

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО И ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСОВ И СМЕЖНЫХ ПЛАТФОРМ

П.Ю. Горнов, М.В. Горошко, Ю.Ф. Малышев, В.Я. Подгорный

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

Систематизированы и проанализированы результаты определений содержаний урана и тория в горных породах области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов, а также смежных Сибирской и Северо-Китайской платформ. Построены геотермические разрезы литосферы по шести геотрансектам региона, обеспеченным геотермическими, сейсмическими, геоэлектрическими, гравиметрическими данными. На фоне послонной геотермической и плотностной модели земной коры ярко проявлены купольные структуры, которые коррелируются с поднятиями кровли астеносферы. Они характеризуются высокими значениями плотности теплового потока 60—90 мВт/м² с преобладанием его мантийной составляющей 30—60 мВт/м² над коровой 20—30 мВт/м² и высокими геотемпературами 800—1100 °С на поверхности Мохо. Большинство этих структур отвечают нефтегазоносным и перспективным на нефть и газ впадинам.

Геотермические разрезы, радиоактивные элементы, модели литосферы, тепловой поток, платформы и орогенные пояса Восточной Азии.

THERMAL STRUCTURE OF LITHOSPHERE IN CENTRAL ASIAN AND PACIFIC BELTS AND THEIR ADJACENT CRATONS, FROM DATA OF GEOSCIENCE TRANSECTS

P.Yu. Gornov, M.V. Goroshko, Yu.F. Malyshev, and V.Ya. Podgorny

We investigate the 2D thermal structure of lithosphere in the Central Asian and Pacific tectonic belts and adjacent cratonic areas of Siberia and North China using a synthesis of geothermal data from six geoscience transects covered by seismic, resistivity, and gravity surveys. The patterns of rock density, radiogenic heat production derived from U and Th abundances, thermal conductivity, temperatures, and respective heat flows reveal a layered structure. The model with layers distinguished according to density and thermal parameters includes well-pronounced dome-shaped features in the crust, which correlate with upwarps of the asthenospheric top. The domes are marked by high heat flows of 60—90 mW/m² with a mantle component higher than the crustal one (30—60 mW/m² against 20—30 mW/m²) and temperatures as high as 800—1100 °C at the Moho. Many of these features correspond to known and potential petroleum basins.

Thermal structure, radioactive elements, models of lithosphere, heat flow, cratons, orogens, East Asia

ВВЕДЕНИЕ

Территория области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского складчатых поясов и смежных платформ является одним из сложных объектов исследования литосферы Восточной Азии. Она сравнительно неплохо изучена в геологическом и геофизическом отношении. Здесь пройдены трансрегиональные и региональные геотрансекты, на которых выполнялись глубинные сейсмические (ГСЗ, МОВЗ), геоэлектрические (МТЗ) исследования, гравиметрические и аэромагнитные съемки, измерения теплового потока. Для построения карт мощности земной коры использовались сейсмические данные. Мощность литосферы оценивалась по геоэлектрическим, геотермическим и реже сейсмическим материалам. Осуществлено сейсмогравитационное моделирование сейсмических разрезов и построение плотностных моделей по комплексу сейсмических, гравиметрических, геоэлектрических и геотермических данных. Построены геоэлектрические разрезы литосферы и астеносферы.

В то же время недостаточно полно проинтерпретированы материалы геотермических наблюдений и радиометрических измерений содержаний ²³⁸U, ²³²Th, ⁴⁰K, необходимых для построения геотермических разрезов земной коры.

Тепловой поток (ТП), измеренный на поверхности Земли, можно представить как сумму двух составляющих: первая определяется теплогенерацией горных пород земной коры — радиогенный тепловой поток, вторая — тепловым потоком, поступающим из более глубоких слоев Земли и имеющим другую физическую природу — мантийный тепловой поток.

$$q = q_p + q'_m, \quad (1)$$

где q — полный ТП, q_p — радиогенный (коровый) ТП, q'_m — мантийный ТП.

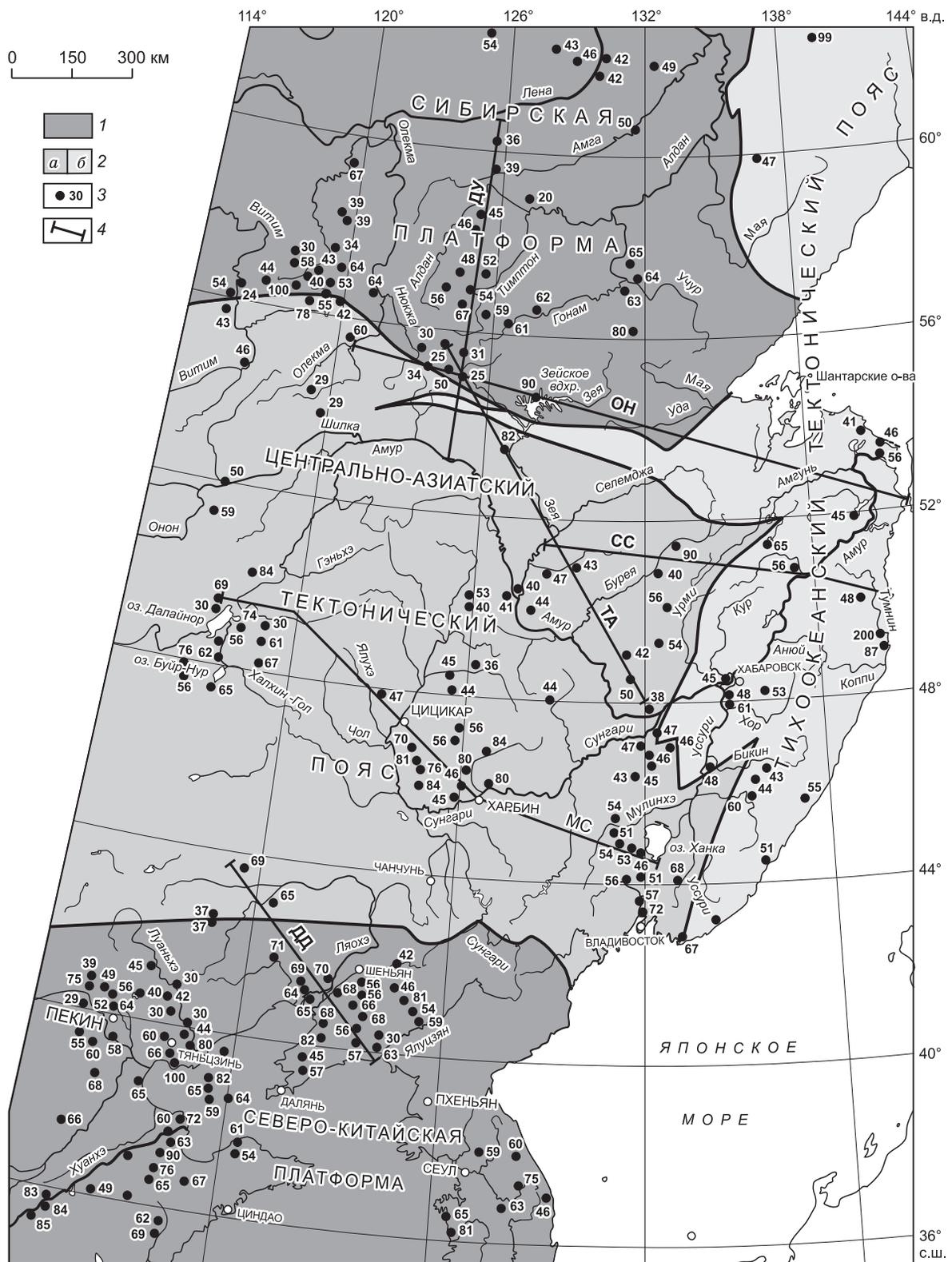


Рис. 1. Карта использованного фактического материала.

Тектоническое районирование, по Карсакову Л.П., Чжао Чуньцин [Тектоника..., 2005].

1 — платформы: Сибирская, Северо-Китайская; 2 — тектонические пояса: Центрально-Азиатский (а), Тихоокеанский (б); 3 — пункты измерения теплового потока и его величины (мВт/м²); 4 — геотрансекты: ДД — Дун Учжимцин—Дунгоу, МС — Маньчжурия—Суйфыньхэ, ТА — Тында—Амурзет, СС — Свободный—м. Сюркум, ОН — р. Олекма—м. Невельского, ДУ — Джалинда—Улу. Данные по значениям теплового потока взяты [Каталог..., 1985; Туезов, 1988, 1990; Global..., 1992; Yang Baojun..., 1996; Горнов, 1998; Hu Shengbiao..., 2001; Железняк, 2003].

Вклад радиогенного тепла земной коры в полный тепловой поток оценивается разными исследователями по-разному — от 20—40 до 80—90 %. Сравнительный анализ теплового баланса литосферы, проведенный рядом авторов [Черемешский, 1972; Дучков, Соколова, 1974, 1985; Боганик, 1975] позволил установить, что соотношение коровой (радиогенной) и мантийной составляющих ТП существенно меняется от структуры к структуре и зависит от целого ряда факторов: мощности земной коры, типа ее геотермического режима, количества генерируемого радиогенного тепла, интенсивности и объемов притока глубинной тепловой энергии из подкоровых зон и т. д.

В задачи данной работы входило следующее: расчет величин теплогенерации отдельных блоков и слоев земной коры, расположенных на шести сейсмических профилях (геотрансектах) (рис. 1), определение коровой и мантийной составляющих теплового потока геологических структур региона, построение геотермических и комплексных разрезов земной коры и литосферы, нахождение зависимостей между коровой составляющей теплового потока и геологическим строением земной коры, установление глубинной природы мантийного теплового потока.

МЕТОДИКА

Предложенная методика построения геотермической модели литосферы помимо содержания радиоактивных элементов, теплопроводности горных пород учитывает модели глубинного строения, плотность слоев земной коры, определенных сейсмогравитационным моделированием [Подгорный, 1995], и модели строения литосферы в целом [Малышев и др., 2007]. На основании этого выбрана модель преимущественно послойного распределения геофизических параметров земной коры.

Теплогенерация верхней части разрезов земной коры характеризовалась по фактическому содержанию радиоактивных элементов, выходящих на дневную поверхность комплексов пород. Теплогенерация залегающих ниже глубокометаморфизованных комплексов докембрийских пород на платформах устанавливалась с учетом средних содержаний радиоактивных элементов, определенных на выходах этих пород на дневную поверхность Алдано-Станового и Сино-Корейского щитов и докембрийских массивов (микроконтинентов) Центрально-Азиатского складчатого пояса. Содержание радиоактивных элементов нижних толщ земной коры оценивалось по принятым в качестве таковых гранулитобазитовым комплексам региона. Теплогенерация слоев и блоков земной коры контролировалась плотностными характеристиками глубинных разрезов.

Вопрос о распределении теплопроводности горных пород в слоях земной коры является не менее дискуссионным, чем распределение радиоактивных элементов. Сравнительно хорошо изучена зависимость теплопроводности от температуры, влажности, пористости горных пород [Любимова, Старикова, 1966; Сакварелидзе, 1973; Чермак, 1982]. Менее изучена зависимость теплопроводности от пластового давления и плотности. По данным [Hurtig, 1967], наиболее заметно теплопроводность изменяется при давлении от 0.5 до 10 МПа. При дальнейшем повышении давления теплопроводность растет незначительно.

Для оценки теплопроводности верхней части земной коры привлекались в первую очередь наши данные определения коэффициента теплопроводности многочисленных типов горных пород (порядка 3000) из скважин и обнажений, а также опубликованные данные. При оценке теплопроводности более глубоких слоев коры мы опирались на геологическую интерпретацию сейсмических и гравиметрических данных вдоль профилей. При расчетах учитывалась зависимость коэффициента теплопроводности от температуры и лучистого теплопереноса:

$$\lambda = \lambda_0 [1/(1 + bT)] + c(T + 273.15)^3, \quad (2)$$

где T —температура, °С; λ_0 — теплопроводность при комнатной температуре 20 °С. Коэффициенты b и c установлены по экспериментальным данным решеточной теплопроводности основных типов горных пород при температурах 1000—2000 °С [Zoth, Haenel, 1988] и лучистого переноса тепла в ультраосновных породах в мантии [Schatz, Simmons, 1972]: $b = 0/0015 \text{ K}^{-1}$, $c = 1 \cdot 10^{-10} \text{ Вт}/(\text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-4})$.

Полученные значения теплогенерации (A) и коэффициента теплопроводности (λ) вынесены на геотермические разрезы земной коры.

Данные по содержанию радиоактивных элементов в горных породах тектонических подразделений Дальнего Востока России взяты из работ [Малышев, 1977; Горошко и др., 2006] и систематизированы в табл. 1. Учитывая незначительную роль калия в суммарной теплогенерации, использовались его средние содержания для групп пород, близких по составу: для основных терригенных и карбонатных пород 0.8 %, для диоритов, плагиогранитов, гранодиоритов 1.5 %, для гранитов, гнейсов, пегматитов, кристаллических сланцев 3.0 % [Любимова и др., 1983]. Содержание радиоактивных элементов на территории Китая взяты из работ [Wang Jiyang, Wang Jian, 1988; Chi Qinghua, Yan Mingcai, 1998; Du Jianguo et al., 1998].

Таблица 1.

Содержание радиоактивных элементов в геологических структурах юга Дальнего Востока России [Горошко и др., 2006]

Тектоническое подразделение	Состав пород	Возраст	U, г/т		Th, г/т	
			<i>n</i>	<i>x</i>	<i>n</i>	<i>x</i>
Чехол Сибирской платформы	Терригенно-карбонатные отложения	V—Є	43	1.2	43	5.2
Алдано-Становой щит						
Алданский мегаблок	Гнейсы, гранитогнейсы, мигматиты	AR ₁	678	3.0	409	16.5
Становой мегаблок	Гнейсы, гранитогнейсы, мигматиты, граниты, кристаллические сланцы	AR ₂	380	1.1	380	6.9
Алданский магматический комплекс	Сельвсбергиты, сиениты, пуласкиты, трахиты, бостониты	J ₃	274	6.1	274	23
Арбарастахский массив	Щелочные ультраосновные породы	R ₃	80	32	80	50
Становая плутоногенная область	Гранодиориты, кварцевые диориты, диориты	J ₃	59	2.7	59	13.9
Сутамская вулканогенная зона	Риолиты, их туфы, игнимбриты, дациты	K ₁	1309	2.9	709	10.6
Рифтогенные впадины	Терригенные угленосные отложения	J—K ₁	150	2.8	150	8.0
Центрально-Азиатский пояс						
Уруша-Ольдойская зона	Липариты, дациты, туфы кислого состава	J ₂₋₃	40	1.7	40	11.5
Аргуно-Мамынский массив	Гнейсы, сланцы, мигматиты	AR ₂	74	1.6	53	7.3
Турано-Чжангуанцайлинский массив	Песчаники, сланцы, риолиты	J—K ₁	105	2.1	105	11.7
Цзямусы-Малохинганский массив	Песчаники, глинистые сланцы, доломиты	PR ₂ —PZ ₁	97	2.6	77	13.8
	Граниты, гранодиориты, граносиениты	PZ ₁₋₂	105	2.5	105	11.2
Ханкайский массив	Гнейсы, сланцы, амфиболиты	AR ₁	255	1.7	259	13.3
	Сланцы, песчаники, алевролиты, известняки	PR ₂ —Є	292	2.9	161	5.6
	Граниты	O—S	227	2.7	227	16.5
	Риолиты, трахириолиты, туфы, туфогенные песчаники	D—C	436	4.4	436	19.7
	Вулканогенно-осадочные породы	P ₁₋₂	250	1.7	151	8.1
	Риолиты, риолитодациты, дациты и их туфы	K ₁ —P ₁	588	1.8	588	10.6
Монголо-Охотский орогенный пояс	Сланцы, метапесчаники, песчаники, алевролиты	PR ₂ —PZ ₁	255	1.4	255	6.1
	Песчаники, сланцы	PZ ₂	40	1.5	40	6.5
	Песчаники, сланцы, алевролиты	PZ ₃	28	0.8	28	7.2
	Риолиты	MZ	24	4.2	16	13.0
	Песчаники, алевролиты	T ₃ —J	60	1.6	60	9.1
Сихотэ-Алиньский орогенный пояс	Песчаники, алевролиты, кремнистые породы	T ₃ —K	428	1.2	428	8.9
Восточно-Сихотэалиньский вулканический пояс	Риолиты, риодациты, дациты, андезиты и их туфы	K ₁ —P ₁	1061	2.1	1061	12.6
	Граниты, гранодиориты, диориты	K ₂ —P ₁	96	2.7	96	10.7
	Базальты	N—P	36	0.8	36	5.8

Примечание. *n* — количество образцов, *x* — среднее содержание урана и тория.

Радиогенная теплогенерация горных пород (*A*) рассчитывалась по методике, опубликованной в работе [Моисеенко, Смыслов, 1986].

$$A' \rho = A = (aU + bTh + cK) \rho, \quad (3)$$

где *A'* и *A* — выделение радиогенного тепла соответственно в 1 кг и в 1 м³ породы, ρ — плотность, U, Th, K — концентрации радиоактивных элементов, *a*, *b*, *c* — пересчетные коэффициенты: $a = 9.73 \cdot 10^{-5}$, $b = 2.63 \cdot 10^{-5}$, $c = 3.57 \cdot 10^{-9}$ Вт/кг. Плотности горных пород отдельных слоев брались по плотностным моделям земной коры [Малышев и др., 2007]. Расчет радиогенной составляющей теплового потока (*q_p*)

проводился следующим образом: значение теплогенерации каждого слоя блока (мкВт/м³) умножалось на мощность слоя (м), а затем суммировалось на всю мощность земной коры.

Распределение температур вдоль профиля в поперечном сечении описывается двумерным стационарным уравнением теплопроводности для неоднородной среды, прямоугольной формы:

$$\frac{d}{dz}\left(\lambda \frac{dT}{dz}\right) + \frac{d}{dy}\left(\lambda \frac{dT}{dy}\right) = -A(z, y), \quad (4)$$

где T — температура, λ — коэффициент теплопроводности, A — теплогенерация горных пород, z, y — текущие координаты.

В модели использовались следующие граничные условия: температура на дневной поверхности 5 °С, тепловой поток на боковых границах равен 0, тепловой поток на подошве земной коры равен мантийному. Для разрезов земной коры рассчитаны и построены геоизотермы 200, 400, 600, 800 °С, определена температура на границе Мохо.

Анализ результатов определения теплопроводности многочисленных типов горных пород на территории исследования, особенностей глубинного строения разрезов позволил получить значение коэффициента теплопроводности для верхних слоев разреза 1.4—1.6, для средних 1.8—2.0 и для нижних 2.2—2.8 Вт/(м·К).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Радиоактивные элементы в земной коре региона. Данные по определению содержаний урана, тория, калия в горных породах, комплексах, формациях региона сведены в табл. 1, 2. На платформах отобраны образцы пород фундамента и осадочного чехла юго-востока Сибирской (Алдано-Становой щит) и Северо-Китайской (Сино-Корейский щит) платформ, наложенных (вулканогенных, плутогенных, вулканоплутогенных) поясов и зон, рифтогенных впадин. В Центрально-Азиатском и Тихоокеанском складчатых поясах исследовано содержание радиоактивных элементов орогенных поясов, докембрийских массивов (микроконтинентов), наложенных магматических поясов, зон, впадин, прогибов.

На территории Алдано-Станового щита изучено 7200 образцов горных пород с измерением в них содержаний урана и тория (см. табл. 1). На Сино-Корейском щите отобрано более 12 000 образцов горных пород для определения в них содержаний урана, тория, калия. Результаты измерений описаны в работах [Wang Jiyang, Wang Jian, 1988; Chi Qinghua, Yan Mingcai, 1998; Du Jianguo et al., 1998]. Основные места отбора образцов сосредоточены преимущественно на северной окраине щита. Авторы этих работ исследовали распределение радиоактивных элементов в породах и слоях земной коры и произвели расчеты теплогенерации и геотемператур. В табл. 2 приведены также значения плотности горных пород.

Таблица 2. Среднее содержание радиоактивных элементов в породах Северо-Китайской платформы [Wang Jiyang, Wang Jian, 1988; Chi Qinghua, Yan Mingcai, 1998; Du Jianguo et al., 1998]

Тип горной породы	<i>n</i>	К, %	U, г/т	Tg, г/т	ρ , кг/м ³
Кислые эффузивы	14	3.40	2.40	12.60	2350
Средние эффузивы	23	3.05	1.50	7.20	2490
Базальты	34	1.28	0.84	3.30	2540
Песчаники, гравелиты	74	2.78	3.0	14.30	2500
Аргиллиты	109	0.49	0.78	1.40	2600
Известняки	59	0.32	0.77	1.20	2650
Доломиты	31	0.32	0.61	0.98	2700
Сланцы	68	3.22	2.07	12.12	2505
Мраморы	20	0.51	1.10	1.65	2700
Кварциты	17	1.20	1.25	5.8	2640
Гнейсы, гранитогнейсы, гранодиоритогнейсы	327	2.18	0.98	6.5	2750
Гранулиты	63	1.43	0.32	1.3	2970
Амфиболиты	71	0.58	0.43	1.4	3090
Граниты	277	3.00	1.30	9.8	2635
Сиениты, диориты	63	1.84	0.76	4.10	2810
Габбродиабазы	29	0.95	0.55	1.70	2870
Пироксениты	172	0.61	0.18	0.52	3267

Нами выполнен сравнительный анализ содержаний урана и тория пород фундамента и чехла Алдано-Станового и Сино-Корейского щитов и докембрийских блоков (микроконтинентов) Центрально-Азиатского складчатого пояса. Он показал следующее.

1. Содержание урана и тория в глубокометаморфизованных кристаллических породах фундамента щитов и микроконтинентов зависит от степени прогрессивного метаморфизма и изменения состава пород вследствие наложенных процессов (регрессивного метаморфизма и гранитизации). С увеличением степени метаморфизма от амфиболитовой фации к гранулитовой содержание радиоактивных элементов в породах уменьшается, а под действием наложенных процессов увеличивается.

2. Сопоставление средних значений содержания урана и тория в метаморфических породах щитов показывает более высокие значения на Алдано-Становом щите — урана 2.0, тория 11.7 г/т, чем на Сино-Корейском — урана 0.58, тория 3.1 г/т.

Оба щита относятся к активизированным структурам, но на Алдано-Становом щите широко проявлена мезозойская активизация, а на Сино-Корейском помимо этого и кайнозойская. При этом мощность земной коры на Сино-Корейском щите сокращена до 33—35 км по сравнению с таковой на Алдано-Становом (40—45 км). Возможно понижение радиоактивных свойств фундамента на Сино-Корейском щите связано с «базификацией» земной коры в кайнозое.

3. Содержание радиоактивных элементов в породах платформенного чехла этих щитов примерно одинаковое: на Алдано-Становом щите среднее содержание урана пород чехла 1.2, тория 5.2 г/т, на Сино-Корейском — урана 1.39, тория 5.35 г/т.

4. Метаморфические породы микроконтинентов орогенных поясов палеозоя Центрально-Азиатского складчатого пояса по содержанию радиоактивных элементов близки метаморфическим породам фундамента Сибирской платформы.

Породы чехла микроконтинентов отличаются более высоким содержанием урана 2.8 и тория 13.2 г/т по сравнению с чехлом щитов — урана 1.2, тория 5.4 г/т. Это свидетельствует о родстве пород фундаментов этих объектов и значительной переработке чехла микроконтинентов вследствие высокой тектонической и магматической активности в фанерозое.

В орогенных комплексах Центрально-Азиатского и Тихоокеанского складчатых поясов определены содержания урана и тория в 3200 и 1700 образцах горных пород соответственно. Среднее значение содержания урана в образцах палеозойских складчатых комплексов Центрально-Азиатского пояса составляет 1.4, тория 6.1 г/т. Покровно-складчатые комплексы Сихотэ-Алинского мезозойского орогенного пояса имеют близкие им средние значения урана 1.2, тория 8.9 г/т. Несколько выше содержание радиоактивных элементов в магматических породах Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса: урана в гранитоидах 2.7 г/т, тория 10.7, в вулканитах урана 2.1, тория 12.6 г/т.

На Алдано-Становом щите выделяются вулканогенно-плутогенные комплексы ареального (мезозойские гранитоиды станового комплекса) и центрального (мезозойские щелочные породы алданского комплекса и рифейские щелочные ультрабазиты) типов. Наиболее высокие содержания урана 32 и тория 50 г/т характерны для щелочных ультраосновных пород рифея Арбарастахского массива. В рудных метасоматитах этого массива содержание урана достигает 0.6 %, а подсчет ресурсов позволяет отнести его к крупным комплексным месторождениям уран-редкометалльно-редкоземельной минерализации. Содержание радиоактивных элементов в магматических породах станового и алданского комплексов существенно ниже — урана 2.7—6.1, тория 13.9—23.0 г/т.

Осадочные отложения рифтогенных впадин Алдано-Станового щита характеризуются невысокими содержаниями урана 2.8, тория 8.0 г/т; на Сино-Корейском щите (впадина Ляохэ) — урана 2.55, тория 9.61 г/т. Низкими значениями содержаниями урана (2.1 г/т) отмечаются осадочные отложения рифтогенных впадин орогенных поясов региона, содержание тория в них выше (11.4 г/т).

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ

Изучение геотермических разрезов литосферы осуществлялось на шести протяженных, пересекающих основные тектонические подразделения региона, геофизических профилях (геотрансектах), обеспеченных сейсмическими (ГСЗ, МОВЗ), геоэлектрическими (МТЗ), геотермическими, гравиметрическими данными. Пять из них имеют северо-западное направление (Дун Учжимцин—Дунгоу, Маньчжурия—Суйфыньхэ, Свободный—м. Сюркум, Тында—Амурзет, р. Олекма—м. Невельского) и один (Джалинда—Улу) — субмеридиональное (см. рис. 1). На карте помимо геотрансектов нанесены пункты измерения плотности теплового потока и их значения. Видно, что большинство геотрансектов характеризуются лучшей геотермической изученностью, чем остальная площадь карты. Исключение составляет геотрансект р. Олекма—м. Невельского, на котором на отрезке Тында—м. Невельского имеется лишь два пункта измерений теплового потока.

Геотермические характеристики (величина теплогенерации A , коэффициент теплопроводности λ , температура), в соответствии с принятой методикой интерпретации, нанесены на плотностной разрез литосферы (земной коры). Литосферная мантия и верхняя часть астеносферы на разрезах построены по результатам плотностного моделирования с целью качественной оценки мантийной составляющей теплового потока. Над разрезом помещены графики распределения плотности теплового потока и его радиогенной (коровой) составляющей.

Рассмотрение геотермических разрезов начнем с юга исследуемой площади — Северо-Китайской платформы с продвижением на север на территорию Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов и Алдано-Станового щита Сибирской платформы. Скоростные характеристики на разрезах заменены результатами сейсмогравитационного моделирования. Сейсмические разрезы по территории Китая взяты из работ [Global..., 1992; Yang Baojun..., 1996].

Геотрансект Дун Учжимцин—Дунгоу (рис. 2). Распределение плотности горных пород в земной коре представлено двумя типами: послойным и блоковым, причем наблюдаются блоки в отдельных слоях

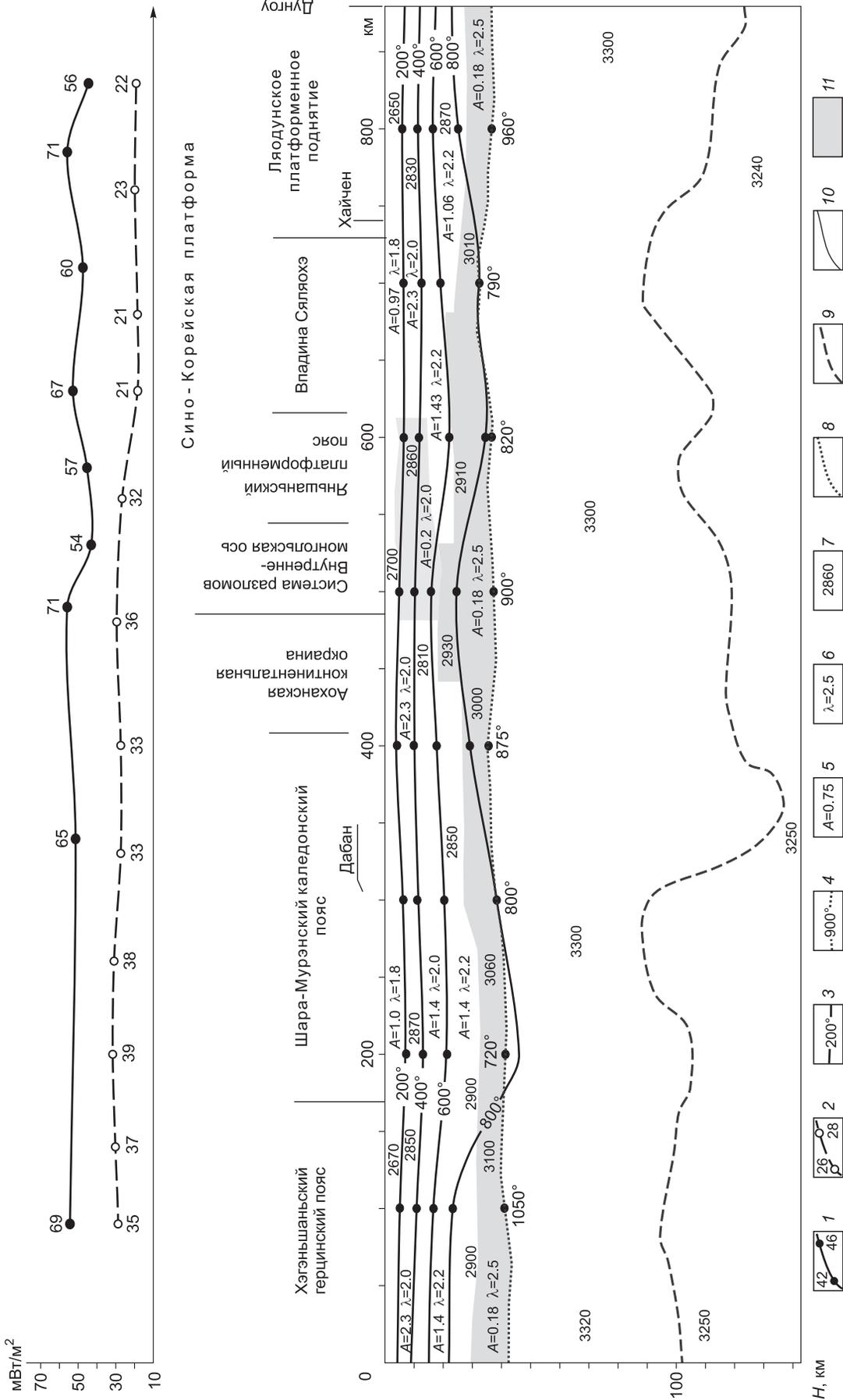


Рис. 2. Комплексный геотермический разрез земной коры по геотрансекту Дун Учжимцин—Дунлоу.

1 — измеренные значения теплового потока ($\text{мВт}/\text{м}^2$); 2 — расчетные значения радиогенной составляющей теплового потока ($\text{мВт}/\text{м}^2$); 3 — температура геотемперы ($^{\circ}\text{C}$); 4 — температура на границе Мохо ($^{\circ}\text{C}$); 5 — теплогенерация горных пород ($\text{мкВт}/\text{м}^3$); 6 — коэффициент теплопроводности горных пород ($\text{Вт}/\text{м}\cdot\text{K}$); 7 — значение вычисленной плотности горных пород ($\text{кг}/\text{м}^3$); 8 — граница астеносферы (подошва литосферы); 9 — граница литосферы; 10 — граница плотностных слоев; 11 — области в земной коре с повышенной плотностью, теплопроводностью и пониженной теплогенерацией.

и сквозьслоное их размещение. В послойном строении земной коры разреза можно выделить три слоя: верхний, средний и нижний.

Верхний слой отличается от других значениями плотности горных пород 2600—2700 кг/м³, теплогенерации 0.97—1.0 мкВт/м³, коэффициента теплопроводности 1.8 Вт/(м·К), температур 200 °С на подошве слоя. Слой сложен осадочными и осадочно-вулканогенными породами чехла платформы и складчатых систем.

Средний слой земной коры характеризуется значениями плотности 2800—2850 кг/м³, теплогенерации 1.40—1.43 мкВт/м³, коэффициента теплопроводности 2.0 Вт/(м·К), температур 400—600 °С на глубинах 15—30 км. Слой сложен метаморфическими породами кристаллического фундамента Сино-Корейского щита и складчатыми комплексами герцинид и каледонид Центрально-Азиатского пояса.

Нижний слой земной коры фиксируется значениями плотности 3000—3100 кг/м³, теплогенерации 0.18 мкВт/м³, коэффициента теплопроводности 2.5 Вт/(м·К), температур 800 °С на глубине 30—40 км. В подошве земной коры температура меняется от 800 до 1050 °С. По значениям физических параметров этот слой соответствует базит-гипербазитовым толщам.

Среди блоковых структур земной коры разреза выделяется система блоков повышенной плотности второго и третьего слоев, ступенчато погружающихся под складчатое обрамление платформы и отвечающих на поверхности разломам Внутреннемонгольской оси и Аоханской континентальной окраине платформы. Величина теплогенерации в этих блоках понижена $A = 0.18—0.20$ мкВт/м³. Здесь же наблюдается поднятие геоизотерм, особенно четкое в нижнем слое.

Соотношение значений теплового потока и его составляющей показывает, что максимальная величина мантийного теплового потока отвечает мезозойско-кайнозойской впадине Сяляохэ, в борту которой локализован очаг Хайченского землетрясения, и Ляодунскому поднятию на юго-востоке профиля. Для этого участка в разрезе литосферы отмечается сокращение ее мощности и подъем кровли астеносферы.

Геотрансект Маньчжурия—Суйфыньхэ (рис. 3). Слоистая структура земной коры разреза отчетливо выражена как в плотностной модели, так и в распределении геотермических параметров. Верхний слой мощностью 5—8 км дифференцирован по плотности от 2350 кг/м³ в осадочном бассейне Сунляо до 2600—2700 кг/м³ в остальной части слоя. Отмечается повышенная величина теплогенерации от 1.3 до 1.5 мкВт/м³, причем максимальная в осадочной толще бассейна Сунляо. Значение коэффициента теплопроводности меняется от 1.6 до 1.8 Вт/(м·К), а температуры на подошве слоя 200 °С.

Средний слой имеет непостоянную мощность: 20 км на северо-западе разреза, с уменьшением до 10 км на юго-востоке и плотность 2750—2850 кг/м³. Величина теплогенерации меньше, чем в верхнем слое — 1.1 мкВт/м³, температуры 200—400 °С, коэффициента теплопроводности 1.6—2.2 Вт/(м·К).

Максимальной мощностью в разрезе земной коры выделяется нижний слой: от 10 км на северо-западе профиля до 20 км на юго-востоке. Он фиксируется повышенной плотностью 3000—3170 кг/м³, низкими значениями теплогенерации 0.2 мкВт/м³, повышенными — теплопроводности $\lambda = 2.5$ Вт/(м·К) и температур 600—800 °С. Температура на поверхности Мохо изменяется в широком диапазоне от 570 до 980 °С.

Блоковая структура физических неоднородностей земной коры представлена небольшими по размерам блоками, локализованными в среднем слое коры.

Распределение мантийной составляющей плотности теплового потока характеризуется двумя аномалиями. Первая аномалия 50 мВт/м² соответствует впадине Сунляо. Важно отметить, что эпицентр максимума плотности теплового потока смещен к восточному борту впадины в район г. Харбин. Здесь установлена минимальная мощность земной коры 30 км, максимальная температура на поверхности Мохо 930 °С. В этом месте проходит Итун-Иланьская ветвь разлома Танлу с кайнозойскими нефтегазоносными грабенами. Эта закономерность подчеркивается структурой поля геоизотерм и позволяет предполагать не только мезозойскую, но и кайнозойскую природу нефтегазоносности восточной части впадины Сунляо вместе с примыкающей к ней с востока цепочкой грабенов.

Вторая аномалия мантийного теплового потока интенсивностью 44 мВт/м² приходится на Северо-Хинганский каледонский орогенный пояс, на который наложены покровы мезозойских вулканитов. На поверхности Мохо здесь отмечается высокая температура 840—870 °С. Обеим аномалиям мантийного теплового потока в разрезе платформы соответствует подъем кровли астеносферы. Эпицентр астеносферного поднятия под впадиной Сунляо на поверхности фундамента отвечает максимальному прогибанию впадины, а на дневной поверхности г. Дацин.

Геотрансект Свободный—Комсомольск-на-Амуре—м. Сюркум (рис. 4). Разрез характеризуется повышенной расчлененностью земной коры. Можно выделить четыре слоя по величине плотности и теплогенерации. Верхний слой — плотность 2530—2620 кг/м³, теплогенерация 0.67—1.32 мкВт/м³; второй слой — плотность 2680—2760 кг/м³, теплогенерация 1.26—1.43 мкВт/м³; третий слой — плотность 2730—2830 кг/м³, теплогенерация 0.56—0.60 мкВт/м³; нижний слой — плотность 2900—3090 кг/м³, теплогенерация 0.20—0.24 мкВт/м³. Но по величине коэффициента теплопроводности в разрезе фиксируется три слоя: верхний — $\lambda = 1.8$, средний — 2.2—2.3, нижний — 2.5—2.8 Вт/(м·К).

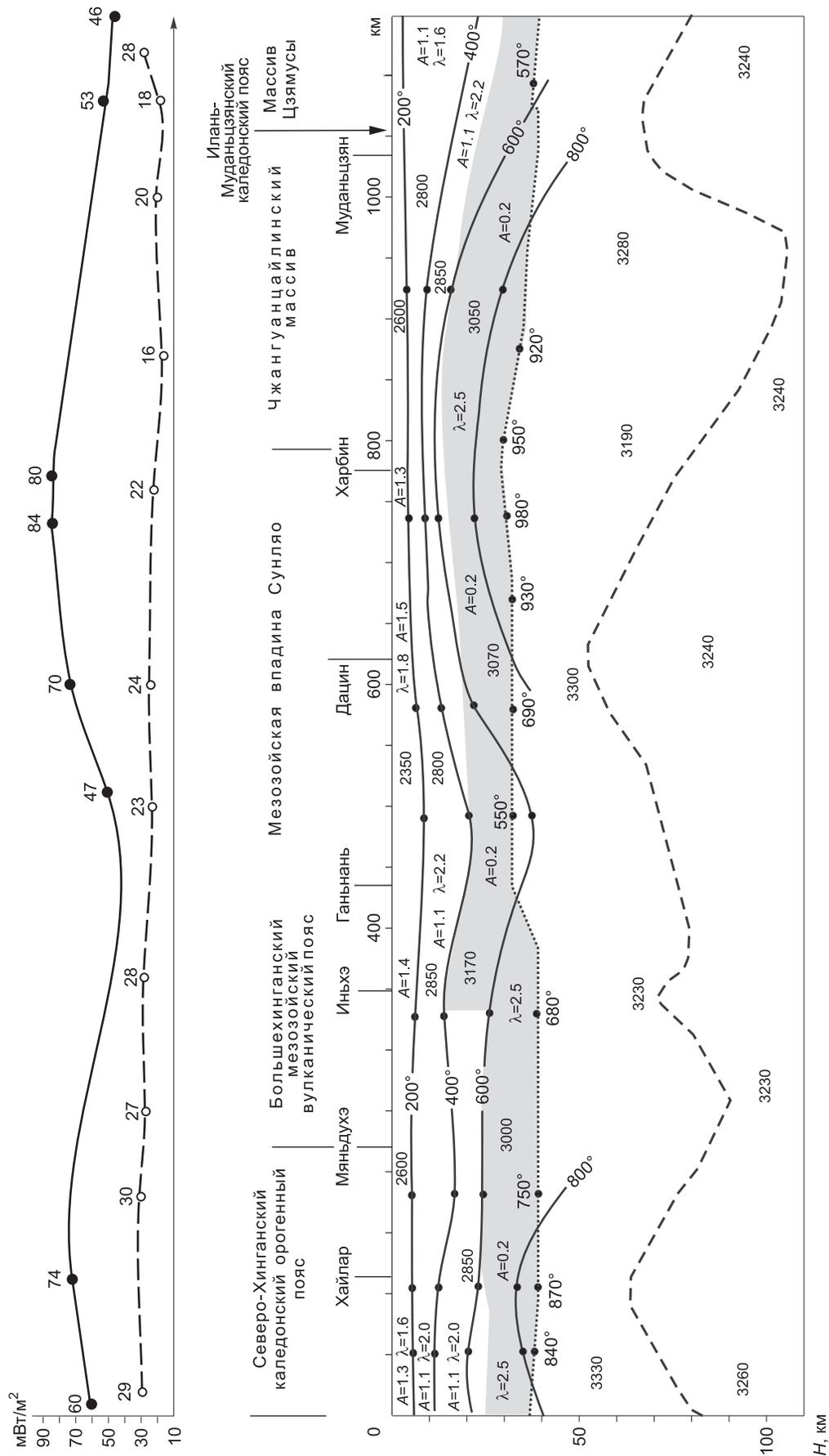


Рис. 3. Комплексный геотермический разрез земной коры по профилю Маньчжурия—Суифыньхэ.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

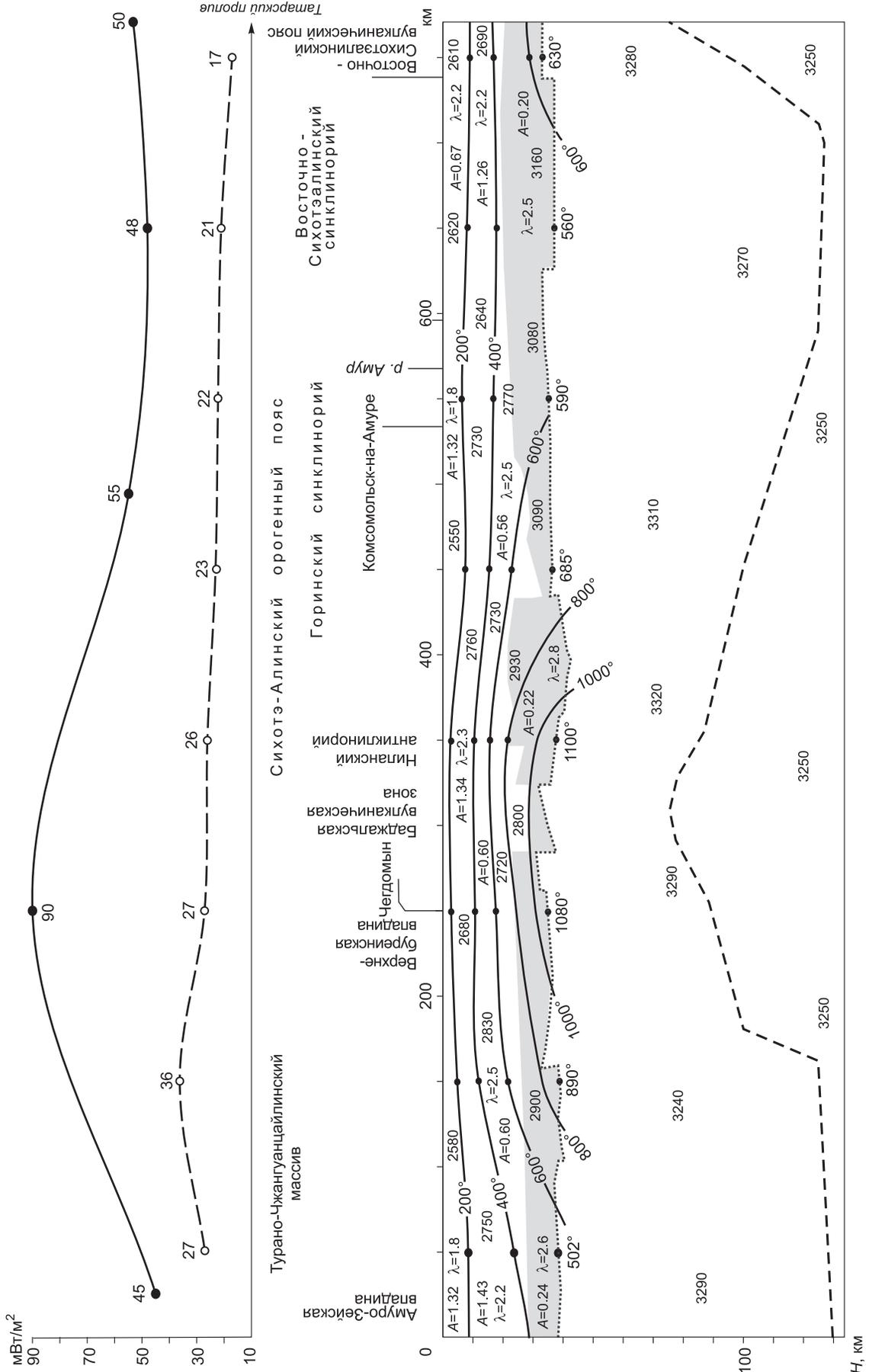


Рис. 4. Комплексный геотермический разрез земной коры по профилю Свободный—Комсомольск-на-Амуре—м. Сюркум.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

Интересная ситуация наблюдается в рисунке геоизотерм разреза (см. рис. 4). Если в верхних слоях геоизотермы конформны слоистой структуре, то в нижних они формируют купол в интервале температур 600—1000 °С и соответствуют сближению наложенных мезозойских геологических структур: Верхнебуреинской впадине и Баджальской вулканогенной зоне. Температуры на поверхности Мохо высокие — 900—1100 °С.

Отличительная особенность разреза согласуется с формой кривой теплового потока, максимум мантийной составляющей которого 63 мВт/м³ отвечает подъему кровли астеносферы в мантии.

Геотрансект Тында—Амурзет (рис. 5). Верхний слой разреза в целом выдержан по значениям плотности 2820—2880 кг/м³ с блоками пониженной плотности 2770 кг/м³, теплогенерации 0.64—0.96 мкВт/м³, коэффициента теплопроводности 1.6—1.8 Вт/(м·К) и температуры 200 °С на подошве слоя. Наблюдается разница в величине теплогенерации на обнаженной северо-западной (0.64—0.70 мкВт/м³) и юго-восточной, покрытой осадочным чехлом (0.96 мкВт/м³), поверхностях слоя.

Средний слой плотностью 2820—2890 кг/м³, теплогенерацией 1.5 мкВт/м³, коэффициентом теплопроводности 2.0 Вт/(м·К), температурой 200—400 °С прослеживается с северо-запада на юго-восток до Турано-Чжангуанцайлинского массива, где он выклинивается и сменяется подстилающим его относительно коротким пропластком мощностью 10—15 км с плотностью 2820—2940 кг/м³, теплогенерацией 1.5 мкВт/м³, коэффициентом теплопроводности 2.0 Вт/(м·К).

Нижний слой самый мощный — 20—25 км, реже 15 км. По геофизическим характеристикам он хорошо выдержан — плотность 2950—3050 кг/м³, теплогенерация 0.13—0.28 мкВт/м³, коэффициент теплопроводности 2.2 Вт/(м·К), температура 400—600 °С.

Аномальное распределение температур установлено под Монголо-Охотским орогенным поясом и сопредельными с ним структурами. Подобно предыдущему геотрансекту здесь выделяется куполообразная температурная аномалия 600—1000 °С мощностью в разрезе 25 км, которая фиксируется аномальными значениями мантийного теплового потока 54 мВт/м², вероятно, связанными с наложенными кайнозойскими впадинами — Среднезейской и Малотындинской. Температура на поверхности Мохо высокая, 1000—1100 °С. В верхней мантии этой структуре отвечает куполообразный подъем кровли астеносферы. Важно отметить, что в земной коре в южном крыле купола выделяется система блоков пониженной плотности 2820 кг/м³ и повышенной теплогенерации 1.5 мкВт/м³, падающих под Центрально-Азиатский складчатый пояс.

Геотрансект р. Олекма—м. Невельского (рис. 6). Геотрансект пересекает с северо-запада на юго-восток Селенга-Становой палеозойский орогенный пояс Центрально-Азиатского складчатого пояса, Алдано-Становой щит Сибирской платформы, Монголо-Охотский и Сихотэ-Алинский орогенные пояса Тихоокеанского складчатого пояса. Разрез земной коры имеет слоисто-блоковое строение, выделяются четыре слоя.

Верхний слой сложен горными породами осадочного чехла платформ и наложенных впадин. Плотность пород меняется от 2350 до 2690 кг/м³, теплогенерация от 0.74 до 0.85 мкВт/м³, коэффициент теплопроводности 1.6—1.8 Вт/(м·К), температура до 200 °С на подошве слоя.

Второй слой характеризуется плотностью 2730—2860 кг/м³, теплогенерацией 0.8—1.0 мкВт/м³, коэффициентом теплопроводности 1.8—2.0 Вт/(м·К), температурой 200—400 °С.

В третьем слое плотность пород равна 2.790—2.900 кг/м³, теплогенерация — 1.45—1.55 мкВт/м³, теплопроводность — 1.8—2.0 Вт/(м·К), температура — 400—600 °С. Слой выклинивается в земной коре Монголо-Охотского орогенного пояса. Во втором и третьем слоях широко распространены блоки коры неоднородностей разной конфигурации.

Нижний слой разреза выдержан по значениям теплогенерации 0.16—0.17 мкВт/м³ и коэффициента теплопроводности 2.2—2.3 Вт/(м·К). Значение плотности в среднем составляет 3020—3150 кг/м³, но имеются аномальные отклонения в мелких блоках от 2950 до 3410 кг/м³.

В земной коре под Верхнезейской и Боконской мезозойско-кайнозойскими впадинами и Ямалинской гранитоидной структурой выделяются блоки пониженной плотности 2400—2800 кг/м³ и повышенной теплогенерацией $A = 1.45—1.49$ мкВт/м³. Им соответствуют поднятия кровли астеносферы, подтверждающие их коромантийную природу.

В структуре геоизотерм земной коры наблюдается растянутое по профилю купольное строение. Эпицентр купола соответствует максимальным значениям мантийного теплового потока 60—65 мВт/м² в Верхнезейской и Боконской мезозойско-кайнозойских впадинах. Растянутость купола связана с пересечением профиля под острым углом окраины Алдано-Станового щита, на которой расположены указанные впадины. В верхней мантии купольной структуре отвечает подъем кровли астеносферы.

В земной коре купольная структура подчеркивается размещением на крыльях купола блоков повышенной плотности 2920—3280 кг/м³ и низкой теплогенерацией 0.15—0.17 мкВт/м³, которые прослеживаются от подошвы земной коры в четвертом, третьем и втором слоях коры. На поверхности Мохо куполу геоизотерм отвечают высокие значения температур 940—1130 °С. Блоки повышенной плотности и

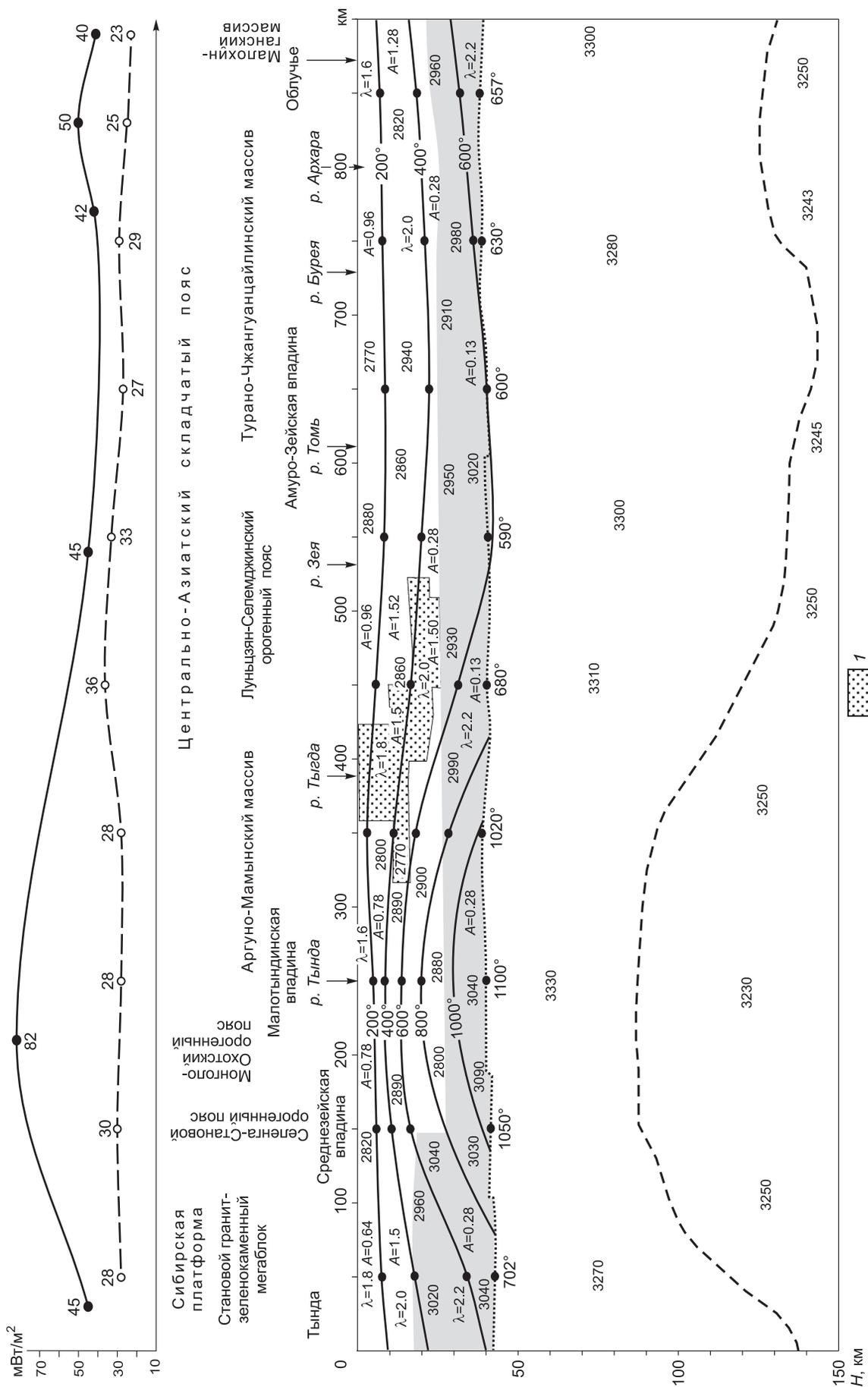


Рис. 5. Комплексный геотермический разрез земной коры по профилю Тында—Амурзет.

1 — области с пониженной плотностью, теплопроводностью и повышенной усл. обозн. см. на рис. 2.

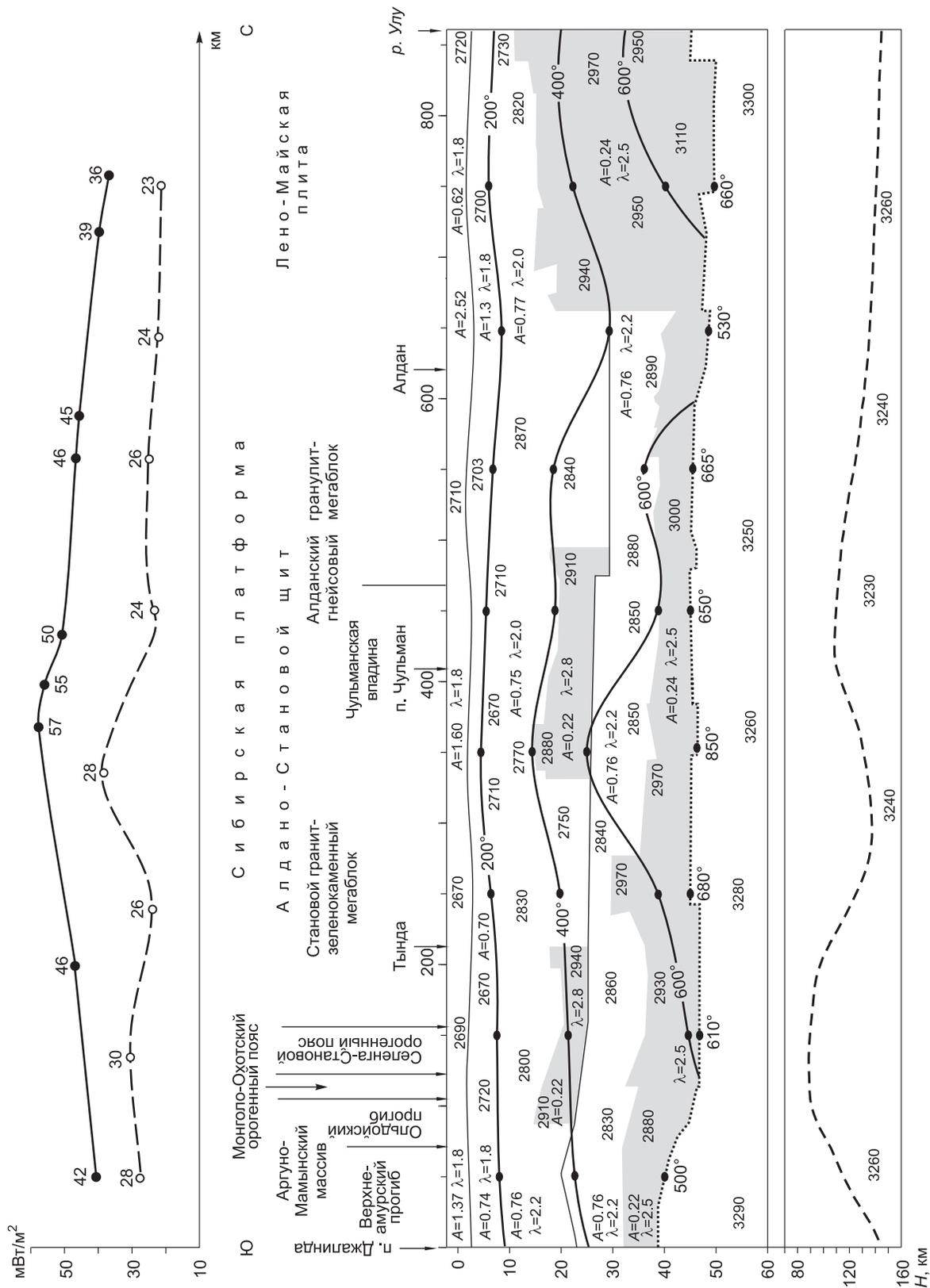


Рис. 7. Комплексный геотермический разрез земной коры по профилю Джалинда—Улу.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

низкой теплогенерации наблюдаются на северо-западном окончании исследуемой части геотрансекта. Севернее профиля здесь установлен ареал повышенной плотности теплового потока $60\text{--}90\text{ мВт/м}^2$, вызванный высокой мантийной составляющей теплового потока (от 30 до 65 мВт/м^2) в байкальской группе кайнозойских впадин (Чарской, Верхнетоккинской) (см. рис. 1). В верхней мантии отмечается подъем кровли астеносферы.

Геотрансект Джалинда—Улу (рис. 7). Профиль проходит (с юга на север) через Амуро-Аргунский массив (микроконтинент) Центрально-Азиатского складчатого пояса, Монголо-Охотский орогенный пояс, Алдано-Становой щит и Лено-Майскую плиту Сибирской платформы.

Особенностью глубинного разреза земной коры является его сильная расслоенность, в нем можно выделить шесть слоев. Но распределение не всех геофизических параметров в соответствующих слоях контрастное. С другой стороны, изменение геофизических характеристик слоев дифференцировано по простиранию.

Верхний слой мощностью $5\text{--}8$ км стабилен по значению коэффициента теплопроводности $1.8\text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$. Величина теплогенерации в слое меняется и зависит от состава пород. На Лено-Майской плите (чехол платформы) она невысокая 0.62 мкВт/м^3 , в чехле впадин (Чульманская, Якокутская) и на поверхности фундамента повышена $1.6\text{--}2.5\text{ мкВт/м}^3$.

Второй слой имеет такое же, как и в верхнем, значение теплопроводности $1.8\text{ Вт/м}\cdot\text{К}$. Величина теплогенерации в слое меняется от 0.74 на юге до 1.3 мкВт/м^3 на севере. Подошва слоя отмечена изотермой $200\text{ }^\circ\text{C}$.

Третий слой выдержан по величине теплогенерации $0.74\text{--}0.77\text{ мкВт/м}^3$ и коэффициента теплопроводности $2.0\text{--}2.2\text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$, диапазон температур $200\text{--}400\text{ }^\circ\text{C}$.

Своеобразное строение по геофизическим параметрам отличает четвертый слой. В нем наблюдается чередование блоков с разными параметрами плотности, теплогенерации, коэффициента теплопроводности по простиранию слоя. Блоки с высокой плотностью $2900\text{--}2950\text{ кг/м}^3$ имеют низкое значение теплогенерации 0.22 мкВт/м^3 , высокое коэффициента теплопроводности, до $2.8\text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$. Такие блоки земной коры располагаются под орогенными поясами (Монголо-Охотским, Селенга-Становым), Чульманской и Якокутской (Центрально-Алданский рудный район) впадинами.

Пятый слой характеризуется плотностью $2830\text{--}2890\text{ кг/м}^3$, теплогенерацией 0.76 мкВт/м^3 , коэффициентом теплопроводности $2.2\text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$.

Нижний слой мощностью $10\text{--}20$ км на юге профиля и 30 км на севере под Лено-Майской плитой характеризуется плотностью $2880\text{--}3100\text{ кг/м}^3$, теплогенерацией $0.22\text{--}0.24\text{ мкВт/м}^3$, коэффициентом теплопроводности $2.5\text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$ и температурами $400\text{--}600\text{ }^\circ\text{C}$, значение температуры на поверхности Мохо находится в пределах $600\text{--}850\text{ }^\circ\text{C}$.

Геоизотерма $600\text{ }^\circ\text{C}$ испытывает подъем под Чульманской впадиной и Центрально-Алданским рудным районом от поверхности Мохо вверх на 25 км. Этому подъему геоизотермы $600\text{ }^\circ\text{C}$ соответствует подъем кровли астеносферы и повышенное значение плотности мантийного теплового потока $30\text{--}32\text{ мВт/м}^2$. Другой подъем кровли астеносферы с центром под Монголо-Охотским орогенным поясом в геотермических характеристиках проявлен слабо в отличие от его четкой выраженности по геотермическим данным на геотрансекте Тында—Амурзет. Это может быть вызвано особенностями детальной локализации глубинных неоднородностей вдоль геотрансектов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ МОДЕЛИРОВАНИЯ

По геофизическим данным на шести протяженных геотрансектах области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского складчатых поясов и смежных участков Сибирской и Северо-Китайской платформ построены двумерные геофизические модели разрезов литосферы. Модели состоят из двух частей: верхней, представленной геотермической моделью земной коры, и нижней, представляющей собой плотностную модель литосферной мантии и верхов астеносферы.

Модель земной коры преимущественно слоистая, местами блоковая, нарушенная куполовидными и иной формы структурами. Наиболее четко слоистость выражена в распределении теплогенерации и плотности горных пород, т. е. в распределении радиоактивных элементов и плотности. Из шести геотрансектов разрезы земной коры у трех имеют трехслойное строение (Дун Учжимцин-Дунгоу, Маньчжурия—Суйфыньхэ, Тында—Амурзет), два — четырехслойное (Свободный—м. Сюркум, р. Олекма—м. Невельского) и один — шестислойное (Джалинда—Улу). При этом количество слоев в разрезе не зависит от тектонического положения геотрансектов.

Из аномального распределения геотермических параметров наиболее ярко проявлены купольные структуры. В ядре купола пониженная плотность, а на крыльях повышенная. В литосферной мантии плотность над куполом кровли астеносферы может быть разной: повышенной (Тында—Амурзет, р. Олекма—м. Невельского), пониженной (Джалинда—Улу), на стыке блоков разной плотности (Тында—Амурзет, Дун Учжимцин—Дунгоу). Исключением из этих случаев является смещение купольной структуры

Таблица 3.

**Тепловой поток и его составляющие для основных структур региона
[Тузев 1988; Горнов 1998; Hu Shengbiao, He Lijuan, Wang Jiyang 2001; Железняк, 2003]**

Тектонический элемент	Тепловой поток, мВт/м ²		
	среднее	радиогенный	мантийный
1	2	3	4
Верхнезейская впадина	90/3	28	62
Амуру-Зейская впадина	44/5	30	14
Среднезейская впадина	80/4	29	51
Среднеамурская впадина	54/11	25	19
Впадина Сунляо	65/55	23	42
Впадина Сяляохэ	70—80/30	23	47—57
Верхнебуреинская впадина	90/2	27	63
Малотындинская впадина	60/7	28	32
Токинская впадина	65—80/4	21—23	44—57
Чульманская впадина	55/6	25	30
Большехинганский вулканический пояс	50/5	27	23
Восточно-Сихотэалинский вулканический пояс	50/6	20	30
Нижнеамурская вулканическая зона	51/7	20	31
Комсомольская вулканическая зона	54/15	22	32
Монголо-Охотский орогенный пояс	45/6	28	17
Сихотэ-Алинский орогенный пояс	51/15	22	29
Спасский блок	55/5	22	33
Северо-Хинганский орогенный пояс	74/7	30	44
Шара-Мурэнский орогенный пояс	65/11	35	30
Хэгэньшаньский орогенный пояс	65/10	36	29
Чжангуанцайлинский массив	65—70/10	18—30	40—47
Массив Цзямусы	50/5	23	27
Ханкайский массив	46/7	22	24
Ляодунское платформенное поднятие	62/15	22	40
Яньшанский платформенный пояс	55/7	32	23

Примечание. В столбце 2 — в числителе — среднее арифметическое значение теплового потока тектонического элемента, в знаменателе — число пунктов определения.

геоизотерм относительно поднятия кровли астеносферы на профиле Маньчжурия—Суйфыньхэ на восток в сторону кайнозойских грабенов. В эпицентре купола геоизотерм на поверхности Мохо температура высокая 900—1100 °С, а на крыльях — 600—800 °С. В ряде случаев положение крыльев купольных структур геоизотерм подчеркивается параллельным смещением отрезков пластов земной коры с глубиной, характеризующихся одинаковыми значениями геотермических параметров, отличными от параметров вмещающих их пластов (разрезы Тында—Амурзет, Дун Учжимцин—Дунгоу). Такие погружения блоков часто связаны с подъемом кровли астеносферы или глубинными разломами, контролирующими надвиги на стыке платформ и блоков с орогенными поясами (Амурский супертеррейн—Монголо-Охотский орогенный пояс, Северо-Китайская платформа—Шарамуренский каледонский пояс) [Малышев и др., 2007].

Рассмотренные купольные структуры литосферы фиксируются высокими значениями плотности теплового потока (60—90 мВт/м²) с преобладанием мантийного теплового потока (30—65 мВт/м²) над коровым (20—30 мВт/м²).

Характеристика теплового потока с выделением радиогенной (коровой) и редуцированной (мантийной) составляющих основных геоструктур региона приведена в табл. 3. В данной таблице учтены результаты определений составляющих теплового потока из работы [Wang Yang, 2000], рассчитанные по соотношению изотопов гелия ³He/⁴He в осадочных бассейнах Китая и данные М.Н. Железняк [Железняк, 2003] по Сибирской платформе. Мантийный тепловой поток превышает радиогенный в Верхнезейской, Среднезейской, Токинской, Чульманской, Верхнебуреинской, Сунляо, Сяляохэ впадинах. Наряду с ними такая ситуация наблюдается в Северо-Хинганском орогенном поясе, на Чжангуанцайлинском докембрийском массиве, Ляодунском платформенном поднятии Сино-Корейского щита, в Восточно-Сихотэалинском вулканическом поясе, Нижнеамурской и Комсомольской вулканических зонах. Преобладание мантийного теплового потока над коровым в этих структурах может быть связано с поступлением мантийного тепла по магматическим каналам.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итогом проведенных исследований является построение концептуальных геотермических моделей литосферы области сочленения Центрально-Азиатского складчатого пояса с Тихоокеанским и смеж-

ными Сибирской и Северо-Китайской платформами. В качестве основы при вычислении и корреляции геотермических параметров использована плотностная послойная модель литосферы, полученная по результатам сейсмогравитационного моделирования. На фоне слоистой модели выделены купольные и иной формы геотермические структуры, отражающие особенности строения и геодинамики литосферы региона.

Можно отметить также следующее.

1. Достоверность принятой методики моделирования подтверждается соответствием распределения теплогенерации в слоях разрезов основным закономерностям содержания радиоактивных элементов в геологических структурах региона.

2. Уменьшение величины теплогенерации с глубиной в земной коре слоистого разреза соблюдается не всегда. В трех разрезах из шести теплогенерация второго слоя выше теплогенерации верхнего. В двух случаях это может объясняться повышенной радиоактивностью активизированного фундамента относительно радиоактивности пород чехла, а в одном (профиль Дун Учжимцин—Дунгоу), по-видимому, различием плотности горных пород чехла и фундамента.

3. Аномальные особенности геотермических разрезов земной коры коррелируются с поведением кровли астеносферы.

4. Купольные геотемпературные структуры сопровождаются высокими значениями температуры в подошве земной коры.

5. Большинство осадочных бассейнов с высокими значениями геотермических характеристик отвечают нефтегазоносным и перспективным на нефть и газ впадинам (Сунляо, Верхнебуреинская, Верхнезейская, Токинская, Чульманская).

Работа выполнена в рамках проектов: ДВО РАН 06-1 ОНЗ-113, ДВО РАН 06-1-ОНЗ-110, РФФИ 07-05-007260-а.

ЛИТЕРАТУРА

Боганик Н.С. Радиогенное тепло земной коры Русской платформы и ее складчатого обрамления. М., Наука, 1975, 160 с.

Горнов П.Ю. Тепловой режим земной коры Дальнего Востока России // Закономерности строения и эволюции геосфер. Тез. докл. 4-го Международного междисциплинарного научного симпозиума. Хабаровск, 1998, с. 169—171.

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

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

Железняк М.Н. Внутриземной тепловой поток Алданского щита // Отечественная геология, 2003, № 3, с. 61—64.

Каталог данных по тепловому потоку Сибири (1966—1984) / Ред. А.Д. Дучков. Новосибирск, Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1985, 82 с.

Любимова Е.А., Старикова Г.Н. Лабораторные и теоретические исследования тепловых свойств горных пород // Геотермические исследования и использование тепла земли. М., Наука, 1966, с. 135—150.

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

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

Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я., Шевченко Б.Ф., Романовский Н.П., Каплун В.Б., Горнов П.Ю. Глубинное строение структур ограничения Амурской литосферной плиты // Тихоокеанская геология, 2007, т. 26, № 2, с. 3—17.

Моисеенко У.И., Смыслов А.А. Температура земных недр. Л., Недра, 1986, 179 с.

Подгорный В.Я. Методика послойного определения плотности // Тихоокеанская геология, 1995, т. 14, № 6, с. 103—108.

Сакварелидзе Е.А. Теплофизические свойства горных пород в интервале 20—500 °С // Тепловые потоки из коры и верхней мантии Земли. Верхняя мантия. М., Наука, 1973, № 12, с. 125—136.

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.

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

Туезов И.К. Геотермическая структура литосферы и астеносферы Азиатско-Тихоокеанской зоны сочленения и прилегающих частей Азии и Тихого океана. Владивосток, Дальнаука, 1990, 110 с.

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

Череменицкий Г.А. Геотермия. Л., Недра, 1972, 270 с.

Chi Qinghua, Yan Mingcai. Radioactive elements of rocks in north China platform and the thermal structure and temperature distribution of the modern continental lithosphere // Acta Geophysica Sinica, 1998, v. 41, № 1, p. 41—48 (in Chinese).

Du Jianguo, Yu Yongchang, Sun Mingliang. Helium isotopes and heat flow in the oil and gas bearing basins in China's continent // Acta Geophysica Sinica, 1998, v. 41, № 4, p. 494—501.

Global geoscience transect 13. «Dong Ujimqin qi, Neu Mongol to Donggou», Liaoning, China. Seismological Press, Beijing, China, 1992, 26 p.

Hurtig E. Zum Problem der Anisotropie, petrophysikalischer Parameter in geologischen Körpern // Geophysik und Geologie, 1967, F 12, S. 3—36.

Hu Shengbiao, He Lijuan, Wang Jiyang. Compilation of heat flow data in the China continental area // China J. Geophysics, 2001, v. 44, № 5, p. 612—626 (in Chinese).

Lachenbruch A.H. Vertical gradients of heat production in the continental crust. Theoretical detectability from nearsurface measurements // J. Geophysics, 1971, № 17, p. 3842—3851.

Schatz J.F., Simmons G. Thermal conductivity of Earth materials at high temperatures // J. Geophys. Res., 1972, v. 77, p. 6966—6983.

Wang Yang. Heat flow pattern in the mainland of China and its geodynamic significance // Acta Geologica Sinica, 2000, v. 74, № 2, p. 375—380.

Wang Jiyang, Wang Jiang. Thermal structure of the crust and upper mantle of the Liaohe rift basin, North China // Tectonophysics, 1988, v. 145, p. 293—304.

Yang Baojun, Mu Shimin, Jin Xu, Liu Car. Synthesized study on the geophysics of Manzhouli — Sui-fenhe geoscience transect, China // Acta Geophysica Sinica, 1996, v. 39, № 6, p. 771—781 (in Chinese).

Zoth G., Haenel R. Thermal conductivity // Handbook of terrestrial heat-flow density determination. Dordrecht, Kluwer, 1988, p. 449—453.

*Рекомендована к печати 24 октября 2008 г.
А.Д. Дучковым*

*Поступила в редакцию 5 мая 2008 г.,
после доработки — 30 сентября 2008 г.*