

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК В КАЙНОЗОЙСКИХ РИФТОВЫХ ЗОНАХ ВОСТОЧНОГО КИТАЯ

С.В. Лысак, Р.П. Дорофеева

Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

На континентальной территории Восточного Китая тепловой поток варьирует в интервале 26—106 мВт/м² со средним значением 61 ± 2 мВт/м². Здесь выделяются 4 кайнозойские рифтовые зоны, входящие в западную и восточную рифтовые системы, в которых величины теплового потока выше (в среднем 68—70 мВт/м²), чем в окружающих районах (49—56 мВт/м²). Особенно прогреты глубинным теплом рифтовые впадины и зоны активных разломов (> 80—100 мВт/м²). Интенсивность развития процесса рифтогенеза и новейшая геотермальная активность региона совпадают с вариациями теплового потока и согласуются с геологической эволюцией и глубинным строением основных структур. В восточной части региона повышенные аномалии теплового потока и кайнозойский рифтогенез вызваны вертикальным термическим воздействием астеносферных и мантийных диапиров, обусловленных субдукцией Тихоокеанской литосферной плиты под восточную окраину Евразийского континента. Западная часть рифтовых структур обусловлена горизонтальными деформациями и вращением Ордосского блока под взаимным влиянием Индостанской и Евразийской литосферных плит, при которых термальный фактор играл второстепенную роль.

Рифтогенез, тепловой поток, глубинное строение, геодинамика, геотермальная активность

HEAT FLOW IN CENOZOIC RIFTS IN EAST CHINA

S.V. Lysak and R.P. Dorofeeva

Heat flows in continental East China including four Cenozoic rifts that belong to the western or eastern rift systems vary from 26 to 106 mW/m², with the average of 61 ± 2 mW/m². The rifts are generally hotter than their surroundings (the average of 68–70 mW/m² against 56–49 mW/m²). Especially high deep flux over 80–100 mW/m² is associated with rift basins and active faults. The intensity of rifting and recent geothermal activity in the region correlate with heat flow variations and are consistent with the evolution and deep structure of main tectonic units. Cenozoic rifting in the eastern system and its abnormal heat flows are induced by heating from a rising mantle plume related to the subduction of the Pacific plate beneath eastern Eurasia. Rifting in the western system has been controlled mostly by horizontal strain and rotation of the Ordos block under the joint effect of India and Eurasia, with minor thermal control.

Rifting, heat flow, deep structure, geodynamics, geothermal activity

ВВЕДЕНИЕ

Континентальный Китай имеет сложное тектоническое строение: на его территории многочисленные относительно стабильные архейские и протерозойские блоки окружены активными орогенными поясами и бассейнами, содержащими кратоны, интеркратоны и(или) рифтовые впадины палеозойского, мезозойского и кайнозойского возрастов. Здесь происходили очень важные геодинамические процессы: кайнозойская коллизия между Индийской и Евразийской плитами в Юго-Западном Китае [1], большемасштабная позднемезозойская вулканическая активность и утонение континентальной литосферы в Восточном Китае [2, 3], которые сопровождалась активным разломообразованием [4]. Сведения о проявлениях континентального рифтогенеза на территории Китая стали известны мировой общественности относительно недавно [5—7]. Кайнозойские рифты приурочены в основном к Восточному Китаю. Их геология, тектоника, глубинное строение и эволюция детально изучены [8—11].

Систематические геотермические исследования в Китае ведутся с 1970 г. Первые данные по тепловому потоку опубликованы в 1979 г. [12]. К настоящему времени на континентальной территории Китая известно более 900 пунктов определения плотности теплового потока, которая варьирует от 30 до 319 мВт/м². Если исключить аномально повышенные величины, этот диапазон уменьшится до 30—140 мВт/м², а среднее значение составит 61 мВт/м² [13, 14], что соответствует средней величине теплового потока на континентах (60 мВт/м²) [15]. Известно, что в рифтовых зонах Китая локальные аномалии теплового потока превышают 70—85 мВт/м² [16], однако региональные обобщения по тепловому потоку

рифтовых структур для этого региона еще не проводились. Авторы статьи пытаются восполнить этот пробел. Для этого, используя опубликованные фактические данные, полученные китайскими геотермическими, проведена статистическая обработка геотермических материалов по основным структурам исследуемого региона и его интерпретация в свете представлений, развитых в работах [17—21]. Настоящую статью можно рассматривать как дополнение к данным по тепловому потоку континентальных рифтовых зон [22].

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

На территории Восточного Китая в кайнозое горизонтальное растяжение литосферы вызвало активизацию и раскол докембрийской Китайско-Корейской платформы, а также формирование рифтовых систем, контролируемых разломами север-северо-восточного (преимущественно сбросы и взбросы), реже запад-северо-западного простирания (надвиги и сдвиги). По своей геологической истории и особенностям формирования рифтовые системы Восточного Китая делятся на западную и восточную группы. К первой из них относятся рифтовые зоны, обрамляющие Ордосский блок — Цзиньчуань-Хетао и Шаньси, ко второй — рифты Восточно-Китайского бассейна и Хехуай (рис. 1).

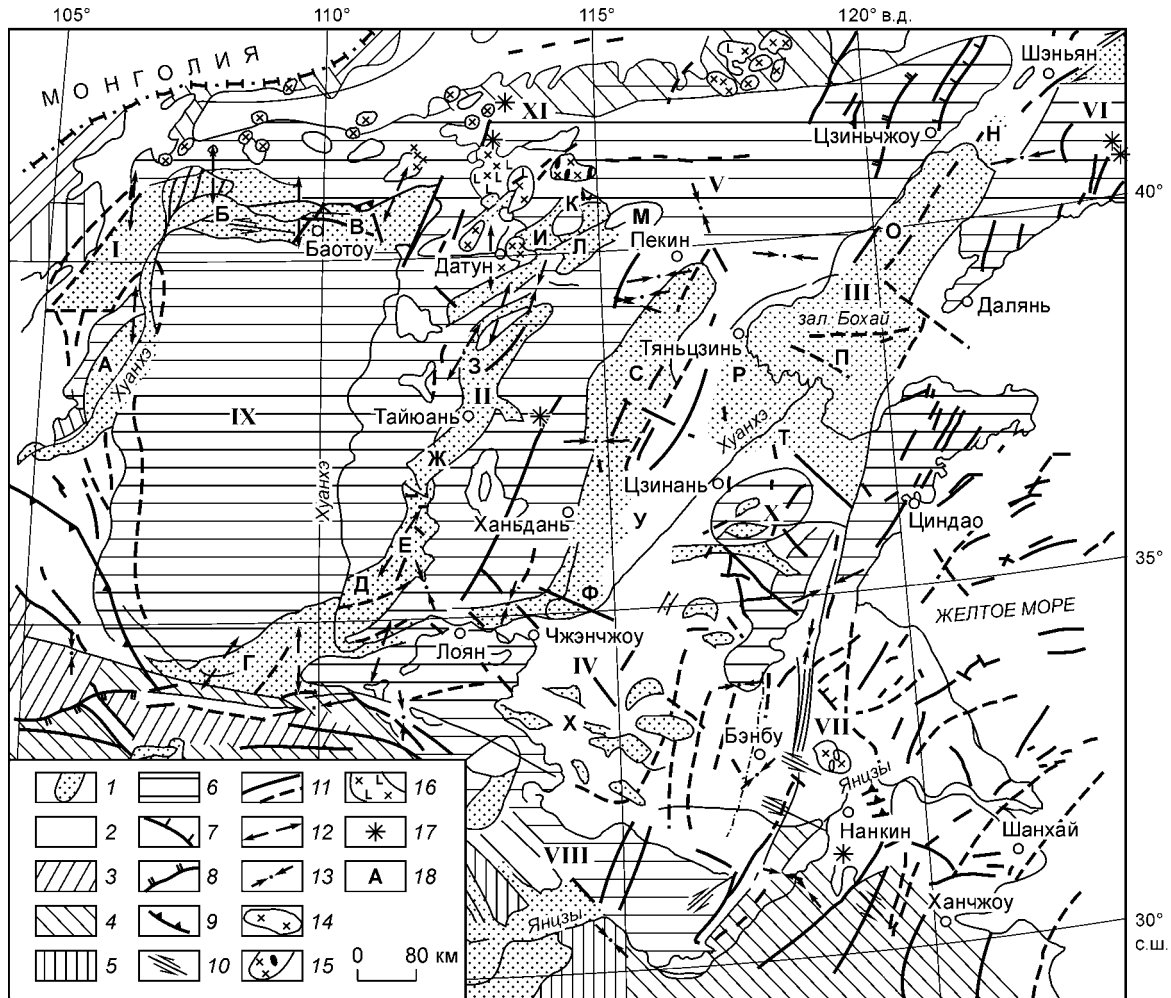


Рис. 1. Геолого-структурная схема рифтовых зон и сопредельных с ними районов Восточного Китая [5, 6, 11, 23—27].

Кайнозойские бассейны: 1 — рифтовые впадины, заполненные терригенными осадками четвертичного и третичного возрастов, 2 — прочие осадочные покровы кайнозойского возраста; **складчатые пояса:** 3 — варисциды, 4 — каледониды; **платформы:** 5 — молодые (<850 млн лет), 6 — древние (>1700—1850 млн лет); **кайнозойские разломы:** 7 — сбросы, 8 — взбросы, 9 — надвиги, 10 — сдвиги, 11 — прочие разломы; **деформации:** 12 — растяжения, 13 — сжатия; **кайнозойский магматизм:** 14 — щелочные базальты, 15 — щелочные базальты с мантийными ксенолитами, 16 — щелочные базальты с толеитами, 17 — потухшие вулканы; **основные структуры:** 18 — рифтовые впадины: А — Янчанская, Б — Цзиньчуань, В — Хетао, Г — Вайхе, Д — Цзюнчен, Е — Фейхе, Ж — Тайюань, З — Сингдин, И — Датун, К — Санган, Л — Юйсянь, М — Яншинг, Н — Ляохе, О — Бохайская, П — Бочжонг, Р — Хуанхуа, С — Цзинянг, Т — Литинг, У — Цзижонг, Ф — Дунгу (Кайфын), Х — Танинг (Чжоукоу). Римскими цифрами обозначены: I—IV — рифтовые зоны: I — Цзиньчуань-Хетао, II — Шаньси, III — Восточно-Китайская, IV — Хехуай; V—VIII — складчатые системы: V — Яньшаньская, VI — Северо-Восточная (горы Ляодун), VII — Танчен-Лиджанская (разлом Танлу), VIII — Куньлунь-Кинлинская (горы Циньлин); IX—XI — структурные блоки: IX — Ордосский, X — Южно-Китайский (горы Люси), XI — Хинган-Внутренняя Монголия (горы Цзин).

Рифтовая зона Цзиньчуань-Хетао обрамляет Ордосский блок с северо-запада и состоит из трех линейно вытянутых грабенов, формирование которых началось в верхнем эоцене и закончилось в неогене и антропогене. Грабены заполнены континентальными озерными и озерно-аллювиальными отложениями, мощность которых во впадине Хетао достигает 10 км [3]. Рифтовая зона Шаньси, обрамляющая Ордосский блок с востока и юго-востока, имеет S-образный изгиб протяженностью около 1200 км и состоит из нескольких асимметричных кулисообразно расположенных грабенов, ширина которых достигает 60—80 км. По своим очертаниям и структурному плану она похожа на Байкальскую рифтовую зону [28]. Грабены заполнены позднекайнозойскими континентальными осадками мощностью от 3 до 6—8 км (в грабене Вейхе). В северной части известны небольшие покровы щелочных оливиновых базальтов четвертичного возраста, содержащих ксенолиты шпинелевых лерцолитов [29]. Рифтовые впадины ограничены или осложнены крутыми продольными и поперечными сбросами и сдвиговыми смещениями. Общая амплитуда горизонтального расширения у большинства этих впадин не превышает 10—15 %, почти полная их амагматичность свидетельствует о том, что под ними нет мантийных диапиров, а рифтогенез носит „пассивный“ характер [26]. Пассивный рифтогенез зон Цзиньчуань-Хетао и Шаньси, как предполагают китайские исследователи, вызван вращением Ордосского блока под взаимным влиянием Индостанской и Тихоокеанской литосферных плит [3, 7, 29, 30]. К восточной группе относятся рифтовые структуры Восточно-Китайской рифтовой зоны и зоны Хехуай, которые пересекают в север-северо-восточном направлении Восточно-Китайскую равнину, проходят через зал. Бохай и долину р. Ляохе. Суммарная протяженность многочисленных грабенов и разделяющих их блоковых поднятий превышает 1500 км при ширине грабенов от 50—100 до 300—450 км (см. рис. 1). Грабены ограничены листрическими разломами с углами падения 30—50°, величина их растяжения достигает 20—30 %. Заложение грабенов и приразломных впадин началось еще в юре—раннем мелу, главный этап растяжения и формирования происходил в раннем—среднем эоцене и прекратился на рубеже палеогена и неогена (первая собственно

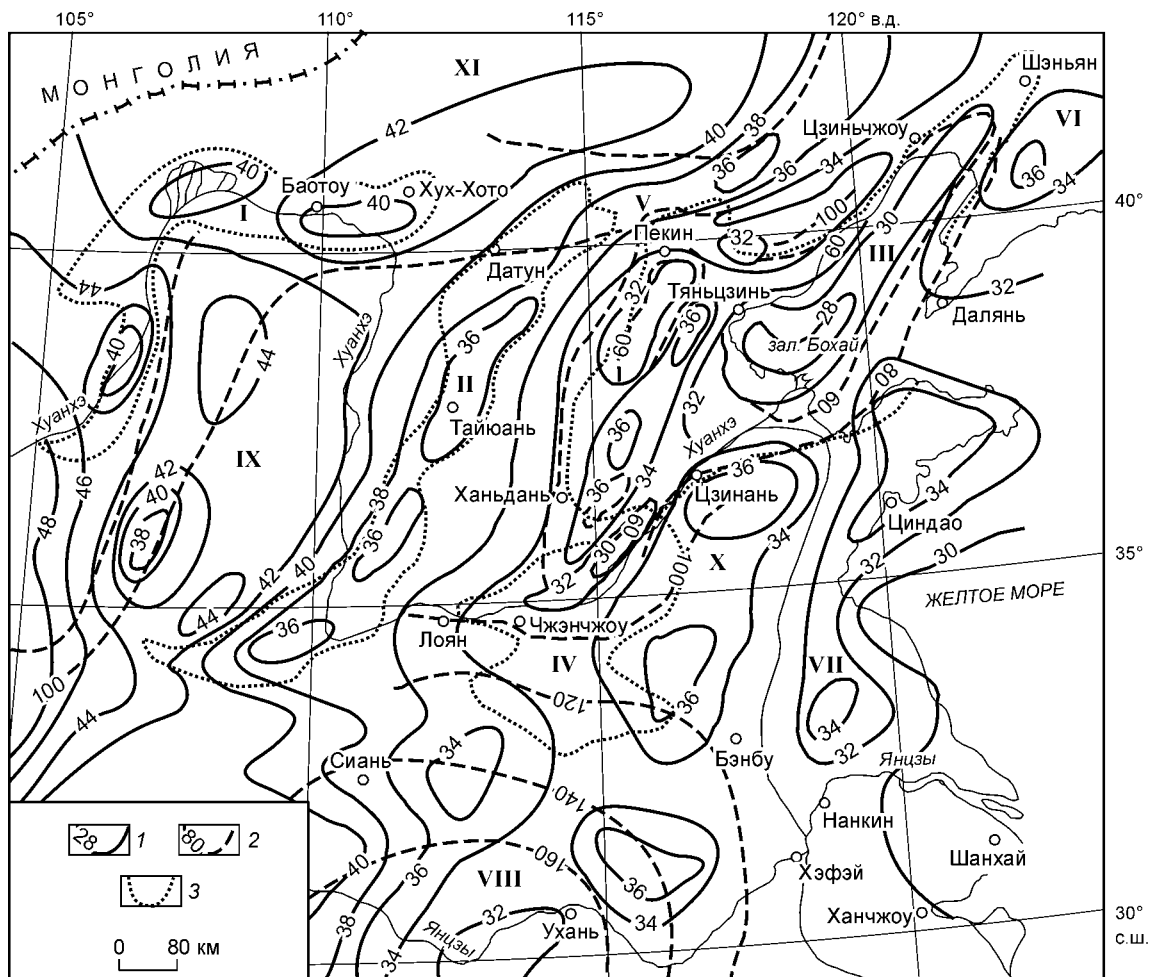


Рис. 2. Схема толщины земной коры и глубин залегания слоя высокой проводимости в верхней мантии под Восточным Китаем [2, 3, 8].

Изолинии глубин залегания (км): 1 — подошвы земной коры, 2 — слоя высокой проводимости в верхней мантии; 3 — границы рифтовых зон. Названия структур I—XI см. на рис. 1.

рифтовая стадия). В миоцене началось погружение рифтовых депрессий, которое продолжается до настоящего времени (пострифтовая стадия). Неоген-четвертичный пестроцветный чехол, сложенный грубыми континентальными отложениями с прослоями морских осадков, иногда переслаивается с потоками лав толеитовых и щелочных базальтов и их туфами. Общая мощность кайнозойских осадков в Восточно-Китайской рифтовой зоне достигает 5—8 км, в центральной части Бохайской впадины она увеличивается до 10—12 км. По простиранию продольных сбросов, ограничивающих рифтовые грабены и разделяющие их горсты, местами присутствуют погребенные вулканические аппараты и рои даек. Широко развитые поперечные нарушения, нередко имеющие характер сдвигов, сбрососдвигов или трансформных разломов, свидетельствуют о том, что горизонтальное расширение в этой рифтовой системе происходило как поперек, так и вдоль простирания рифтовых впадин [10, 26]. В Хехуайской рифтовой зоне горизонтальное растяжение двух крупных рифтовых впадин шло, по-видимому, в широтном направлении. Развитие наряду с нормальными сбросами сдвиговых деформаций является специфической чертой восточной группы кайнозойских рифтов Китая [2, 4].

Глубинные структуры и их активность характеризуются по гравитационным и изостатическим аномалиям и данным ГСЗ [3, 29]. Распределение гравитационных аномалий зеркально отражает толщину земной коры, которая в Восточном Китае варьирует от 28 до 48 км (рис. 2). Она максимальна под стабильными блоками (в среднем 42 ± 3 км) и более тонкая под активными структурными зонами (34 ± 1 км). Под рифтовыми зонами средняя толщина коры составляет 35 ± 1 км, причем кора более мощная под зонами Цзиньчуань-Хетао (43 ± 2 км) и Шаньси (37 ± 1 км), чем под Восточно-Китайской (32 ± 1 км) и Хехуай (33 ± 1 км). Гравитационные и изостатические аномалии в Восточном Китае в основном положительные, особенно во впадинах, где их величины изменяются от средних до небольших значений. Контуры изостатических аномалий почти совпадают с простираниями основных структур. Глубины залегания слоя высокой проводимости в верхней мантии, отождествляемого с кровлей астеносферы, под

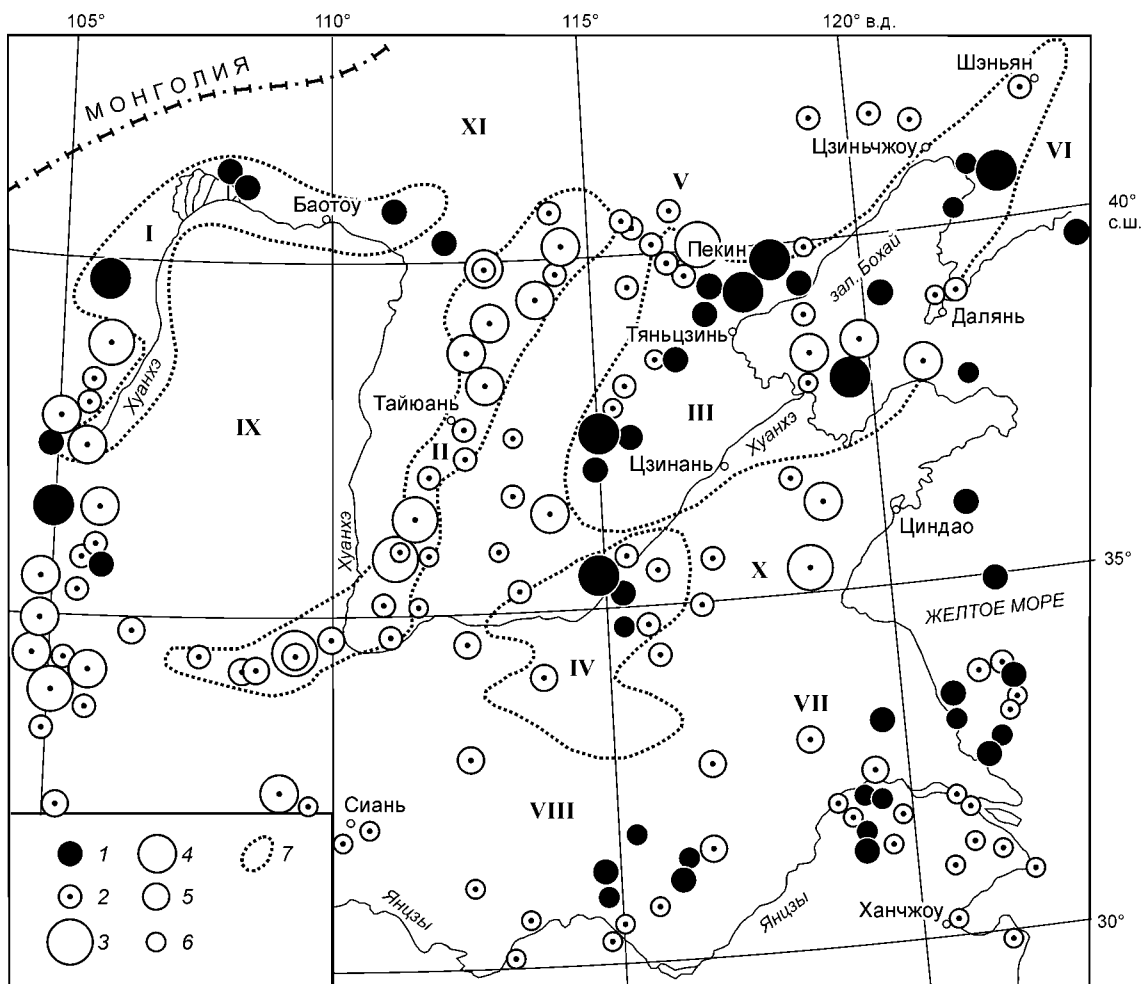


Рис. 3. Схема распределения сильных землетрясений на территории Восточного Китая [8, 32].

Землетрясения: 1 — современные (с 1900 г.), 2 — исторические (до 1900 г.). Магнитуды землетрясений: 3 — >8,0, 4 — 8—7, 5 — 7—6, 6 — 6—5; 7 — границы рифтовых зон. Названия структур I—XI см. на рис. 1.

Восточным Китаем изменяются от 60 до 160 км (94 ± 3 км). Они максимальны под структурными блоками и складчатыми зонами (98 ± 2 и 92 ± 7 км соответственно) и имеют меньшую глубину под рифтовыми зонами (83 ± 4 км), которая в среднем меньше на 11 км под Восточно-Китайской рифтовой зоной, на 16 км — под рифтовыми зонами Шаньси и Хехуай и на 27 км — под рифтовой зоной Цзиньчуань-Хетао. Неглубокое залегание кровли астеносферы под Восточно-Китайской рифтовой системой вызвано, вероятно, мантийным диапиризмом [27].

Специфика рифтов Восточного Китая заключается в том, что они имеют очень высокую сейсмическую активность, нехарактерную для других континентальных рифтов, например Байкальского или рифтов Восточной Африки [4, 7, 22, 27, 31]. В этом регионе известны более 100 исторических и современных землетрясений, значительная часть которых приурочены в основном к рифтовым системам (рис. 3). В рифтовой зоне Шаньси известны только исторические землетрясения, в остальных рифтовых зонах преобладают современные. Магнитуда землетрясений (M) в среднем для региона равна $6\frac{1}{2}$, в рифтовых системах варьирует от 6 до $8\frac{1}{2}$ ($M \sim 7$). Катастрофические землетрясения с $M \geq 8$ характерны преимущественно для Восточно-Китайской рифтовой зоны, которая является наиболее сейсмоактивным районом Восточного Китая.

Корреляционный и факторный анализы важнейших геофизических параметров показали, что рифтогенез восточной группы рифтов связан с подъемом астеносферы и ее термическим утонением [27, 33, 34].

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК И ДРУГИЕ ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ

Геотермические исследования в Восточном Китае проведены по 255 пунктам наблюдений в скважинах с максимальной глубиной измерений 5 км. Больше половины этих пунктов (130) приурочены к рифтовым зонам (табл. 1).

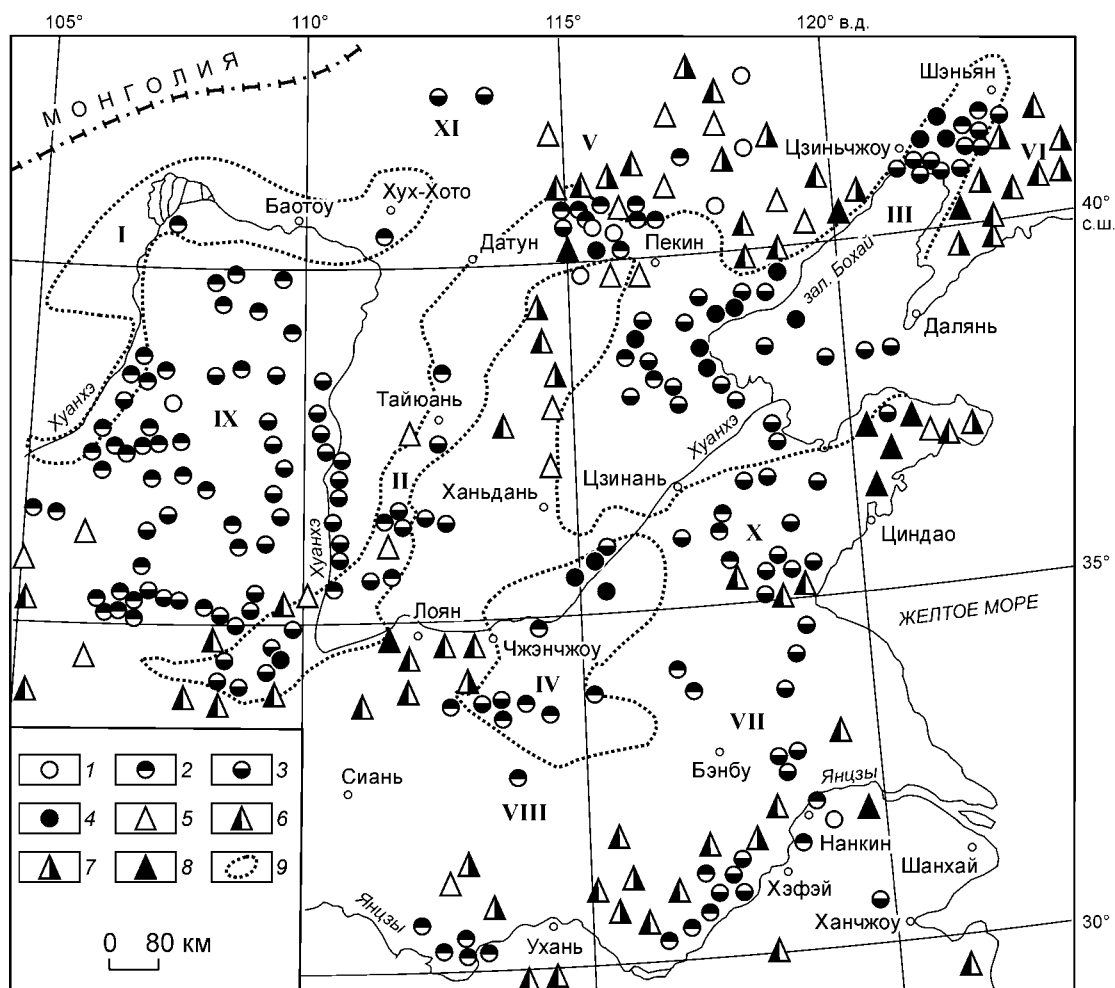


Рис. 4. Схема расположения пунктов определения теплового потока и термальных источников на территории Восточного Китая [13, 14, 34, 35].

Пункты определения теплового потока и его величины в интервалах ($\text{мВт}/\text{м}^2$): 1 — менее 40, 2 — 40—60, 3 — 60—80, 4 — более 80. Термальные источники с температурой воды ($^{\circ}\text{C}$): 5 — ниже 25—40, 6 — 40—60, 7 — 60—80, 8 — выше 80—100; 9 — границы рифтовых зон.

Таблица 1. Геотермические параметры кайнозойских рифтовых зон и окружающих их районов в Восточном Китае [по материалам 14, 35—39]

Зоны, блоки	Глубина измерений, м	Геотермический градиент, мК/м	Теплопроводность, Вт/(м·К)	Теплопоток, мВт/м ²	Тепловой поток, мВт/м ²	
Исследуемая территория Восточного Китая						
РИФТОВЫЕ (I—IV)						
I. Цзиньчуань-Хетао	(178) $\frac{200 - 5000}{1884 \pm 178}$	(177) $\frac{8,9 - 64,6}{29,7 \pm 1,6}$	(177) $\frac{1,21 - 10,4}{2,46 \pm 0,25}$	(255) $\frac{26 - 196}{61 \pm 2}$	(109) $\frac{58 - 106}{73 \pm 2}$	(146) $\frac{26 - 69}{53 \pm 2}$
II. Шаньси	(83) $\frac{500 - 5000}{2243 \pm 250}$	(64) $\frac{21,3 - 59,9}{37,9 \pm 2,8}$	(64) $\frac{1,21 - 3,55}{1,85 \pm 0,14}$	(130) $\frac{40 - 106}{67 \pm 2}$	(58) $\frac{58 - 106}{78 \pm 3}$	(72) $\frac{40 - 69}{59 \pm 2}$
III. Восточно-Китайская	(11) $\frac{500 - 4990}{2661 \pm 527}$	(11) $\frac{21,3 - 39,4}{25,3 \pm 1,9}$	(11) $\frac{1,46 - 3,01}{2,25 \pm 0,23}$	(11) $\frac{45 - 64}{56 \pm 2}$	(5) $\frac{58 - 64}{60 \pm 3}$	(6) $\frac{45 - 56}{53 \pm 4}$
<i>Рифты Ляохе и Бохай</i>	(5) $\frac{610 - 2650}{1245 \pm 718}$	(11) $\frac{22,0 - 41,7}{30,1 \pm 3,3}$	(11) $\frac{1,32 - 2,75}{2,22 \pm 0,30}$	(17) $\frac{46 - 90}{68 \pm 6}$	(9) $\frac{71 - 90}{77 \pm 4}$	(8) $\frac{46 - 67}{58 \pm 6}$
<i>Рифты Бочжонг, Хуанхуа, Цзижонг, Цзианг</i>	(64) $\frac{548 - 4950}{2227 \pm 254}$	(39) $\frac{26,9 - 59,9}{44,3 \pm 2,9}$	(39) $\frac{1,21 - 3,55}{1,57 \pm 0,14}$	(88) $\frac{44 - 106}{68 \pm 3}$	(37) $\frac{70 - 106}{79 \pm 4}$	(51) $\frac{44 - 64}{60 \pm 6}$
IV. Хехуай	(57) $\frac{630 - 4950}{2103 \pm 239}$	(32) $\frac{31,2 - 59,9}{46,4 \pm 2,7}$	(32) $\frac{1,21 - 1,76}{1,41 \pm 0,04}$	(72) $\frac{44 - 100}{68 \pm 3}$	(29) $\frac{70 - 100}{80 \pm 3}$	(43) $\frac{44 - 69}{60 \pm 2}$
СКЛАДЧАТЫЕ (V—VIII)						
V. Яньшаньская	(7) $\frac{548 - 4900}{3264 \pm 1019}$	(7) $\frac{20,3 - 49,2}{34,7 \pm 4,3}$	(7) $\frac{1,28 - 3,55}{2,27 \pm 0,29}$	(16) $\frac{54 - 106}{70 \pm 6}$	(8) $\frac{72 - 106}{79 \pm 8}$	(8) $\frac{54 - 68}{62 \pm 4}$
VI. Южная часть Северо-Восточной зоны	(3) $\frac{3760 - 5000}{4187 \pm 815}$	(3) $\frac{27,1 - 29,6}{28,7 \pm 1,6}$	(3) $\frac{2,14 - 2,52}{2,28 \pm 0,24}$	(14) $\frac{40 - 92}{64 \pm 9}$	(6) $\frac{72 - 92}{80 \pm 7}$	(8) $\frac{40 - 63}{52 \pm 6}$
VII. Танчен-Лиджанская	(23) $\frac{250 - 3900}{1032 \pm 936}$	(42) $\frac{8,9 - 64,6}{23,8 \pm 10,2}$	(42) $\frac{1,67 - 10,4}{3,98 \pm 0,84}$	(54) $\frac{26 - 105}{56 \pm 4}$	(23) $\frac{60 - 105}{69 \pm 8}$	(31) $\frac{26 - 57}{44 \pm 3}$
VIII. Куньлунь-Клиньская	(2) $\frac{610 - 1790}{1200 \pm 834}$	(13) $\frac{12,6 - 41,7}{21,0 \pm 4,3}$	(13) $\frac{2,10 - 3,07}{2,57 \pm 0,16}$	(19) $\frac{26 - 61}{46 \pm 5}$	(2) $\frac{61}{61}$	(17) $\frac{26 - 57}{44 \pm 5}$
	(11) $\frac{250 - 1900}{727 \pm 638}$	(12) $\frac{8,9 - 64,6}{21,0 \pm 8,7}$	(12) $\frac{2,50 - 10,4}{7,79 \pm 1,31}$	(14) $\frac{41 - 105}{61 \pm 9}$	(6) $\frac{63 - 105}{76 \pm 12}$	(8) $\frac{41 - 56}{49 \pm 4}$
	(7) $\frac{255 - 2820}{1251 \pm 798}$	(12) $\frac{19,0 - 37,8}{26,4 \pm 5,8}$	(12) $\frac{1,84 - 4,06}{2,61 \pm 0,61}$	(13) $\frac{52 - 78}{67 \pm 7}$	(12) $\frac{62 - 78}{68 \pm 5}$	(1) $\frac{52}{52}$
	(3) $\frac{900 - 1980}{1527 \pm 649}$	(5) $\frac{23,6 - 39,0}{31,6 \pm 6,2}$	(5) $\frac{1,67 - 1,89}{1,79 \pm 0,09}$	(8) $\frac{44 - 63}{54 \pm 7}$	(3) $\frac{60 - 63}{62 \pm 2}$	(5) $\frac{44 - 50}{48 \pm 3}$

СТРУКТУРНЫЕ БЛОКИ (IX—XI)	(64)	(70)	(70)	(70)	(28)	(42)
IX. Ордосский	$\frac{200 - 4630}{1930 \pm 270}$	$\frac{10,0 - 39,4}{25,9 \pm 5,5}$	$\frac{1,25 - 3,32}{2,15 \pm 0,44}$	$\frac{37 - 81}{56 \pm 11}$	$\frac{61 - 81}{67 \pm 2}$	$\frac{37 - 59}{48 \pm 2}$
X. Северная часть Южно-Китайского блока и XI. южная часть блока Хинган—Внутренняя Монголия	(52) $\frac{200 - 4630}{2120 \pm 284}$ (12) $\frac{240 - 3680}{1104 \pm 681}$	(58) $\frac{18,7 - 35,9}{26,8 \pm 4,0}$ (12) $\frac{10,0 - 39,4}{21,6 \pm 5,2}$	(58) $\frac{1,25 - 3,32}{2,15 \pm 0,44}$ (12) $\frac{1,42 - 3,26}{2,16 \pm 0,29}$	(58) $\frac{37 - 81}{57 \pm 11}$ (12) $\frac{42 - 66}{49 \pm 5}$	(27) $\frac{61 - 81}{67 \pm 2}$ (1) $\frac{66}{66}$	(31) $\frac{37 - 59}{49 \pm 2}$ (11) $\frac{42 - 59}{48 \pm 4}$

Примечание. В скобках — число измерений, над чертой — минимальные и максимальные, под чертой — средние величины параметров и погрешности их определения ($\pm 2\sigma\sqrt{n}$). Значения теплопроводности приведены для южной части Северо-Восточной зоны (12) и для всей зоны (33). Пояснения в тексте.

Измеренные температуры. Мы не располагаем фактическими температурными данными в пунктах геотермических наблюдений. По опубликованным данным температурных срезов [35] можно полагать, что максимальные температуры на глубинах 1—3 км зафиксированы под рифтовыми впадинами (45—50 °С). Под окружающими складчатыми зонами и структурными блоками они значительно ниже (40 и 30 °С соответственно).

Геотермические градиенты. В Восточном Китае средние величины геотермических градиентов равны $29,7 \pm 1,6$ мК/м. В рифтовых зонах они значительно выше ($37,9 \pm 2,8$ мК/м), особенно в Восточно-Китайской ($44,3 \pm 2,9$ мК/м) с рифтами Ляохе и Бохай ($48,4 \pm 2,7$ мК/м). В окружающих складчатых зонах и структурных блоках величины этого параметра в 1,5—2 раза ниже (см. табл. 1).

Теплопроводность. Этот параметр определялся в лабораториях по керну буровых скважин, и его средневзвешенные величины подсчитывались в интервалах температурных измерений [40]. Анализ экспериментальных данных показал, что теплопроводность терригенных осадков в рифтовых впадинах в среднем равна $1,85 \pm 0,14$ Вт/(м·К). В морских осадках зал. Бохай она снижается до $1,41—1,21$ Вт/(м·К). В юго-западной части Восточно-Китайской рифтовой зоны, где рифтовые впадины Бочжонг, Хуанхуа, Цзижонг и Цзиян разделены междувпадинными поднятиями, теплопроводность осадочных пород, иногда перемежающихся с кристаллическими, составляет $2,27 \pm 0,29$ Вт/(м·К). Близки к этой величине и коэффициенты теплопроводности в других рифтовых зонах (см. табл. 1). Большая часть складчатых зон и структурных блоков имеют близкие величины теплопроводности и только в Куньлунь-Кинлинской зоне они относительно пониженные ($1,79 \pm 0,09$ Вт/(м·К)), а в Северо-Восточной — повышенные: по 33 пунктам наблюдений средняя величина теплопроводности составляет $4,85 \pm 1,12$ Вт/(м·К), а по 12 пунктам, находящимся в южной части этой зоны и приуроченным к рудным месторождениям, она достигает $7,79 \pm 1,31$ Вт/(м·К).

Теплогенерация. Этот параметр детально изучен в рифте Ляохе [16, 40]. Установлено, что в осадочном чехле этой впадины самую низкую теплогенерацию ($0,72$ мкВт/м³) имеют карбонатные породы палеозоя и верхнего протерозоя, перекрытые кайнозойскими осадками с теплогенерацией $1,21—1,25$ мкВт/м³. В вулканических породах мезозоя она достигает $1,57$ мкВт/м³, в архейских гранитогнейсах и гранодиоритах изменяется в диапазоне $1,14—1,24$ мкВт/м³, а в нижней части коры уменьшается до $0,25$ мкВт/м³.

Тепловой поток. Пункты определения теплового потока сосредоточены преимущественно в рифтовых зонах, особенно в Восточно-Китайской, а также в Танчен-Лиджанской складчатой зоне, на Ордосском и Южно-Китайском структурных блоках, в меньшей степени в других геологических структурах (рис. 4). Каждая из рассматриваемых структур характеризуется региональным тепловым потоком (фактические определения и их средние значения), который состоит из локальных (в частности, anomalно повышенных в зонах разломов) и фоновых величин (см. табл. 1). Среднеарифметическое значение теплового потока, варьирующего в диапазоне $26—106$ мВт/м², равно 61 ± 2 мВт/м², что соответствует средней величине теплового потока на континентах [15]. В кайнозойских рифтах региональный тепловой поток в среднем составляет 67 ± 2 мВт/м². В рифтовых зонах Восточно-Китайская и Шаньси средние значения теплового потока достигают $68—70$ мВт/м², в Хехуай и Цзиньчуань-Хетао — более низкие ($64—56$ мВт/м²). В Танчен-Лиджанской зоне и на юге Северо-Восточной складчатой зоны тепловой поток в сред-

нем выше 60 мВт/м², в остальных зонах и блоках — ниже 60 мВт/м². Как на всей территории Восточного Китая, так и в каждой из выделенных геологических структур величины теплового потока в зонах активных разломов превышают фоновые значения на сопредельных с ними участках в среднем в 1,4—1,5 раза, на локальных аномалиях — в 1,6—1,8 раза (см. табл. 1).

К активным разломам, обрамляющим или пересекающим рифтовые зоны, особенно на их флангах, приурочены термальные источники (см. рис. 4). На северном и южном флангах рифтов Шаньси и Ляохе температура воды в таких источниках выше 60—80 °С. Однако большая часть термальных источников расположена в активных складчатых зонах, окружающих рифтовые системы: в Танчен-Лиджанской и Северо-Восточной зонах температура воды в источниках достигает 40—70, иногда 80—90 °С, в Яньшаньской и Куньлунь-Кинлинской она ниже 40—60 °С. На структурных блоках, за исключением Южно-Китайского (Шаньдунский п-ов), термальные источники отсутствуют.

Распределение величин теплового потока и термальных источников в основном соответствует региональной тектонике и неотектонической активности основных геологических структур Восточного Китая, особенно рифтовых зон. Можно полагать, что в тех районах, где зафиксированы повышенные величины теплового потока (>80—100 мВт/м²) и температуры подземных флюидов, разгружающихся на поверхности в виде термальных источников, превышают 80—100 °С, в земной коре на глубинах формирования терм, возможно, имеются магматические камеры, оказывающие дополнительное обогревающее влияние на тепловое состояние земных недр. Если температура воды в источниках ниже 40—60 °С и тепловой поток менее 60 мВт/м², то на таких участках внутрикоровые интрузии, вероятно, отсутствуют.

КОРРЕЛЯЦИЯ ТЕПЛООВОГО ПОТОКА С ДРУГИМИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИМИ ПАРАМЕТРАМИ

Исследователи, изучающие геодинамику литосферы Китая [2, 41, 42], отмечают, что между толщиной земной коры, глубинами залегания слоя высокой проводимости, отождествляемого с астеносферой, сейсмичностью и тепловым потоком существует генетическая связь, установленная на качественном уровне. Так как величины теплового потока, как и перечисленные геодинамические параметры, имеют числовые характеристики, взаимосвязь между ними может быть выражена в виде математических формул, полученных при обработке эмпирических данных с помощью статистических методов анализа (в данном случае осуществлялась парная корреляция). При выполнении такой корреляции тепловой поток (q), сопоставлялся с толщиной земной коры (T_c), с глубинами залегания слоя высокой проводимости (Dh.c.l.), с количеством землетрясений (K) и их магнитудой (M). Эти параметры мы заимствовали из опубликованных работ китайских исследователей [7—9, 14, 37, 38], результаты которых приведены на рис. 2 и 3.

Таблица 2. Результаты парной линейной корреляции величин теплового потока с толщиной земной коры [8] и глубинами залегания слоя высокой проводимости [2] в Восточном Китае

N	Толщина земной коры (T_c), км	Тепловой поток (q), мВт/м ²	Коэффициент корреляции $r \pm m (t_r)$	Уравнение регрессии $q = a + bT_c$		N	Глубина залегания слоя высокой проводимости (Dh.c.l.), км	Тепловой поток (q), мВт/м ²	Коэффициент корреляции $r \pm m (t_r)$	Уравнение регрессии $q = a' + b'Dh.c.l.$	
				a	b					a'	b'
Исследуемый регион Восточного Китая											
195	$\frac{28 - 48}{37 \pm 1}$	$\frac{26 - 106}{61 \pm 2}$	-0,38 ± 0,06 (6,3)	107	-1,3	173	$\frac{60 - 160}{94 \pm 3}$	$\frac{26 - 106}{60 \pm 2}$	-0,30 ± 0,07 (4,3)	80	-0,2
Рифтовые зоны (I—IV)											
82	$\frac{28 - 48}{35 \pm 1}$	$\frac{40 - 106}{69 \pm 3}$	-0,47 ± 0,09 (5,2)	127	-1,7	75	$\frac{60 - 120}{83 \pm 4}$	$\frac{40 - 100}{67 \pm 3}$	-0,39 ± 0,10 (3,9)	92	-0,3
Складчатые зоны (V—VIII)											
55	$\frac{32 - 40}{34 \pm 1}$	$\frac{26 - 105}{56 \pm 4}$	-0,44 ± 0,11 (4,1)	168	-3,3	43	$\frac{70 - 160}{104 \pm 8}$	$\frac{26 - 105}{50 \pm 4}$	-0,18 ± 0,15 (1,2)	60	0,3
Структурные блоки (IX—XI)											
58	$\frac{34 - 44}{42 \pm 1}$	$\frac{37 - 69}{55 \pm 3}$	-0,011 ± 0,13 (0,1)	57	-0,04	55	$\frac{90 - 120}{98 \pm 2}$	$\frac{37 - 70}{56 \pm 3}$	0,54 ± 0,10 (5,4)	-24	0,8

Примечание. N — количество коррелируемых пар. Над чертой — минимальные и максимальные величины рассматриваемых параметров, под чертой — их среднее значение ± погрешность определения средних величин ($2\sigma/\sqrt{N}$); $r \pm m$ — коэффициент парной корреляции и ошибка его определения ($m = (1 - r^2)/\sqrt{N - 1}$ при $N > 100$ и $m = (1 - r^2)/\sqrt{N - 2}$ при $N < 100$); критерий достоверности $t_r = r/m$ (при $t_r > 2$ критерий выделен жирным шрифтом).

Таблица 3. Соотношения теплового потока с количеством и магнитудами землетрясений [8, 32] в основных структурах Восточного Китая

K	Средние величины параметров			Коэффициенты корреляции		Уравнения регрессии	
	Тепловой поток, мВт/м ²		Магнитуда землетрясений (M)	q и K	q и M	$\frac{q_1 \text{ и } K}{q_2 \text{ и } K}$	$\frac{q_3 \text{ и } M}{q_4 \text{ и } M}$
	региональный (q ₁)	в зонах разломов (q ₂)		$\frac{r_1 \pm m_1 (t_{r_1})}{r_2 \pm m_2 (t_{r_2})}$	$\frac{r_3 \pm m_3 (t_{r_3})}{r_4 \pm m_4 (t_{r_4})}$		
63	67 ± 2	78 ± 3	6,7 ± 0,7	<i>Рифтовые зоны</i>		$q_1 = 57,8 + 0,4K$	$q_1 = 79,6 - 2,4M$
				$\frac{0,59 \pm 0,08 (7,4)}{0,22 \pm 0,12 (1,8)}$	$\frac{0,53 \pm 0,06 (8,8)}{-0,52 \pm 0,09 (5,8)}$	$q_2 = 70,1 + 0,3K$	$q_2 = 211 - 21M$
40	56 ± 8	67 ± 5	6,5 ± 0,7	<i>Складчатые зоны + структурные блоки</i>		$q_1 = 56,5 - 0,1K$	$q_1 = 21,3M - 83$
				$\frac{-0,12 \pm 0,16 (0,8)}{-0,35 \pm 0,14 (2,5)}$	$\frac{0,48 \pm 0,13 (3,7)}{0,56 \pm 0,11 (5,1)}$	$q_2 = 68,4 - 0,3K$	$q_2 = 17,3M - 46$
103	61 ± 2	73 ± 2	6,6 ± 0,2	<i>Основные структуры Восточного Китая</i>		$q_1 = 55,4 + 0,4K$	$q_1 = 15,8M - 45$
				$\frac{0,38 \pm 0,08 (4,8)}{0,24 \pm 0,09 (2,7)}$	$\frac{0,41 \pm 0,08 (5,1)}{0,14 \pm 0,10 (1,4)}$	$q_2 = 67,3 + 0,2K$	$q_2 = 36 + 5,2M$

Примечание. K — количество землетрясений; r, m, t_r — то же, что и в табл. 2.

По корреляционным матрицам были вычислены коэффициенты парной корреляции величин теплового потока с каждым из исследуемых параметров (r), погрешности их определения ($\pm 2\sigma/\sqrt{N}$) и уравнения линейной регрессии. Результаты корреляции приведены в табл. 2 и 3.

В исследуемом регионе Восточного Китая между тепловым потоком и толщиной земной коры существует обратная взаимосвязь с коэффициентом корреляции $r = -0,38$, которая характерна для рифтовых ($r = -0,47$) и складчатых ($r = -0,44$) зон, но практически отсутствует в структурных блоках. Уравнения регрессии для значимого количества пар имеют вид

— для исследуемого региона Восточного Китая (195 пар) $q = 107 - 1,3T_c$;

— для рифтовых зон (82 пары) $q = 127 - 1,7T_c$;

— для складчатых зон (55 пар) $q = 168 - 3,3T_c$.

Следует заметить, что в некоторых структурных блоках, в частности обрамляющих исследуемый регион с севера (Хинган—Внутренняя Монголия) и с юга (Южно-Китайский), при утолщении коры увеличивается тепловой поток ($r = 0,65$), но количества коррелируемых пар (10) явно недостаточно, чтобы делать серьезные выводы.

При сопоставлении теплового потока с глубинами залегания слоя высокой проводимости оказалось, что для рифтовых зон, в которых этот слой наиболее приближен к подошве земной коры, относительно высок коэффициент корреляции между рассматриваемыми параметрами (для 75 пар $r = -0,39$). Подобная взаимосвязь характерна для региона в целом (для 173 пар $r = -0,30$) и рифтовых систем ($r = -0,39$). Уравнения регрессии при этом имеют вид

— для рифтовых зон $q = 92 - 0,3Dh.c.l.$;

— для исследуемого региона Восточного Китая $q = 80 - 0,2Dh.c.l.$

В складчатых зонах связь между коррелируемыми параметрами очень слабая (см. табл. 2). В структурных блоках выявлена прямая связь между коррелируемыми величинами (для 55 пар значений $r = 0,54$) и уравнение регрессии выглядит так:

$$q = 0,8Dh.c.l. - 24.$$

По результатам корреляции, приведенным в табл. 2, можно полагать, что несмотря на относительно тонкую земную кору под рассматриваемой территорией Восточного Китая (37 ± 1 км), особенно под рифтовыми зонами (35 ± 1 км), тепловой поток имеет повышенные значения ($>60-75$ мВт/м²) только там, где глубины залегания слоя высокой проводимости менее 95—100 км, т. е. астеносферные диапиры максимально приближены к подошве коры. Под структурными блоками и большинством складчатых зон, кроме Северо-Восточной, астеносферные диапиры, по-видимому, отсутствуют.

Нами сделана попытка количественного сопоставления повышенной сейсмической активности региона через количество и магнитуды исторических (до 1900 г.) и современных (1900—1985 гг.) землетрясений с величинами регионального и повышенного в зонах активных разломов теплового потока (табл. 3). Оказалось, что определенная взаимосвязь между этими параметрами существует, но имеет очень сложный

характер. В рифтовых зонах коэффициенты парной линейной корреляции теплового потока с количеством землетрясений имеют положительные значения, причем они значительно выше и более достоверны при корреляции с региональным тепловым потоком ($r = 0,59$), чем с тепловым потоком в зонах разломов ($r = 0,22$). При сопоставлении с магнитудами землетрясений коэффициенты корреляции также положительные ($r = 0,53$), но в зонах разломов — отрицательные с относительно высокими абсолютными значениями ($r = -0,52$). В структурных блоках, где землетрясений значительно меньше чем в рифтах, коэффициенты корреляции теплового потока с количеством землетрясений отрицательные и их абсолютные значения выше в зонах разломов ($r = -0,37$), чем в их окружении ($r = -0,19$). Магнитуды землетрясений имеют более тесную и положительную взаимосвязь как с региональным тепловым потоком, так и с его величинами в зонах разломов, особенно в складчатых зонах (см. табл. 3).

Существование определенной связи между тепловым потоком и сейсмической активностью характерно для многих сейсмоактивных регионов (Байкальская рифтовая зона, рифт Рио-Гранде, Кавказ, Средняя Азия), но природа генетической связи между выносом глубинного тепла и проявлениями сейсмичности еще не установлена, хотя предпосылки к этому имеются.

Если полагать, что одной из основных причин активизации земной коры, в том числе формирования рифтовых зон и подвижных поясов, является образование астеносферных диапиров и утонение земной коры и литосферы в целом, то тепловые источники, находящиеся в верхней мантии и в земной коре (очаги радиоактивного разогрева, зоны частичного плавления, внедрившиеся мантийные астенолиты, потоки гидротермальных флюидов), должны оказывать непосредственное влияние на тектонические процессы, в том числе и на сейсмичность. Неодинаковая прогреваемость основных геологических структур и отдельных участков приводит к резким различиям в распределении глубинных температур, что способствует концентрации термоупругих напряжений и влияет на геодинамику литосферы, на что указывала Е.А. Любимова [43].

Существует мнение, что во время землетрясения очаговая зона разогревается за счет упруговязкой деформации вмещающей среды, при этом, по расчетам К.В. Пшенникова [44], 85—100 % сейсмической энергии превращается в тепло. Сейсмическая эффективность, т. е. отношение выделяемой сейсмической энергии к общему выделению тепла, может достигать 40—50 % [45]. Достоверно оценить долю такой энергии в сейсмоактивных районах очень трудно из-за сложности определения объема коры, нагретой при землетрясении, тем более, что тепловой эффект, производимый землетрясением, из-за тепловой инерции материала практически не фиксируется в непосредственном изменении величин кондуктивного теплового потока (он ощущается только по изменению температуры подземных вод). Однако, как показали исследования в системе разломов Сан-Андреас [46], сейсмическими волнами в основных сейсмоактивных сбросах выделяется более 10—20 мВт/м² тепловой энергии, что существенно повышает интенсивность выноса глубинного тепла на таких участках.

Учитывая вышесказанное, можно полагать, что факт существования генетических связей между тепловым потоком и сейсмичностью в основных структурах Восточного Китая имеет определенный геодинамический смысл и в какой-то мере может быть использован для прогноза землетрясений и уточнения сейсмического районирования там, где повышенная сейсмичность сочетается с аномально повышенным выносом глубинного тепла. И наоборот, повышенные величины теплового потока на отдельных участках, особенно в сейсмоактивных рифтовых зонах, — это результат сейсмических и, возможно, других тектонических процессов, следствием которых является дополнительное выделение тепла.

ГЕОТЕРМАЛЬНАЯ АКТИВНОСТЬ И РИФТОГЕНЕЗ

Понятие „геотермальная активность“ было введено авторами настоящей статьи несколько лет назад при выполнении проектов РФФИ и использовано для характеристики термального состояния литосферы в южных районах Сибири и Монголии [20]. Оно позволяет уточнить диапазоны площадных вариаций величин регионального теплового потока от их минимальных до максимальных значений в основных геологических структурах. По распределению величин теплового потока в кайнозойских рифтах и в сопредельных с ними складчатых зонах и структурных блоках в верхней части литосферы Восточного Китая выделяются районы с различной геотермальной активностью (рис. 5): слабой (<40), умеренной (от 40 до 60), повышенной (от 60 до 80) и высокой (более 80—100 мВт/м²).

Высокую геотермальную активность имеют отдельные участки в основном в Восточно-Китайской рифтовой зоне. Они преимущественно приурочены к северо-западным частям впадин Ляохе, Бохайской, Бочжонг и Хуанхуа. В рифтовой зоне Шаньси таких участков меньше, и они находятся в юго-восточной части впадин Вайхе, Цзюньчен и Фейхе. Для остальной территории этих рифтовых зон, а также рифтов Хехуай характерна повышенная геотермальная активность. В рифтовой зоне Цзиньчуань-Хетао, как и в сопредельных с нею районах, геотермальная активность умеренная и лишь на юго-востоке Янчанской впадины — повышенная. Подобную геотермальную активность имеют Танчен-Лиджанская складчатая зона, восточная часть Ордосского блока и, возможно, участки кайнозойского магматизма на севере и юге

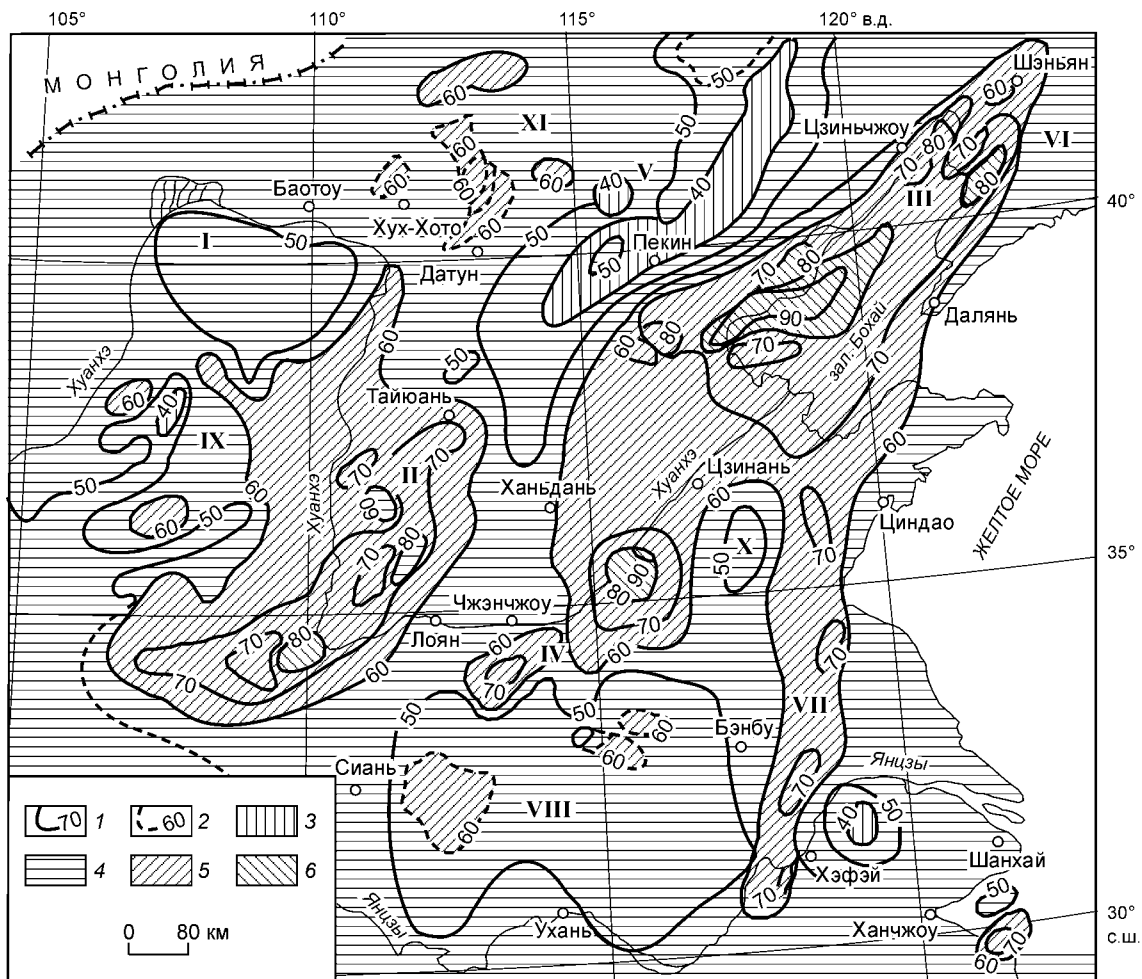


Рис. 5. Карта теплового потока и распределения геотермальной активности на территории Восточного Китая.

Изолинии теплового потока, мВт/м²: 1 — измеренного [по данным 14, 33, 36, 38], 2 — прогнозного. Региональная геотермальная активность (мВт/м²) основных геологических структур: 3 — слабая (<40), 4 — умеренная (≥ 40 ≤ 60), 5 — повышенная (≥ 60 ≤ 80), 6 — высокая (≥80—100). Названия структур I—XI см. на рис. 1.

рассматриваемой территории. Умеренная и слабая геотермальная активность присуща остальным складчатым зонам (особенно Яньшаньской) и блокам (см. рис. 5).

В районах повышенной геотермальной активности земная кора утонена до 32—37 км. Слои высокой проводимости, ассоциируемые с астеносферными диапирами, обнаружены на глубинах 67—82 км, т. е. максимально приближены к подошве коры (см. табл. 2). Эти факты позволяют полагать, что в таких районах преобладает мантийный (глубинный) тепловой поток. По расчетам авторов работы [40], в Восточно-Китайской рифтовой зоне, в частности в рифте Ляохе, в стадию активного рифтогенеза в эоцене—олигоцене вклад мантийной составляющей в поверхностный тепловой поток (69 мВт/м²) достигал 75 %. В стадию пострифтового (пассивного) рифтогенеза с миоцена до настоящего времени тепловой поток уменьшился до 65 мВт/м². Отношение мантийного теплового потока к поверхностному снизилось незначительно (на 12 %). В районах умеренной и слабой геотермальной активности, в которых толщина коры достигает 40 км и более, а глубины залегания слоев высокой проводимости превышают 100 км, тепловой поток формируется преимущественно в земной коре за счет радиогенной теплогенерации. Вклад радиогенного тепла составляет более 50—60 %.

Повышенные аномалии теплового потока определяют глубины кровли так называемой **геотермической астеносферы**, которая ассоциируется с зонами частичного плавления горных пород при разогреве земных недр до 1100—1200 °С, иногда до 800 °С [47]. В Восточно-Китайской рифтовой зоне глубина до кровли геотермической астеносферы составляет 25—50 км. В Бохайской впадине эта кровля образует несколько выступов с глубинами менее 25 км, над которыми тепловой поток превышает 80—90 мВт/м².

Выступы геотермической астеносферы разделены прогибами глубиной более 25—50 км с величинами потока на кровле 60—70 мВт/м². Подобное распределение зон частичного плавления характерно, вероятно, также для южной и северной частей рифтовой зоны Шаньси. В ее обрамлении глубины до кровли геотермической астеносферы более 75—100 км. Аномалии теплового потока, связанные с мантийными тепловыми источниками, обусловлены не столько кондуктивным тепловым потоком, сколько конвективным переносом тепла, например, при быстром продвижении магматических расплавов в земную кору по разломам и трещинам. После внедрения интрузий в земную кору в виде небольших по размерам тел последующее распространение теплового потока, вероятно, происходит кондуктивно.

Выступы геотермической астеносферы совпадают с сейсмическим поясом Восточного Китая. Существующая региональная сеть разломов и связанная с нею трещиноватость активизируют сейсмичность и способствуют проникновению в земную кору магматических расплавов, что повышает интенсивность выноса глубинного тепла и усиливает тектоническую активность основных структур в кайнозой и в современную эпоху.

Как полагают многие исследователи [10, 26, 27, 40 и др.], кайнозойский рифтогенез Восточного Китая обусловлен двумя основными причинами: во-первых, термическим утонением континентальной литосферы под влиянием астеносферного и мантийного диапиризма, вызванного субдукцией Тихоокеанской океанической плиты под континентальные районы западного побережья (Восточно-Китайская рифтовая система) и, во-вторых, горизонтальными деформациями, возникшими в условиях растяжения и присдвиговых смещений при вращении Ордосского блока под влиянием напряжений, которые являются результатом коллизии Индостанской и Евразийской литосферных плит (Циркумордосская рифтовая система). В восточной ветви рифтов кровля геотермической астеносферы максимально приближена к подошве земной коры и даже находится выше нее на отдельных участках в районе зал. Бохай и равнины Хэбэй к юго-западу от него (Хехуай-Бохайский мантийный диапир по Е.Е. Милановскому [26]). В западной ветви рифтов почти полная амагматичность рифтовой зоны Цзиньчуань-Хетао и ее умеренная геотермальная активность позволяют полагать, что под утолщенной (в среднем до 43 км) земной корой разогреты мантийные диапиры отсутствуют, однако в будущем они могут появиться, так как глубина до кровли геотермической астеносферы составляет здесь не более 50 км [47], а современная сейсмическая активность повышенная. В рифтовой зоне Шаньси, судя по ее геотермальной активности, утоненной земной коре (37 км) и проявлениям кайнозойского магматизма, вероятны мантийные диапиры на отдельных участках, хотя глубины залегания кровли геотермической астеносферы здесь превышают 50—75 км.

Высокая тектоническая активность Восточного Китая и формирование рифтовых структур на его территории в позднем кайнозой и в современную эпоху обусловлены преимущественно интенсивным выносом глубинного тепла из разогретых мантийных и астеносферных диапиров по деструктивным зонам, образовавшимся в результате растрескивания и растяжения земной коры и верхней мантии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На территории Восточного Китая выделяются четыре кайнозойские рифтовые зоны, входящие в западную (Цзиньчуань-Хетао и Шаньси) и восточную (Восточно-Китайская и Хехуай) рифтовые системы, в которых тепловой поток заметно выше (в среднем 68—70 мВт/м²), чем в окружающих геологических структурах (56—49 мВт/м²). Особенно прогреты глубинным теплом рифтовые впадины и зоны активных разломов (до 80—100 мВт/м² и более). Величины теплового потока слабо коррелируют с возрастом консолидированного фундамента и в большей степени соответствуют новейшей тектономагматической активизации региона.

Интенсивность развития процесса рифтогенеза совпадает с вариациями теплового потока: в зарождающихся рифтах величины потока ниже (рифтовая зона Цзиньчуань-Хетао — региональный поток составляет 56, в зонах активных разломов — 60 мВт/м²), чем в активных рифтах (Восточно-Китайская рифтовая зона — средний региональный поток 68—70, в зонах активных разломов более 77—80 мВт/м²). Геотермические данные хорошо согласуются с геологическими и геофизическими сведениями об эволюции рифтовых структур и о их глубинном строении, в частности, с толщиной земной коры, глубинами залегания слоев высокой проводимости, сейсмической активностью.

Региональные аномалии теплового потока и начало рифтогенеза вызваны влиянием вертикального термического воздействия, образующегося при подъеме астеносферных и мантийных диапиров в районах структурных неоднородностей литосферы и обусловлены в активной восточной ветви рифтовых систем субдукцией Тихоокеанской литосферной плиты под восточную окраину Евразийского континента. В западной ветви рифтовых систем вращение Ордосского блока под взаимным влиянием Индостанской и Евразийской литосферных плит привело к горизонтальным деформациям литосферы, при этом термальный фактор играл второстепенную роль.

Несмотря на повышенную тектоническую, особенно сейсмическую, активность величины теплового потока в кайнозойских рифтовых зонах Восточного Китая значительно ниже, чем в похожих на них по

глубинному строению и геологической эволюции других континентальных рифтах, например в Байкальской (74 ± 7 мВт/м²) и Рейнской (83 ± 3 мВт/м²) рифтовых зонах [22] и особенно в рифте Рио-Гранде на Северо-Американском континенте (92 ± 4 мВт/м²) [48]. По-видимому, в Восточном Китае значительная часть глубинной тепловой энергии в рифтовых зонах, находящихся в активной (первой) стадии рифтогенеза, тратится на сейсмичность (рифты Шаньси, Цзиньчуань-Хетао). В пассивных рифтовых зонах, наоборот, тепловая энергия, выделяющаяся при землетрясениях, дополнительно усиливает вынос глубинного тепла на локальных участках в зонах активных разломов (например в рифтах Ляохе, Бохай, Хехуай).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Molnar P., Tapponnier P.** Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // *Science*, 1975, v. 189, p. 419—426.
2. **Liu G.** The Cenozoic rift system of the North China plain and the deep internal processes // *Tectonophysics*, 1987, v. 133, p. 277—285.
3. **Ye H., Zhang B., Mao F.** The Cenozoic tectonics evolution of the Great North China: two types of rifting and crustal necking in the Great North China and their tectonic implications // *Ibid.*, p. 217—227.
4. **Chen Y.Q.** Panorama of China Geology (in Chinese). Beijing, Geological Publishing House, 1994, 485 p.
5. **Chen G.** Tectonics of China. Beijing, International Academic Publishers, 1988, 258 p.
6. **Ma X., Liu G., Su J.** The structure and dynamics of the continental lithosphere in north-northeast China // *Ann. Geophys.*, 1984, v. 2, p. 611—620.
7. **Lithospheric Dynamics Atlas of China.** China Cartographic Publishing House, 1989, 225 p.
8. **Ma X. (Ed.)**. Lithosphere dynamic map of China and adjacent seas (in scale 1:4 000 000) and explanatory notes. Beijing, Publishing House of Geology, 1987, 53 p.
9. **Liu G.** MTS studies of the upper mantle conductivity in China // *PAGEOPH*, 1987, v. 125, p. 465—482.
10. **Tian Z.Y., Han P., Xu K.D.** The Mesozoic—Cenozoic East China rift system // *Tectonophysics*, 1992, v. 208, p. 341—363.
11. **Mingchu Y.** (Chief Compiler). The map of regional crust stability of China (in scale 1:5 000 000) and explanatory notes. Beijing, Geological Publishing House, 1997, 28 p.
12. **Geothermal Research Division (Institute of Geology, Chinese Academy of Sciences).** The first group of terrestrial heat flow data in China (in Chinese and English abstract) // *J. Seismol.*, 1979, p. 91—107.
13. **Hu S., He L., Wang J.** Heat flow in the continental area of China: a new data set // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2000, v. 179, p. 407—419.
14. **Hu S., He L., Wang J.** Compilation of heat flow data in the China continental area (3rd edition) // *Chinese J. Geophys.*, 2001, v. 44, № 5, p. 611—626.
15. **Pollack H.N., Chapman D.S.** On the regional variation of heat flow, geotherms, and the thickness of the lithosphere // *Tectonophysics*, 1977, v. 38, p. 279—296.
16. **Wang J.Y., Wang J.A.** Heat flow measurements in Liaohe basin, North China // *Chin. Sci. Bull.*, 1986, v. 31, p. 686—689.
17. **Лысак С.В., Зорин Ю.А.** Геотермическое поле Байкальской рифтовой зоны. М., Наука, 1976, 90 с.
18. **Дучков А.Д., Лысак С.В., Балобаев В.Т. и др.** Тепловое поле недр Сибири. Новосибирск, Наука, 1987, 197 с.
19. **Дучков А.Д., Лысак С.В., Голубев В.А. и др.** Тепловой поток и геотемпературное поле Байкальского региона // *Геология и геофизика*, 1999, т. 40, № 3, с. 287—303.
20. **Лысак С.В., Дорофеева Р.П.** Термальное состояние литосферы в Монголии // *Геология и геофизика*, 2003, т. 44, № 9, с. 929—941.
21. **Дучков А.Д., Соколова Л.С., Лысак С.В.** Тепловой поток Центральной Азии // *Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных районов (Материалы Второго международного симпозиума)*. М.; Бишкек, 2003, с. 140—152.
22. **Лысак С.В.** Тепловой поток континентальных рифтовых зон. Новосибирск, Наука, 1988, 200 с.
23. **Хаин В.Е.** Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. М., Недра, 1979, 357 с.
24. **Tectonic system map of the Peoples Republics of China (Scale 1:2 500 000) with explanatory notes.** Compiled by Inst. of Geomechanics Chinese Academy of Geological Sciences. Beijing, 1984.
25. **Chen W.P., Nabelek J.** Seismogenic strike-slip faulting and the development of the North China basin // *Tectonics*, 1988, v. 7, p. 975—989.
26. **Милановский Е.Е.** Основные этапы рифтогенеза на территории Китая. М., Междуведомственный геофизический комитет, 1991, 148 с.
27. **Грачев А.Ф.** Рифтовые зоны Китая // *Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии* / Ред. А.Ф. Грачев. М., РАН и Министерство природных ресурсов России, 2000, с. 206—211.

28. **Cui S., Li J.** Comparative tectonic analysis of the Fen-Wei graben and Baikal rift system // *Bulletin of CAGS*, 1988, p. 25—37.
29. **Xu X., Ma X.** Geodynamics of the Shanxi rift system, China // *Tectonophysics*, 1992, v. 208, p. 325—340.
30. **Новейшая тектоника Северной Евразии: Объясн. зап. к карте „Новейшая тектоника Северной Евразии“**, м-б 1:5 000 000 / Ред. А.Ф. Грачев. М., ГЕОС, 1998, с. 72—85.
31. **Xu X., O'Reilly S.Y., Griffin W.L. et al.** The nature of the Cenozoic lithosphere at Nishan, Eastern China // *Mantle dynamics and plate interactions in East Asia*, Geodynamics Series, 1998 v. 27, p. 167—196.
32. **Wu Q.F., Xie Y.Z., Zu J.H., Wang D.** Geothermal flow and activity of earthquakes in North China // *Research on current crustal movement. Selected papers*. Beijing, Earthquake Publishing House, 1985, p. 131—141.
33. **Баранова В.В., Грачев А.Ф., Калашникова И.В., Магницкий В.А.** Геодинамическое районирование и сейсмичность Северного Китая // *Физика Земли*, 1994, № 4, с. 3—11.
34. **Wang J., Huang S.** Compilation of heat flow data in the China continental area (2nd Edition) // *Seismology and Geology (in Chinese)*, 1990, v. 12, № 4, p. 351—366.
35. **Wang J.Y., Chen M.X., Xiong L.P., Pang Z.H.** Geothermal resources and development in China // *Proceeding of the World Geothermal Congress. Italy*, 1995, v. 1, p. 75—80.
36. **Wang J.Y., Huang S.P., Chen M.X.** Terrestrial heat flux map // *Geophysical Atlas in China (in Chinese)*. Beijing, Geological Publishing House, 1996, 102 p.
37. **Wang J.A., Xu Q., Wang J.Y.** The characteristics of heat flow and geothermal fields in Junggar basin // *Chinese J. Geophysics*, 2000, v. 43, № 6, p. 771—779.
38. **Xiong L.P., Liu J., He L.I. et al.** Heat flow and hot spring data-base and compilation of geothermal map-set by computer // *Proceeding of the World Geothermal Congress. Italy*, 1995, v. 1, p. 479—483.
39. **Shen X.J., Yang S.Z., Zhang W.R.** Thermal properties of rock and their determination (in Chinese). Beijing, Science Press, 1988, 196 p.
40. **Wang J.Y., Wang J.A.** Thermal structure of the crust and upper mantle of the Liaohe rift basin // *Tectonophysics*, 1988, № 145, p. 293—304.
41. **Ma X.** Lithospheric dynamics of China // *Episoded*, 1988, v. 11, № 2, p. 84—90.
42. **Xuang S.P., Wang J.Y.** Heat flow distribution and thermal structure of the continental area of China // *Advances in Geoscience (2)*. Beijing, China Ocean Press, 1992, p. 361—372.
43. **Любимова Е.А.** О роли термоупругих напряжений как планетарного источника землетрясений // *Физические основания поисков методов прогноза землетрясений*. М., Наука, 1970, с. 122—127.
44. **Пшеников К.В.** Об энергетическом балансе в области очага сильных землетрясений // *Изв. АН СССР, Сер. Физика Земли*, 1965, № 10, с. 17—24.
45. **King C., Knopoff L.** Stress drop in earthquakes // *Bul. Seismol. Amer.*, 1968, v. 58, p. 249—257.
46. **Henyeu T.L., Wasserburg J.I.** Heat flow near major strike-slip faults in California // *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, № 32, p. 7924—7946.
47. **Туезов И.К.** Геотермическая астеносфера Азиатско-Тихоокеанской зоны сочленения и прилегающих частей Азии и Тихого океана. Владивосток, ДВО АН СССР, 1990, 112 с.
48. **Reiter M.C., Eggleston R.E., Broadwell B.R., Minier J.** Estimates of terrestrial heat flow from deep petroleum tests along the Rio Grande rift in central and southern New Mexico // *J. Geophys. Res.*, 1986, v. 91, p. 6225—6245.

*Рекомендована к печати 29 ноября 2004 г.
А.Д. Дучковым*

*Поступила в редакцию 10 июня 2004 г.,
после доработки — 4 ноября 2004 г.*