токо (80—90 мВт/м²), что связано, возможно, с экранизацией тепла мощным слоем слаболифтифицированных терригенных осадков и повышенной радиоактивностью пород чехла. Среднеамурская впадина характеризуется невысокими, дифференцированными значениями теплового потока, порядка 40—60 мВт/м² при среднем 55 мВт/м² и геотермического градиента 20—30 К/км.

Геотермические параметры основных тектонических структур региона сведены в табл. 2.

Геотермические параметры окраинных морей региона. Тепловой поток окраинных морей высокий (80—150 мВт/м²) и имеет общую тенденцию — во впадинах, котловинах он значительно выше, чем на поднятиях. Среднее значение теплового потока Японского моря составляет 95 мВт/м². Большая часть акватории покрыта аномалиями, в крупных положительных аномалиях тепловой поток достигает

Таблица 2. Геотермические параметры основных тектонических структур северо-востока Евразии

Тектоническая структура	Геотермический градиент, К/км	Теплопроводность, Вт/мК	Тепловой поток, мВт/м ²	Число определений	Температура на границе Мохо, °С	Мощность литосферы, км	Земная кора, км
Сибирская платформа	10–30	2.28	42	> 100	400–600	140–180	40–44
Цзямусы-Буреинский массив	20–25	2.36	50	27	400–600	120–130	35
Ханкайский массив	25–30	1.71	55	16	500–600	140–160	34
Северо-Китайская платформа	25–30	1.95	56	> 100	400–600	120–140	35
Селенга-Становой орогенный пояс	20–25	1.90	50	15	500–600	140–160	40
Северо-Хинганский орогенный пояс	25–30	2.09	60	25	600–700	140–150	39
Сихотэ-Алиньский орогенный пояс	25–30	1.83	55	30	500–700	120–140	36
Сихотэ-Алиньский вулканогенный пояс	30–35	2.18	70	15	650–750	100–120	35
Дахинганский вулканогенный пояс	30–35	2.20	72	15	700–800	100–120	38
Иньшаньский вулканогенный пояс	25–30	2.25	70	19	600–700	100–120	34
Умлекано-Огоджинский вулканогенный пояс	35–40	1.95	80	3	700–800	80–100	38–40
Южно-якутская группа впадин	20–25	2.80	60	20	600–700	140–160	42–44
Буреинская впадина	35–40	2.85	90	4	800–900	70–80	34–36
Северо-байкальская группа впадин	20–25	2.70	50	17	400–500	120–140	40–44
Верхнезейская впадина	40–45	2.20	90	2	800–900	70–80	38–40
Среднеамурская впадина	20–30	2.12	55	10	500–600	100–120	32–34
Амуро-Зейская впадина	20–25	2.21	45	9	400–500	140–160	38–40
Северо-Китайский осадочный бассейн	35–40	1.73	70	> 100	700–800	90–100	30–32

100—150 мВт/м², в южной части Татарского пролива тепловой поток превышает 100 мВт/м². Среднее значение теплового потока Охотского моря в центральной и южной частях составляет 85 мВт/м². Увеличены значения теплового потока во впадинах Дерюгина, Тинро, Курильской котловине 85—120 мВт/м². Централно-Охотское поднятие характеризуется как зона относительно пониженного теплового потока — 60 мВт/м². Максимальная сейсмическая активность в зоне сочленения Курило-Камчатской и Японской островных дуг наблюдается по линии контакта аномально высоких и пониженных значений теплового потока, горизонтальные градиенты температур достигают здесь 50 °С/км, что может вести к возникновению термоупругих напряжений [Дучков, Соколова, 2014], на эту линию довольно точно ложатся эпицентры катастрофических землетрясений. В окрестностях глубоководных желобов тепловой поток понижен относительно среднеокеанического и составляет 40—50 мВт/м². В районах Курило-Камчатской и Японской островных дуг тепловой поток повышается до 80—120 мВт/м², в зонах задугового спрединга (впадины Хонсю, Курильская) тепловой поток в отдельных пунктах измерений достигает аномально высоких значений 140—180 мВт/м², что, возможно, связано с гидротермальной и вулканической деятельностью земных недр (рис. 2).

Температуры на поверхности Мохоровичича и мощность «геотермической» литосферы.

В Азиатско-Тихоокеанской зоне перехода Северной Евразии представлены все типы земной коры [Хаин, Ломизе, 1995]. Мощность континентальной коры составляет 38—44 км, океанической 8—12 км и коры переходного типа 12—34 км.

Наибольшей мощностью земной коры (38—44 км), невысокими значениями теплового потока (40—55 мВт/м²) и наименьшими температурами на поверхности М региона (500–700 °С) обладают древние платформы, докембрийские блоки и массивы. Температуры на поверхности М этих структур определяются главным образом радиогенной теплогенерацией ²³⁸U, ²³²Th в земной коре и, как правило, температуры 600—700 °С приурочены к областям с повышенной мощностью гранитно-метаморфического слоя.

С понижением мощности и «омоложением» земной коры возрастают значения теплового потока и температур на поверхности М. Температуры на поверхности М орогенных поясов изменяются от 500 °С (каледонский Селенга-Становой) до 700–800 °С (позднекеммерийско-альпийские Сахалинский, Камчатский). Мощность земной коры мезозойско-кайнозойских осадочных бассейнов региона уменьшается до 30—35 км, большинство из них имеют рифтогенный характер и высокую геотермическую активность. Температуры на поверхности М увеличиваются от 600—700 °С (северо-байкальская группа впадин) до 800—900 °С во впадинах Северо-Китайского осадочного бассейна. Относительно высокими температурами на поверхности М характеризуются окраинно-континентальные вулканические пояса:

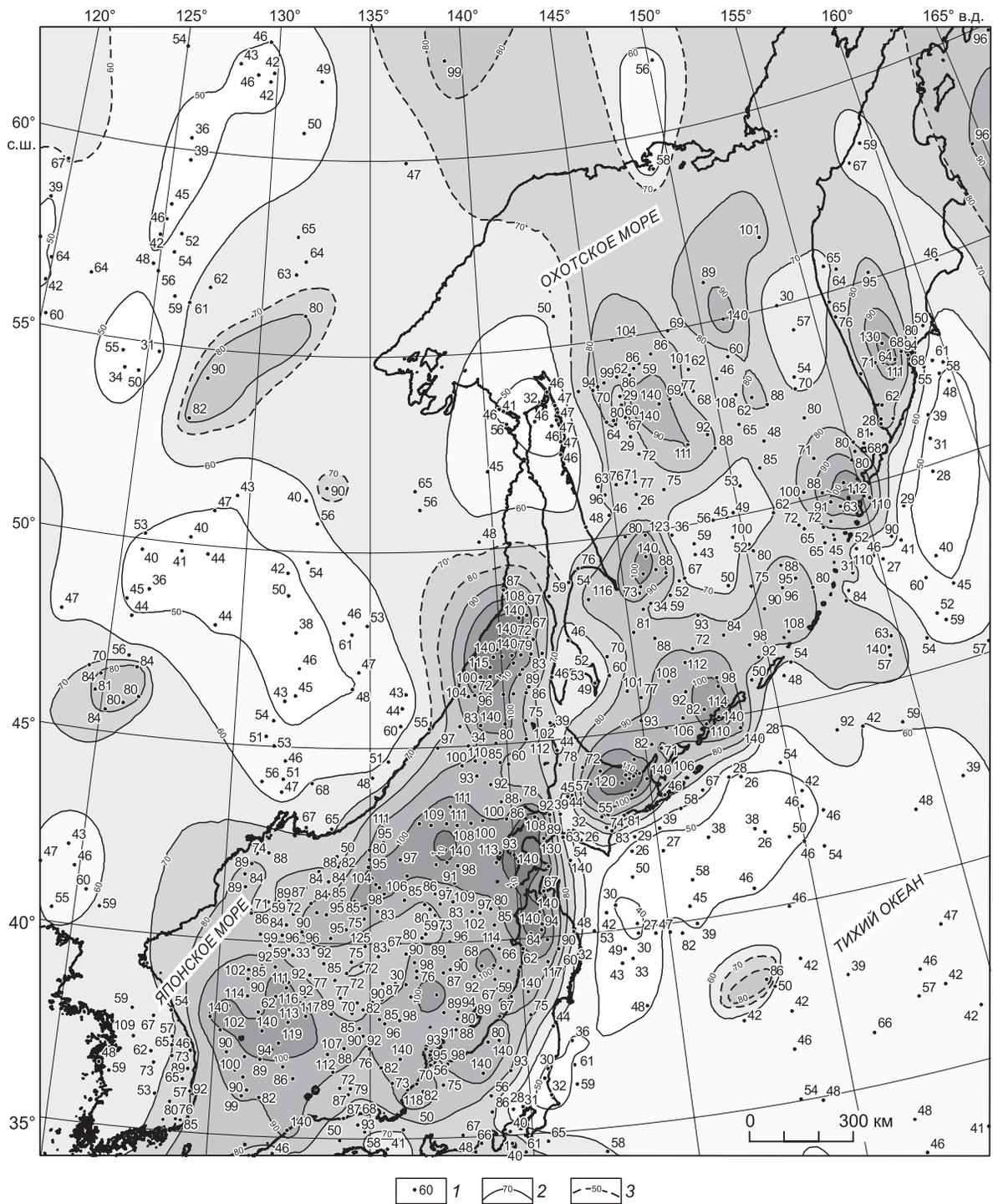


Рис. 2. Карта теплового потока области перехода континент—океан северо-востока Евразии.

1 — пункты измерения теплового потока (мВт/м²); 2 — изолинии теплового потока; 3 — изолинии теплового потока предположительные. Данные по значениям теплового потока, по [Global..., 2011; Геотермальное..., 2014].

мезозойские Охотско-Чукотский, Сихотэ-Алиньский — 650—750 °С, позднемезозойско-кайнозойский Южно-Корейский — 700—800 °С (рис. 3).

Максимальные температуры на поверхности М и минимальная мощность литосферы, как правило, характерны для глубоководных впадин окраинных морей. В осевых частях этих структур мощность литосферы составляет 40—50 км, температуры на поверхности М 900—1000°С, на флангах структур мощность литосферы увеличивается до 60—70 км, температуры составляют 600—800°С. Наименьшие

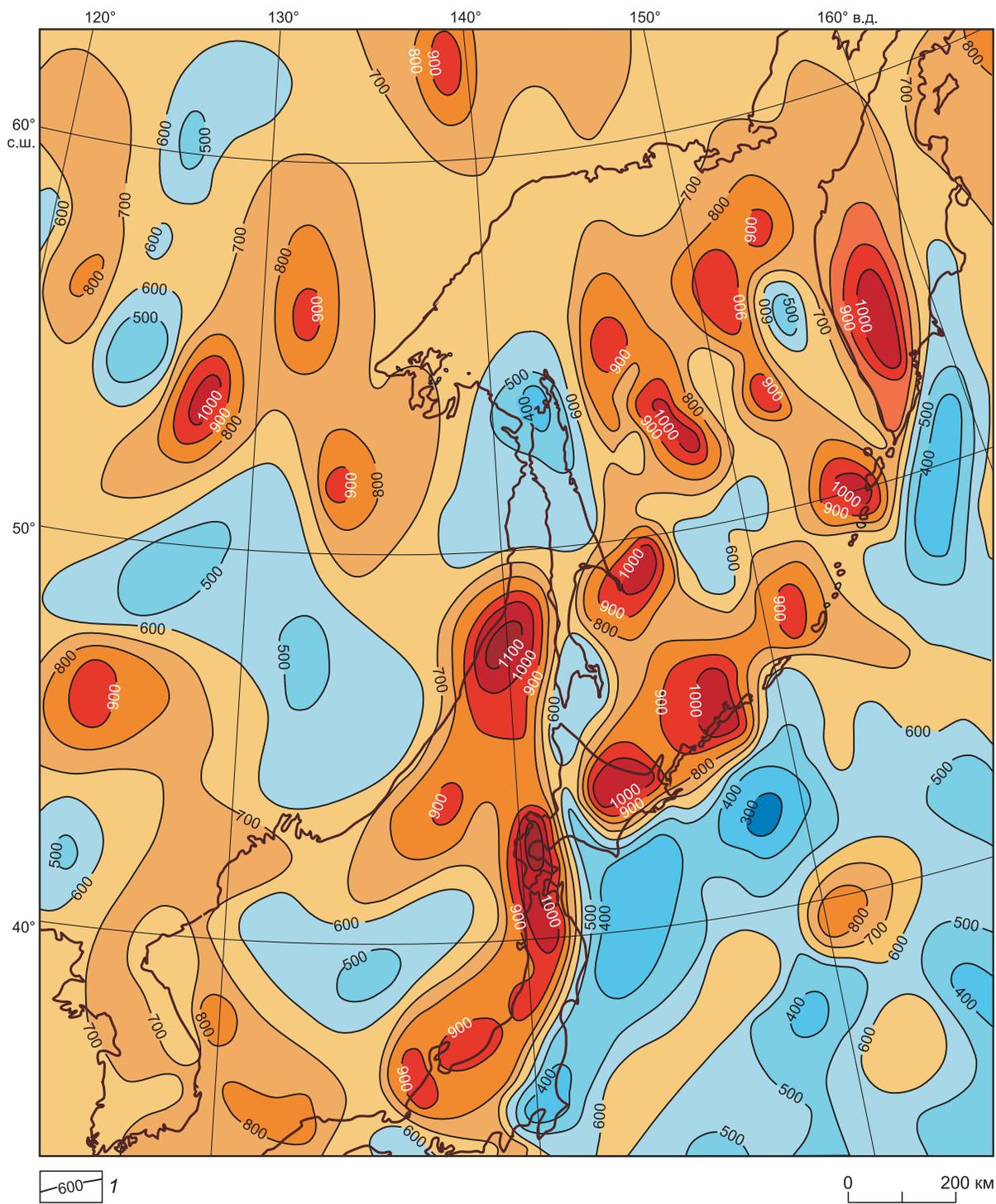


Рис. 3. Температуры на поверхности Мохоровичича области перехода континент—океан северо-востока Евразии.

I — изотермы на поверхности М, °С.

температуры на поверхности М 500—700°С и наибольшая мощность литосферы 90—120 км установлены в пределах глубоководных желобов. На островных дугах региона тепловое поле резко нестационарно. Зона частичного плавления и магматические очаги могут залегать на глубинах 20, 40, 60 км с температурой около 1200 °С. По всей вероятности, зона частичного плавления не имеет здесь четкого уровня, и литосфера насыщена большим количеством магматических очагов, расположенных на разных глуби-

нах. Величины теплового потока, мощности литосферы закономерно зависят от возраста последней тектономагматической активизации.

Глубины до кровли астеносферы региона, по геотермическим данным, изменяются от 60—70 км (Цусимская, Центрально-Японская, Южно-Курильская) до более чем 180 км (север Сибирской платформы). Прослеживается поднятие кровли астеносферы по южной окраине Алдано-Станового щита и Монголо-Охотского орогенного пояса в сочленении их с Сихотэ-Алиньским орогеном — 90—110 км. Сихотэ-Алиньский ороген фиксируется постепенным уменьшением мощности литосферы с запада на восток от 100 до 80 км за исключением Нижнеамурского района, в пределах которого литосфера утолщается до 130—140 км. На юге региона область сокращения мощности литосферы 80—100 км отвечает восточно-

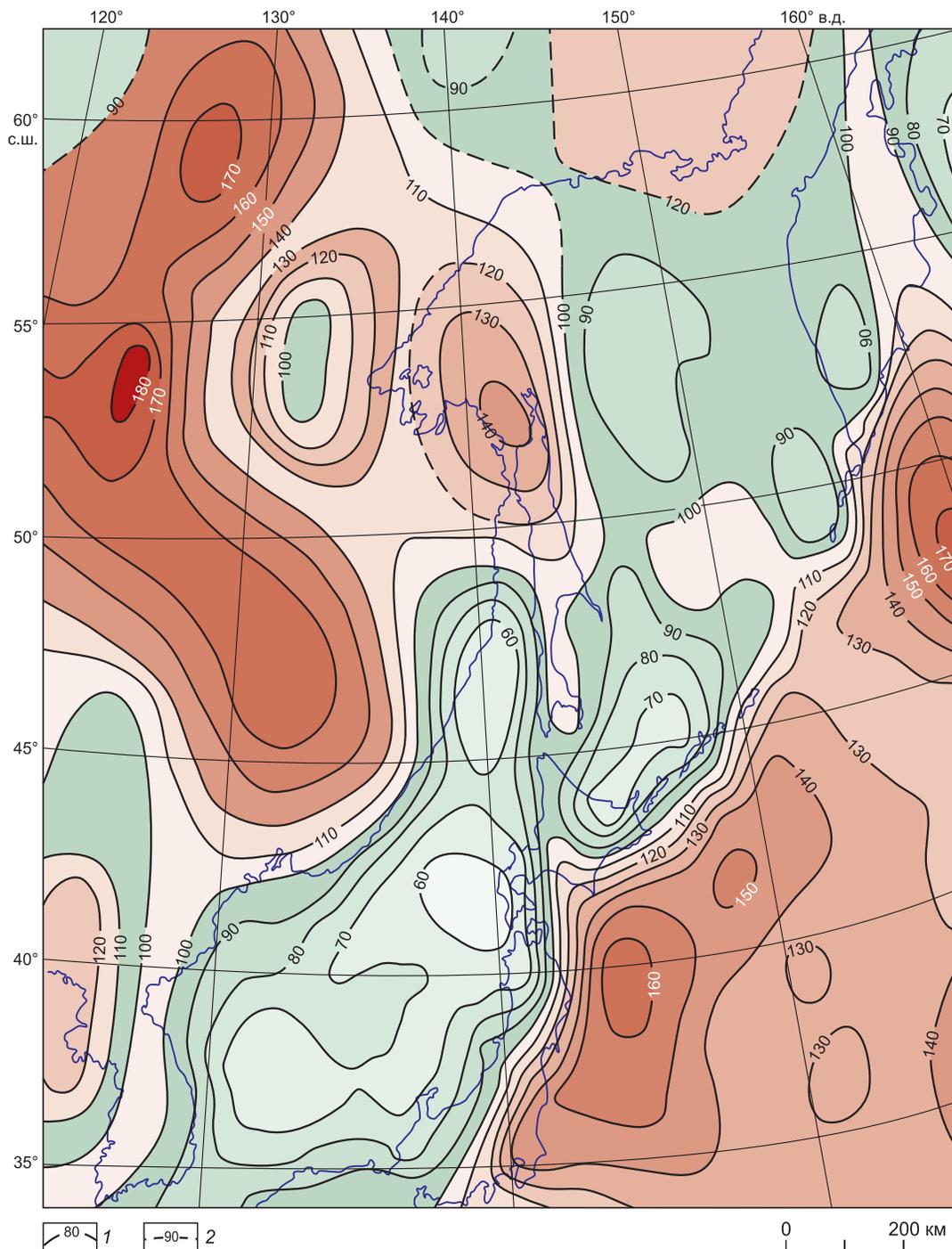


Рис. 4. Мощность литосферы области перехода континент—океан северо-востока Евразии.

1 — изолинии мощности литосферы (км); 2 — изолинии мощности литосферы предположительные.

му блоку Северо-Китайской платформы. Юго-восточная часть Сибирской платформы имеет утолщенную литосферу 130—160 км на Алдано-Становом щите и свыше 170—190 км на севере платформы. На Японском и Курило-Камчатском желобах мощность литосферы составляет 120—140 км. Сокращение мощности литосферы наблюдается во всех глубоководных впадинах до 50—70 км и утолщение ее до 90 км на возвышенностях Японского и Охотского морей (рис. 4).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Авторы считают, что из всех физических полей Земли наименее изученным и наиболее дискуссионным является тепловое поле. Связано это в первую очередь с тем, что все наши знания о распределении источников тепла и механизмах теплопереноса в Земле базируются на измерениях, выполненных на небольших ее глубинах (первые километры), кроме того, однозначной интерпретации эти данные не имеют. На сегодняшний день несовершенна как методика, так и аппаратно-аналитическая база измерений теплового потока. Прямых (*in situ*) качественных методов измерения теплового потока на материковой части Земли на сегодня нет. Все измерения теплового потока привязаны к скважинам, в которых отдельно измеряется температурный градиент и коэффициент теплопроводности горных пород, вскрытых скважиной, их произведение и определяет величину теплового потока в пункте наблюдения. Для областей Земли глубже 10 км и далее наши знания о распределении температуры весьма скудны и ненадежны, а расположение источников тепла и механизм его переноса точно неизвестны.

Тем не менее построение температурных моделей на границах, отделяющих земную кору от верхней мантии и литосферу от астеносферы, на наш взгляд, весьма важно, поскольку температуры прямо или косвенно являются причиной большей части тектонических и магматических процессов на границах раздела двух важнейших сфер Земли.

Проведен анализ теплового поля региона. Исследуемый регион обладает невысокими значениями геотермических параметров. Средние значения величин теплового потока тектонических структур региона имеют небольшой разброс — 50—70 мВт/м², наибольшие величины характерны для вулканогенных поясов 90—200 мВт/м², осадочных, в основном нефтегазоносных, впадин региона — 80—90 мВт/м², а наименьшие — для докембрийских блоков, массивов и орогенных поясов — 50—53 мВт/м².

Тепловой поток окраинных морей высокий 80—150 мВт/м² и имеет общую тенденцию — во впадинах, котловинах он значительно выше, чем на поднятиях. В окрестностях глубоководных желобов тепловой поток понижен относительно среднеокеанического и составляет 40—50 мВт/м². Возможно, это связано с субдукцией Тихоокеанской плиты под Евразийскую плиту и экранизацией ею мантийной составляющей теплового потока, а также циркуляцией термальных вод внутри земной коры морского дна. Есть и другие модели низкого теплового потока в зоне желобов морского дна. Низкий тепловой поток в узкой полосе Центральный Хоккайдо—о. Сахалин, возможно, связан с зарождением высокотемпературного очага в мантии, возникновением конвективного теплопереноса с малым адиабатическим градиентом, отчасти поглощением тепла вследствие метаморфизма и гранитизации, а также, в меньшей мере, уменьшением теплового потока под влиянием рефракции, осадконакопления, надвигов.

В области перехода континент—океан широко распространены положительные аномалии со значениями теплового потока, превышающими 100 мВт/м², которые в основном приурочены к глубоководным впадинам окраинных морей, Курило-Камчатской и Японской островным дугам, южной части Татарского пролива. По всей вероятности, тепловое поле этих образований нестационарно, но оценить количественно эффект тепловой нестационарности крайне сложно из-за неопределенности и отсутствия необходимых для этого исходных данных, в целом они не определяют общую картину распределения теплового потока региона.

Как температуры на поверхности Мохоровичича, так и глубины до кровли астеносферы в первую очередь зависят от величин теплового потока. Значения теплового потока и мощности литосферы связаны обратными соотношениями. Зонами повышенных и высоких значений теплового потока характеризуются области с сокращенной мощностью литосферы и высокими температурами на поверхности М. Это может свидетельствовать о тепловой активности верхней мантии, термической деструкции земной коры и отчасти о ее теплоизолирующем эффекте. Мантийная составляющая теплового потока окраинных морей равна 80—90 % от общей величины, тогда как для областей континентального обрамления мантийный тепловой поток не превышает 30—40 %. Локальные аномалии теплового потока, температуры, мощности литосферы в первые десятки километров обусловлены нерегулярностью форм рельефа, контрастной теплопроводностью нижних слоев осадочного чехла относительно вмещающей толщи кристаллического фундамента, наличием источников дополнительного тепла. В этом случае амплитуда теплового потока может в 2—3 раза превышать среднее для области значение, а источник этих аномалий располагается на глубинах в первые десятки километров.

При значениях теплового потока $< 40 \text{ мВт/м}^2$ использование «геотермического» метода определения мощности литосферы дает малодостоверные результаты. При таких значениях существующие модели теплогенерации земной коры определяют весь поверхностный тепловой поток, и при этом вынос тепла из глубин Земли «как бы» отсутствует, что маловероятно, а на глубинах 200—300 км температуры не достигают температур плавления горных пород. При низких значениях теплового потока мощность литосферы превышает 200 км и такие области могут действовать как «вязкий якорь» [Pollack, Charman, 1977]. В работе [Тимофеев и др., 2011] приводится область наиболее вероятного положения полюса вращения Амурской плиты: по широте — от 57 до 60° с.ш.; по долготе — от 117 до 123 в.д., которая характеризуется пониженными значениями теплового потока — 40—50 мВт/м² и повышенной мощностью литосферы — 180—200 км.

Исследования выполнены в рамках государственного задания Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН при частичной поддержке по гранту РНФ №16-17-00015.

ЛИТЕРАТУРА

Веселов О.В. Геотермия тектоносферы Японо-Охотоморского региона: Автореф. дис.... к.г.-м.н. Хабаровск, 2005, 62 с.

Веселов О.В., Волкова Н.А., Еремин Г.Д., Соинов В.В., Козлов Н.А. Измерение теплового потока в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану // Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 4, с. 897—900.

Геотермический атлас Сибири и Дальнего Востока. 2014, <http://www.maps.nrcgit.ru/geoterm/>.

Глубинное строение и металлогения Восточной Азии / Ред. А.Н. Диденко. Владивосток, Дальнаука, 2010, 332 с.

Горнов П.Ю. Тепловой режим земной коры Дальнего Востока России // Закономерности строения и эволюции геосфер. Хабаровск, 1998, с. 169—171.

Горнов П.Ю. Зависимость теплопроводности горных пород Комсомольского рудного района (Хабаровский край) от минерализации и метасоматизма // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (3), с. 631—638.

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.

Дорофеева Р.П. Теплопроводность земной коры Юга-Восточной Сибири // Геология и геофизика, 1986 (10), с. 85—94.

Дучков А.Д., Соколова Л.С. Оценка термоупругих напряжений в земной коре Восточной Тувы в зоне сейсмической активизации 2011—2012 гг. // Интерэкспо Гео-Сибирь. Сб. материалов. Т. 2. Новосибирск, СГГА, 2014, с. 52—57.

Дучков А.Д., Соколова Л.С., Родякин С.В., Черныш П.С. Зависимость теплопроводности пород чехла Западно-Сибирской плиты от влажности и пористости // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (5—6), с. 991—1000.

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

Левин Л.Э. Строение термической литосферы и астеносферы в океанах и на континентах // Геотектоника, 2006, № 5, с. 39—49.

Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М., Научный мир, 2004, 612 с.

Любимова Е.А., Любошиц В.М., Парфенюк О.И. Численные модели тепловых полей Земли. М., Наука, 1983, 125 с.

Любошиц В.М. Численное решение прямой задачи геотермии // Изв. АН СССР, Физика Земли, 1976, № 9, с. 115—119.

Малышев Ю.Ф. Геофизические исследования докембрия Алданского щита. М., Наука, 1977, 128 с.

Малышев Ю.Ф., Липина Е.Н. Геотермические характеристики структурных элементов земной коры Восточной Азии и их связь с глубинным строением // Тихоокеанская геология, 1994, №1, с. 13—28.

Моссаковский А.А., Руженцов С.В., Самыгин С.Г., Хероскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника, 1993, № 6, с. 3—32.

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., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22, № 6, с. 7—41.

Смирнов Я.Б. Геотермическая карта Северной Евразии и методы анализа термической структуры литосферы (пояснительная записка). М., ГИН АН СССР, 1986, 180 с.

Сычев П.М., Веселов О.В., Волкова Н.А., Соинов В.В. Тепловой поток и геодинамика западной части Тихого океана // Тихоокеанская геология, 1982, № 6, с. 43—55.

Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к тектонической карте м-ба 1: 1 500 000. Владивосток-Хабаровск, ДВО РАН, 2005, 264 с.

Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии / В.В. Гордиенко, А.А. Андреев, С.К. Биккенина, Л.Л. Ваньян, О.В. Веселов, В.В. Ерохов, Э.Г. Жильцов, О.В. Завгородняя, С.К. Кулик, И.М. Логвинов, А.М. Ляпишев, Е.Р. Мартанус, Ю.Ф. Мороз, В.В. Соинов, В.Н. Соловьев, Р.З. Тараканов. Владивосток, ДВО РАН, 1992, 238 с.

Температура, криолитозона и радиогенная теплогенерация в земной коре Северной Азии / Под ред. А.Д. Дучкова, А.В. Ладынина, Ю.М. Пузанкова. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1994, 141 с.

Тепловое поле недр Сибири / В.Т. Балобаев, В.А. Голубев, В.Н. Девяткин, Р.П. Дорофеева, А.Д. Дучков, Ю.А. Зорин, С.А. Казанцев, А.Н. Калинин, А.Р. Курчиков, С.В. Лепина, С.В. Лысак, В.И. Силифонкин, Л.С. Соколова, Б.П. Ставицкий, С.А. Ратников, В.Р. Цибульский. Новосибирск, Наука, 1987, 196 с.

Тимофеев В.Ю., Казанский А.Ю., Ардюков Д.Г., Метелкин Д.В., Горнов П.Ю., Шестаков Н.В., Бойко Е.В., Тимофеев Ф.В., Гильманова Г.З. О параметрах вращения Сибирского домена и его восточного обрамления в различные геологические эпохи // Тихоокеанская геология, 2011, т. 30, № 4, с. 21—30.

Туезов И.К. Карта теплового потока Тихого океана и прилегающих континентов. Хабаровск, ДВНЦ АН СССР, 1988, 12 л.

Туезов И.К., Епанешников В.Д. Численное моделирование стационарного теплового поля литосферы Охотского моря // Изв. АН СССР, Физика Земли, 1987, № 7, с. 94—100.

Туезов И.К., Епанешников В.Д., Хаякава М. Геотермия. Региональные проблемы. Моделирование. Практическое приложение. М., Недра, 1995, 303 с.

Хаин Е.В. Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М., Изд-во Моск. ун-та, 1995, 480 с.

Чермак В. Геотермическая модель литосферы и карта мощности литосферы на территории СССР // Изв. АН СССР, Физика Земли, 1982, № 1, с. 25—38.

Чуйкова Н.А., Строев П.А., Корякин Е.Д., Грушинский А.Н., Максимова Т.Г. Глубины поверхности Мохоровичича и их гармонический и статистический анализ // Физика Земли, 1998, № 9, с. 3—11.

Шевалдин Ю.В., Балабашин В.И., Киселев Ю.В. Шевалдин С.В. Геотермические исследования в Японском море (новые экспериментальные данные) // Геотермические и экспериментальные исследования по геотермике морей и океанов. М., Наука, 1984, с. 66—74.

Artemieva I.M. Global $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ thermal model TC1 for the continental lithosphere: Implications for lithosphere secular evolution // Tectonophysics, 2006, v. 416, p. 245—277.

Artemieva I.M., Mooney W.D. Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: A global study // J. Geophys. Res., 2001, v. 106, p. 16387—166414.

Geothermics in China / Ed. J.V. Wang. Beijing, Seismological Press, 1996, 299 p.

Global heat flow database (IHFC). 2011. <http://www.heatflow.und.edu>.

Hyoungh Chan Kim, Yongmin. Heat flow in the Republic of Korea // J. Geophys. Res., 2007, v. 112, p. 1—9.

Laske G., Masters G., Ma Z., Pasyanos M. Update on CRUST1.0 — A 1-degree Global Model of Earth's Crust, Geophys. Res. Abstracts, 15, Abstract EGU2013-2658, 2013. A handout of the 2013 EGU <http://igppweb.ucsd.edu/~gabi/rem.html>.

Li Jianghai, Kroner A., Qian Xianglin, O'Brien P. Tectonic evolution of an Early Precambrian high-pressure granulite belt in the North China Craton // Acta Geol. Sin., 2000, v. 74, № 2, p. 246—258.

Pollack H., Chapman D.S. On the regional variation of heat flow, geotherms and lithospheric thickness // Tectonophysics, 1977, v. 38, p. 279—296.

Ren Jishun, Wang Zuoxun, Chen Bingwei, Jing Chunfa, Niu Baogui. The tectonics of China from a global view — a guide to the tectonic map of China and adjacent regions. Beijing, Geological Publishing House, 1999, 32 p.