

550.36

---

ГЗ6

**ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ  
МОДЕЛИ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ  
СТРУКТУР**

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР  
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ  
имени А. П. КАРПИНСКОГО  
(ВСЕГЕИ)

АКАДЕМИЯ НАУК УССР  
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ  
имени С. И. СУББОТИНА

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ  
МОДЕЛИ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ  
СТРУКТУР

*Сборник научных трудов*

**Геотермические модели геологических структур.** Сб. науч. трудов. Спб., 1991. 185 с. (М-во геологии СССР. Всесоюз. ордена Ленина науч.-исслед. геол. ин-т им. А. П. Карпинского. Акад. наук УССР. Ин-т геофизики им. С. И. Субботина).

В сборнике рассмотрены тепловые модели по профилям ГСЗ, пересекающим разнотипные геологические структуры территории СССР. Освещена методика построения моделей геотермического поля, описаны принятые модели теплопроводности слоев земной коры и верхней мантии, а также теплогенерации. Приведены данные о практическом использовании геотермических моделей верхней части земной коры при изучении нефтегазодносных провинций и при оценке геотермальных ресурсов территории СССР.

Для геологов и геофизиков, занимающихся вопросами петрологии, тектоники, металлогении, геотермии.

*Научные редакторы*

**У. И. МОИСЕЕНКО, В. В. ГОРДИЕНКО**

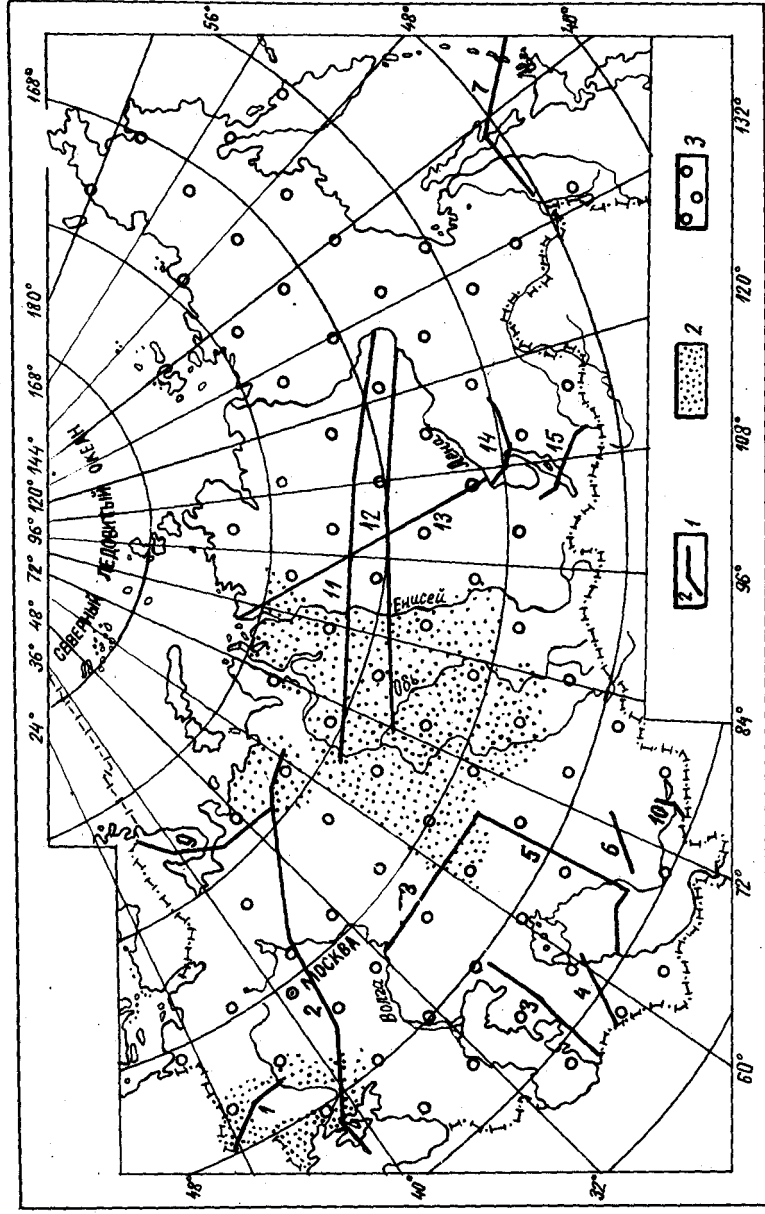
## ПРЕДИСЛОВИЕ

Изучение теплового поля Земли имеет важное значение для решения прикладных и теоретических задач геологии: анализа энергетического состояния литосферы, выяснения природы геофизических аномалий, прогноза землетрясений, исследования условий формирования месторождений полезных ископаемых и др. Практически все известные в настоящее время эндогенные процессы сопровождаются выделением или поглощением тепла, что делает тепловое поле универсальным индикатором геологических явлений и связанных с ними физических полей.

Значительное место в глубинных геотермических исследованиях занимает построение тепловых моделей земной коры и литосферы в целом, основанное на изучении теплового потока через поверхность и выявлении возможных источников тепла. Как правило, эти модели создаются вдоль профилей ГСЗ, что позволяет заметно увеличить степень достоверности расчетных глубинных температур. В СССР имеется большой опыт таких исследований. В последнее десятилетие построение тепловых моделей выполняется по программе международного проекта «Геофизические и геодинамические модели Центральной и Восточной Европы». Часть полученных результатов представлена в настоящем сборнике.

В статьях сборника рассмотрены новые данные о тепловых моделях земной коры и литосферы по 15 профилям ГСЗ, пересекающим различные тектонические структуры, в том числе и резко различающиеся по тепловому режиму. Расположение профилей показано на рисунке.

Изменение температур на разных глубинах неизбежно приводит к изменению физических свойств горных пород (плотности, магнитной восприимчивости, скорости продольных и поперечных сейсмических волн, теплопроводности, электропроводности) и связанных с ними физических полей. Корреляция параметров теплового поля с геолого-геофизическими показателями обнаруживается практически на всех рассмотренных профилях. Она ярко выражена в районах молодой активизации, менее заметно — в «холодных», тектонически пассивных регионах. Но даже последние, несмотря на их традиционно принимаемую тепловую «невозможность», убеждают в необходимости тепловых моделей в качестве обязательного элемента глубинных геофизических исследований.



Обзорная схема.

1 — расположение и номера профилей ГСЗ, вдоль которых построены геотермические модели; 1 — Закарпатский прогиб—Украинский щит, 2 — Черное море—Воркута, 3 — Западно-Туркменская впадина—Устюрт, 4 — Копетдаг—Аралское море, 5 — Фараб—Николаевка, 6 — Арысь—Валхаш, 7 — Сихотэ-Алинь—поднятие Зенкевича, 8 — Темргау—Куйбышев, 9 — Мурманск—Кызыл (западный фрагмент), 10 — Актюб—Нарын—Атбаш, 11 — Березово—Усть-Мая, 12 — Ханты-Мансийск—р. Лена, 13 — Диксон—Хилок, 14 — Усть-Кут—р. Чара, 15 — Усть-Уда—Хилок; 2 — геотермически изученные нефтегазоносные провинции; 3 — геотермически изученные зоны глубокого погружения фундамента нефтегазоносных бассейнов.

В сборнике отражены и практические аспекты геотермически представленные анализом тепловых моделей верхней части ной коры нефтегазоносных провинций (Тимано-Печорской, падно-Сибирской, Днепровско-Донецкой, Прикарпатской) и боких осадочных бассейнов. Приведены также геотермические характеристики приповерхностной зоны коры, необходимые выявления и оценки ресурсов геотермальной энергии, и, следствие, установлены районы, наиболее перспективные для ее воения.

О ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ СЛОЕВ ЗЕМНОЙ КОРЫ И  
ВЕРХНИХ ГОРИЗОНТОВ МАНТИИ

Необходимость знания теплопроводности ( $\lambda$ ) глубинных пород коры и верхней мантии для расчета температур ( $T$ ) очевидна. В настоящее время уже накоплен определенный материал об изменениях  $\lambda$  пород в зависимости от состава, давления ( $p$ ) и температуры. В данной статье сделана попытка обобщить эти сведения по слоям земной коры и верхам мантии для разных  $p$ - $T$ -условий с целью последующего использования при построении тепловых моделей литосферы. Используются литературная информация [3, 4, 6—17] и результаты некоторых еще не опубликованных исследований авторов.

Аналізу подвергнуты данные по слоям: осадочному ( $\lambda_1$ ), вулканогенно-осадочному ( $\lambda_2$ ), гранитному ( $\lambda_3$ ), диоритовому — переходному ( $\lambda_4$ ), базальтовому ( $\lambda_5$ ), породам верхней мантии ( $\lambda_6$ ). Представления о составе этих горизонтов основаны на работах [1, 5 и др.].

Собранный материал по каждому из слоев весьма различен по полноте коллекций, отражающих состав слоя, температурному и барическому диапазону исследований. Единичные эксперименты, дающие возможность рассмотреть независимость влияния  $T$  и  $p$ , показывают, что суммирование влияний  $T$  при нормальном  $p$  и влияния  $p$  при нормальной  $T$  не полностью соответствует результатам, получаемым при согласованном постепенном изменении  $T$  и  $p$ , т. е. влияния не аддитивны. Однако в настоящее время учесть оба фактора возможно не иначе как используя данные упомянутых экспериментов.

Связь  $\lambda$  с  $p$  даже при нормальной температуре изучена пока плохо, поэтому в будущем возможен пересмотр полученных в работе выводов.

Общезвестное существенное влияние  $T$  на теплопроводность требует предварительного определения теплового режима недр, для которого рассчитывается изменение  $\lambda$  с глубиной. Желательно получить распределение глубинных температур без гео-

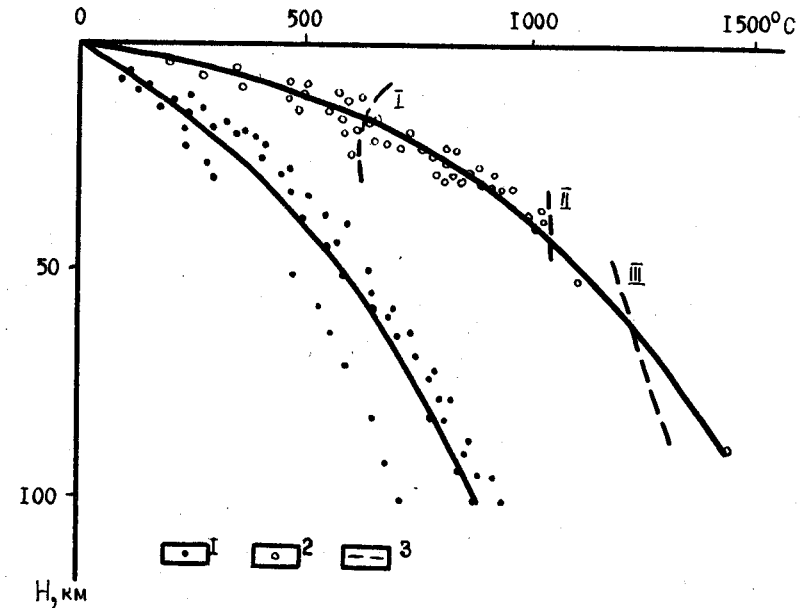


Рис. 1. Глубинные температуры по данным геотермометров.

1 — холодный (платформенный) вариант; 2 — горячий (геосинклинальный) вариант; 3 — температура начала частичного плавления: I — амфиболитовой фации, II — гранулитовой фации, III — мантийного пиролита.

термических расчетов, в которые неизбежно включаются тепловые свойства среды. Такую возможность предоставляют данные геотермометров [2 и др.]. В настоящее время они получены на всех континентах, за исключением Антарктиды, и достаточно представительны. Среди выявленных разновидностей тепловых режимов обнаруживаются два полярных: холодный платформенный и горячий геосинклинальный (в докембрии — протогоеосинклинальный). Высокотемпературный вариант, вероятно, предел: при нем достигаются температуры частичного плавления в средней части коры для пород амфиболитовой фации метаморфизма; в нижней части — для основных гранулитов, в верхней мантии — для мантийного пиролита (рис. 1). Ниже будут рассмотрены изменения теплопроводности с глубиной при обоих вариантах распределения  $T$ . Давление во всех случаях считалось литостатическим, причем в коре увеличивалось с глубиной в соответствии с ее средней плотностью —  $2,8 \text{ г/см}^3$ , в мантии —  $3,33 \text{ г/см}^3$ .

Таким образом, условия, для которых определяется  $\lambda$ , можно представить следующими (мощность коры принята средней по данным ГСЗ для многих регионов — 43 км).

**Влияние давления.** Авторам известны результаты лишь около 20 экспериментов, в которых теплопроводность была определена

в диапазоне давлений до 1 ГПа и больше. Известны также данные по примерно 50 экспериментам для сравнительно низких давлений — до 0,3—0,5 ГПа. Изучены образцы гранитов, чарнокитов, гнейсов, пироксенитов, форстерита. Изменения  $\lambda$  довольно различны, трудно установить, сказываются ли на них индивидуальные особенности исследованных образований или являются характерные черты больших классов пород. Поэтому было решено на достигнутом уровне исследований ограничиться построением общей зависимости относительного изменения  $\lambda$  от давления (табл. 1). Она усредняет все известные данные (кроме сведений по мономинеральному агрегату форстерита, для которого  $\lambda_p/\lambda_0$  растет несколько больше — до 1,33  $\lambda_0$  на 1 ГПа) и использовалась для учета давления во всех слоях.

Полученная зависимость может быть представлена как прямая связь  $\lambda_p/\lambda_0$  с глубиной ( $H=10$  км):

$$\lambda_p = \lambda_0 (1,04 + 0,06 H - 0,005 H^2).$$

Следует отметить, что изменение  $\lambda_p/\lambda_0$  в интервале глубин 0—5 км не подчиняется приведенной формуле. Оно существенно более интенсивно. В большинстве реальных ситуаций можно допустить, что для таких небольших глубин  $\lambda$  мало отличается от полученной в нормальных условиях. При необходимости (возникающей в случае аномально высокого геотермического градиента) влияние давления на глубинах 0—5 км можно учесть в виде

$$\lambda_p = \lambda_0 (1 + 0,14 H).$$

**Влияние температуры.** Теплопроводность при разных  $T$  и атмосферном давлении определена для примерно 250 образцов по-

Таблица 1

Принятые  $p$ — $T$ -условия литосферы и связь  $\lambda$  с  $p$

Глубина, км	Давление, ГПа	$\frac{\lambda_p}{\lambda_0}$	Температура, °С	
			Минимальная	Максимальная
5	0,14	1,07	80	260
10	0,28	1,10	160	480
15	0,42	1,12	240	640
20	0,56	1,14	300	740
30	0,84	1,17	420	910
40	1,12	1,20	520	1040
50	1,43	1,21	600	1150
60	1,76	1,22	670	1240
70	2,09	1,23	720	1320

род разного состава, отобранных в разных регионах СССР и зарубежных стран, в диапазонах температур от 20—200 до 20—1200 °С. Для части изученных пород достигались температуры солидуса.

Связь  $\lambda$  с  $T$  сложна, при достижении определенной степени нагрева у большинства пород спад теплопроводности сменяется ее ростом. Но  $p$ — $T$ -условия при обоих вариантах распределения глубинных температур для пород большинства слоев таковы, что эффект роста  $\lambda$  с ростом  $T$  не достигается. Поэтому столь важная особенность поведения теплопроводности ниже не рассматривается.

Обработка результатов экспериментов для получения региональных и обобщенных зависимостей  $\lambda$  от  $T$  для слоев коры сопряжена с рядом трудностей, вызванных неполнотой информации. Не все ее части (касающиеся высоких и низких теплопроводностей в выборке для слоя, высоких и низких температур) представлены одинаково. В результате обработка, предполагающая одинаковый вес всех точек в системе координат  $\lambda$  и  $T$ , может привести к искажению реальных зависимостей. Практически эта трудность обработки выразилась в следующем. Наиболее низкие  $\lambda$  получены по образцам из Сибири. Для этих же данных исследован максимальный диапазон температур (более 600—800 °С). В области высоких  $T$ , где данные по другим регионам отсутствуют, информация по Сибири приобретает определяющее значение, обобщающая кривая для слоя приближается к региональной для Сибири. Получается, что форма обобщающей кривой отличается от формы всех региональных, она демонстрирует более резкое изменение  $\lambda$  с  $T$ . Особенно ярко этот эффект проявился при построении обобщающих кривых для гранитного и диоритового (переходного) слоев. Здесь логичной представляется коррекция, учитывающая форму региональных кривых.

Вероятны и менее интенсивные искажения обобщающих кривых для других слоев при переходе от низких  $T$  к высоким. Поэтому следует считать, что погрешности в построении обобщающих кривых достигают десятых долей ватта на метр-кельвин и детали их формы не могут быть изучены по имеющемуся материалу. Соответственно возможно использование упрощенных видов связи  $\lambda$  и  $T$ . Региональные кривые в этом смысле достовернее, их следует аппроксимировать функциями, описывающими все выявленные детали формы кривых.

**О с а д о ч н ы й с л о й.** Для пород этого слоя рассматривались 32 отдельные кривые, представленные 257 точками. Удалось выделить 2 региональные зависимости (табл. 2), в которых  $\lambda$  соотнесена с  $\tau$  — температурой 1000 К.

Обобщающая кривая может быть представлена простой зависимостью ( $T=20$ —500 °С,  $\lambda_0=2,02$ )

$$\lambda_T = 2,06 - 0,0023 T.$$

Зависимости  $\lambda$  от  $T$  для некоторых регионов

Слой	Сибирь	Средняя Азия	Урал	Район СГ-3
Осадочный	$0,555 + 0,0079\tau^{-4} - 0,063\tau^{-2}$ ( $n=5$ , $T=20-1000^\circ\text{C}$ )	$2,092 - 0,859\tau$ ( $n=3$ , $T=20-400^\circ\text{C}$ )	—	—
Вулканогенно-осадочный	$-1,518 + 0,128\tau^{-4} - 0,575\tau^{-6} + 2,69\tau^{-1} + 0,253\tau^4$ ( $n=24$ , $T=20-1200^\circ\text{C}$ )	$1,695 + 0,0262\tau^{-3}$ ( $n=21$ , $T=20-400^\circ\text{C}$ )	$1,81 + 0,343\tau^{-1}$ ( $n=49$ , $T=20-400^\circ\text{C}$ )	$2,208 \pm 0,362\tau^{-1} - 1,195\tau$ ( $n=4$ , $T=20-800^\circ\text{C}$ )
Гранитный	$0,939 + 0,034\tau^{-3}$ ( $n=10$ , $T=20-1030^\circ\text{C}$ )	$1,373 + 0,389\tau^{-1}$ ( $n=4$ , $T=20-400^\circ\text{C}$ )	—	—
Диоритовый (переходный)	$1,024 + 0,0246\tau^{-3}$ ( $n=9$ , $T=20-800^\circ\text{C}$ )	$1,526 + 0,324\tau^{-1}$ ( $n=6$ , $T=20-400^\circ\text{C}$ )	$1,944 + 0,211\tau^{-1}$ ( $n=8$ , $T=20-400^\circ\text{C}$ )	—
Базальтовый	—	$2,937 - 1,342\tau$ ( $n=5$ , $T=20-400^\circ\text{C}$ )	$1,922 + 0,179\tau^{-1}$ ( $n=10$ , $T=20-800^\circ\text{C}$ )	$0,941 + 0,578\tau^{-1}$ ( $n=6$ , $T=20-800^\circ\text{C}$ )
Мантия	—	$3,17 - 1,83\tau$ ( $n=5$ , $T=20-400^\circ\text{C}$ )	$1,831 + 0,298\tau^{-1}$ ( $n=16$ , $T=20-400^\circ\text{C}$ )	$3,494 - 2,108\tau$ ( $n=3$ , $T=20-800^\circ\text{C}$ )

$\tau = (t + 273) / 1000 \text{ K}$ ;  $n$  — число использованных кривых.

Диапазон температур вполне достаточен для учета их влияния в реальных  $p$ — $T$ -условиях осадочного слоя. Более того, длительное пребывание при более высоких температурах ( $600$ — $1000^\circ\text{C}$ ) и соответствующих давлениях несомненно приведет к метаморфизму пород (оплавление осадочных образований начинается с  $600$ — $800^\circ\text{C}$ ), и они обретут иные тепловые свойства.

С учетом давления  $\lambda$  слоя определится так:

$$\lambda_{pT} = 2,14 - 0,0023T + 0,12H - 0,01H^2.$$

Очевидно, что учет давления в данном случае (по информации для кристаллических пород) проблематичен, т. е. формула имеет грубо оценочный характер. В конкретном регионе данные по осадочному слою (наиболее доступному для экспериментального изучения) лучше получать прямыми измерениями на образцах. Полученное выражение может использоваться для начального приближения в малоизученных районах.

Вулканогенно-осадочный слой. В разных регионах породы этого слоя представлены образованиями с существенно различной степенью метаморфизма. Поэтому для них, как и для осадочного комплекса, лучше использовать экспериментальный материал.

Для построения обобщающей зависимости использована 81 кривая с 870 точками. Сюда включены и сведения по базальтоидам (в частности, Сибири). По составу эти породы могут отвечать глубинным образованиям базальтового слоя, но последний включает преимущественно гранулиты и интрузии, лишенные пористости, стекол и пр. и обладающие более высокой теплопроводностью, чем базальты.

Выделены 4 региональных вида связи  $\lambda$  с  $T$  (табл. 2).

Обобщающая кривая для слоя описывается выражением ( $T=20$ — $700^\circ\text{C}$ ,  $\lambda_0=2,55$ )

$$\lambda_T = 2,58 - 0,0017T.$$

С учетом давления  $\lambda$  слоя определится так:

$$\lambda_{pT} = 2,69 - 0,0017T + 0,15H - 0,13H^2.$$

Гранитный слой. При изучении его пород использовано 48 индивидуальных кривых, построенных по 492 экспериментальным точкам. Значительная часть полученных данных относится к небольшим температурам — до  $300^\circ\text{C}$ . Для большого диапазона  $T$  построены 2 региональные кривые (табл. 2).

Как уже указывалось выше, обобщающая зависимость испытывает очень большое влияние низких  $\lambda$  Сибири в диапазоне высоких  $T$ . Поэтому полученное выражение

$$\lambda_T = 2,24 - 0,0019T$$

представляется искаженным. Если подобрать форму обобщающей кривой, подобную форме региональных, получим ( $T=20-700$  °С,  $\lambda_0=2,45$ )

$$\lambda_T = 0,53 + 0,54 \tau^{-1} + 0,15 \tau^2.$$

Изученный температурный диапазон полностью охватывает реальные условия слоя. С учетом давления

$$\lambda_{pT} = 0,63 + 0,54 \tau^{-1} + 0,15 \tau^2 + 0,14 H - 0,012 H^2.$$

Аддитивность  $p$  и  $T$  для гранитного слоя (в значительной мере и для диоритового) особенно маловероятна. Достаточно упомянуть, что он состоит в основном из пород амфиболитовой фации метаморфизма, для которых температура плавления изменяется с глубиной: от 940 °С на поверхности до 640 °С на глубине 15 км. Таким образом, в реальных глубинных условиях породы будут отличаться от участвующих в эксперименте образцов даже фазовым состоянием.

Диоритовый (переходный) слой. При обобщении использованы 33 кривые с 350 точками. По ним получены 3 региональные зависимости  $\lambda$  от  $T$  (табл. 2).

Средняя для образований диоритового слоя зависимость, как и для гранитного, построена в двух вариантах: линейном — по результатам формальной обработки и нелинейном — учитывающем форму кривых по регионам ( $T=20-900$  °С,  $\lambda_0=2,56$ ):

$$\lambda_T = 2,53 - 0,0017 T \text{ и } \lambda_T = 1,33 + 0,36 \tau^{-1}.$$

Изученный температурный диапазон позволяет охарактеризовать  $\lambda$  слоя до глубины примерно 30 км даже в случае максимального прогресса недр (см. табл. 1). С учетом давления получим

$$\lambda_{pT} = 1,43 + 0,36 \tau^{-1} + 0,15 H - 0,012 H^2.$$

Базальтовый слой. Использованы 34 кривые с 270 точками. Изменение  $\lambda$  для этих пород заметно меньше, чем для образований вышележащих слоев. Существенно сокращена и дифференциация теплопроводности по регионам. Получены 3 региональные зависимости  $\lambda$  от  $T$  (табл. 2).

Обобщающая зависимость построена при некоторой экстраполяции экспериментальных данных в область высоких температур ( $T=20-1000$  °С,  $\lambda_0=2,50$ ):

$$\lambda_T = 2,51 - 0,00061 T.$$

С учетом давления

$$\lambda_{pT} = 2,61 - 0,00061 T + 0,15 H - 0,012 H^2.$$

Верхняя мантия. Ультраосновные породы изучены на заметно меньшем материале, чем коровые образования. Использовано 27 индивидуальных кривых с 300 точками. Вне обобщения остался довольно большой массив данных, полученных по породам Японии, в котором значения  $\lambda$  резко отличаются от остальных. При обработке всего материала, включая данные по Японии, получаем не зависящую от  $T$  величину  $\lambda=3,95$ . Она по крайней мере на 1 Вт/(м·К) выше всех значений, установленных по породам из регионов СССР. В последних обнаруживается и явная зависимость от  $T$ . Рациональным представляется обработать именно этот массив информации, так как работа по определению  $\lambda$  в глубинных  $p-T$ -условиях нацелена на использование результатов при построении тепловых моделей литосферы основных геоструктур территории СССР.

Получены 3 региональные зависимости  $\lambda$  от  $T$  (табл. 2). Простая обобщенная зависимость выглядит так:

$$\lambda_T = 2,95 - 0,00098 T.$$

При больших температурах (достигаемых за пределами принятых моделей) теплопроводность мантийных пород увеличивается, что не учитывается приведенным выражением. Возможно, что лучше описать изменение  $\lambda$  от  $T$  более сложным выражением, отражающим ослабленное влияние температуры при больших ее значениях, так как именно для них и будет использоваться формула. Соответственно ( $T=20-1200$  °С,  $\lambda_0=2,95$ )

$$\lambda_T = 2,05 + 0,26 \tau^{-1} - 0,1 \tau^2.$$

С учетом давления

$$\lambda_{pT} = 2,17 + 0,26 \tau^{-1} - 0,1 \tau^2 + 0,17 H - 0,014 H^2.$$

**Модель теплопроводности коры и верхней части мантии.** Результаты расчета  $\lambda$ , учитывающие влияние  $T$  и  $p$ , представлены на рис. 2 для обоих вариантов распределения температуры с глубиной. Условно принято следующее распределение слоев коры: 0—5 км — осадочный, 5—10 км — вулканогенно-осадочный, 10—20 км — гранитный, 20—30 км — диоритовый (переходный), 30—43 км — базальтовый. Видна резкая разница в поведении  $\lambda$  с глубиной для температурных моделей, а также ступенчатый рост  $\lambda$  с глубиной в консолидированной коре. Вероятно, в природных условиях смена состава не происходит столь резко и глубинные изменения теплопроводности более плавны.

Полезным представляется определение средних характеристик коры и верхов мантии. Они вычислялись так:

$$\lambda_y = \left( \sum \frac{N_i}{\lambda_i} \right)^{-1},$$

где  $N_i$  — относительная мощность слоя в пачке. Получаем:  $\lambda_{1-5}=2,3$  и  $1,95$  Вт/(м·К) — для двух тепловых моделей,



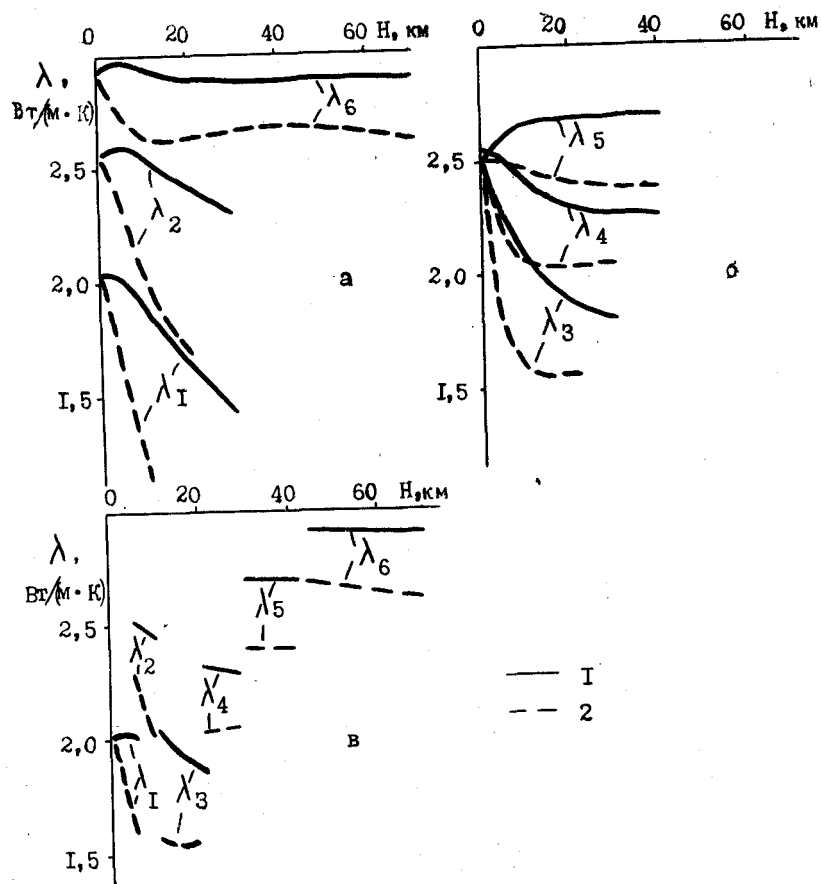


Рис. 2. Изменение теплопроводности пород с глубиной.

*a* — осадочный и вулканогенно-осадочный слои, мантия; *b* — гранитный, диоритовый (переходный) и базальтовый слои; *v* —  $\lambda$  в коре усредненной структуры и верхних горизонтах мантии.

1 — холодный вариант; 2 — горячий вариант.

$\lambda_{1-6} = 2,50$  и  $2,20 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$  — при включении в расчет пород мантии до 70 км.

Следует отметить, что в случае высокотемпературного варианта разреза к кондуктивной теплопроводности (которая до сих пор только и рассматривалась) подключается конвективная в слоях частичного плавления. Их расположение в разрезе и мощность ясны из рис. 1. Оценка критерия Нуссельта для вероятных условий конвекции (подчеркнем, что речь идет именно об оценке, для более обоснованного расчета необходимо детальное рассмотрение конвективного процесса) позволяет оценить

рост эффективной теплопроводности в 1,7 раза по сравнению с кондуктивной.

В подплавленных частях гранитного и диоритового (переходного) слоев  $\lambda$  достигает 2,6 и 3,5  $\text{Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$  соответственно, в частично расплавленном слое мантии (до 70 км) — 4,5  $\text{Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$ . Влияние маломощного слоя частичного плавления в «базальте» при оценочном характере расчетов, вероятно, можно не учитывать. С конвективной составляющей эффективная теплопроводность коры в горячем варианте составит те же 2,3  $\text{Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$ , что и в холодном. Теплопроводность верхних горизонтов мантии 3,3  $\text{Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$ , а всего рассматриваемого интервала глубин (0—70 км) — 2,6  $\text{Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$ .

Из полученного совпадения средней  $\lambda$  для горячего и холодного вариантов не следует, что все промежуточные распределения  $T$  дадут те же результаты. Некоторое понижение температуры по сравнению с принятым горячим вариантом приведет к исчезновению зон частичного плавления, т. е. конвективной составляющей. Соответствующего роста кондуктивной составляющей не будет (так как  $T$  останутся еще значительно выше, чем в холодном варианте). Поэтому вероятно заметное снижение средней теплопроводности пород на глубинах 0—70 км. Естественно, значения  $\lambda$  будут все же выше, чем для горячего варианта без учета конвективной составляющей. Поэтому можно ожидать понижения  $\lambda$  коры до 2,0—2,1  $\text{Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$ , верхов мантии — до 2,7—2,8  $\text{Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$ , среднего значения в интервале 0—70 км — до 2,3  $\text{Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$ . Вероятно, эти отличия от приведенных выше оценок существенно не превосходят точность вычислений.

Расчетные значения  $\lambda$  могут быть подвергнуты контролю независимыми данными о тепловом потоке и теплогенерации коровых пород. Такая проверка представляется надежной только для коры, где нестационарную составляющую в обоих вариантах можно считать не очень значительной (в геосинклинали в течение 20—30 млн лет вблизи максимума теплового потока его величина заметно меняется, она была осреднена, так как данные по геотермометрам осредняют температуры этого периода).

Средняя теплопроводность коры вычисляется делением среднего теплового потока на средний (установленный по перепаду  $T$  между кровлей и подошвой) геотермический градиент. Последний составляет 1,25 и 2,5  $\text{К}/\text{км}$  для холодного и горячего вариантов. Средний тепловой поток на докембрийской платформе 45  $\text{мВт}/\text{м}^2$ , в альпийской геосинклинали — 75  $\text{мВт}/\text{м}^2$ . Часть его, производимая радиоактивным распадом в коре принятой нами структуры, — 32  $\text{мВт}/\text{м}^2$  [1]. Таким образом, средний поток в коре — 29 и 59  $\text{мВт}/\text{м}^2$ , что отвечает средней теплопроводности 2,30—2,35  $\text{Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$ . Очевидно, что проверка прошла успешно.

В заключение следует отметить, что задача определения  $\lambda$  пород коры и верхней мантии в  $p$ — $T$ -условиях недр не может

считаться окончательно решенной. Упомянутые в начале статьи единичные эксперименты по согласованному воздействию на теплопроводность  $\rho$  и  $T$  (принятый в экспериментах геотермический градиент примерно отвечал рассмотренному нами холодному варианту) демонстрируют существенно большие  $\lambda$  для пород гранитного слоя, чем полученные нами [6, 9]. При близких величинах  $\lambda_0$  глубинные значения в 1,5 раза выше, наблюдается рост теплопроводности на 30 %, а по нашим расчетам — спад на 20 %. С другой стороны, данные по форстериту для того же варианта температурного разреза обнаруживают практическую неизменность  $\lambda$  на глубинах около 36 и 60 км по сравнению с  $\lambda_0$ , что хорошо согласуется с нашими данными для мантийных пород. Для форстерита возможна и оценка горячего варианта, но только в коровых  $\rho$ — $T$ -условиях. Наблюдаемое сокращение  $\lambda_0$  порядка 10—15 % хорошо согласуется с нашими расчетами.

В целом проделанная работа позволила наметить основные закономерности изменения теплопроводности пород коры и верхней мантии на современном уровне их изученности. Их уточнение связано прежде всего с развитием экспериментов, при которых образцы подвергаются согласованному воздействию давления и температуры.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геофизическая модель тектоносферы Европы/В. Б. Бурьянов, В. В. Гордиенко, О. В. Завгородняя и др. Киев, Наукова думка, 1987. 184 с.
2. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия/Ред. В. С. Соболев. Новосибирск, Наука, 1975. 272 с.
3. Кутас Р. И., Гордиенко В. В. Тепловое поле Украины. Киев, Наукова думка, 1971. 140 с.
4. Моисеенко У. И., Смыслов А. А. Температура земных недр. Л., Недра, 1986. 178 с.
5. Моисеенко Ф. С. Основы глубинной геологии. Л., Недра, 1981. 278 с.
6. Петрофизические исследования при высоких  $\rho$ — $T$ -параметрах и их геофизические приложения/Т. С. Лебедев, В. А. Корчин, Б. Я. Савенко и др. Киев, Наукова думка, 1988. 248 с.
7. Сакварелидзе Е. А. Тепловые свойства горных пород в интервале температуры 20—500 °С. — В кн.: Тепловые потоки из коры и верхней мантии Земли. М., Наука, 1973, с. 125—136.
8. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. Справочник геофизика/Под ред. Н. Б. Дортман. М., Недра, 1984. 456 с.
9. Физические свойства минерального вещества в термобарических условиях литосферы/Т. С. Лебедев, В. А. Корчин, Б. Я. Савенко и др. Киев, Наукова думка, 1986. 200 с.
10. Яковлев Б. А. Решение задач нефтяной геологии методами геотермии. М., Недра, 1979. 142 с.
11. Kanamori N., Fyji N., Mizutani H. Thermal diffusivity measurement of rockforming minerals from 300—1100 K. — J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, № 2, p. 595—605.
12. Kawada K. Variation of thermal conductivity of rocks. P. 1. — Bull. Earthquake Res. Inst., 1964, vol. 42, № 4, p. 631—647.

13. Kawada K. Variation of thermal conductivity of rocks. P. 2. — Bull. Earthquake Res. Inst., 1966, vol. 44, № 3, p. 1071—1091.

14. Seipold V., Engler R. Investigation of the thermal diffusivity of jointed granodiorites under uniaxial load and hydrostatic pressure. — Gerlands Beitr. Geophys., 1981, vol. 90, № 1, p. 65—71.

15. Seipold V., Gutzeit W. Measurements on the thermal properties of rocks under extreme conditions. — Phys. Earth Planet. Interiors, 1980, 22, p. 272—276.

16. Thermal diffusivity of  $Mg_2SiO_2$ ,  $Fe_2SiO_4$  and  $NaCl$  at high temperatures and pressures/H. Fujisawa, N. Fyji e. a. — J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, № 14, p. 4727—4733.

17. Yukutaka H., Shimada M. Thermal conductivity of  $NaCl$ ,  $MgO$ , coesite and stishovite unto 40 kbar. — Phys. Earth Planet. Interiors, 1978, vol. 17, № 3, p. 183—200.

УДК 550.36 : 551.14(47)

В. В. Гордиенко, О. В. Завгородняя

#### ТЕПЛОВОЙ ПОТОК И ГЛУБИННЫЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ЛИТОСФЕРЫ НА ПРОФИЛЕ ЧЕРНОЕ МОРЕ — ВОРКУТА

Трансконтинентальный профиль ГСЗ Черное море — Воркута пересекает Европу в направлении с юго-запада на северо-восток. На протяжении 3200 км он проходит по Черноморской впадине (пк 0—150), киммерийской геосинклинали Крыма (пк 150—350), затем пересекает структуры Восточно-Европейской платформы: Причерноморскую впадину (пк 350—420), Украинский щит (пк 420—580), Днепровско-Донецкую впадину (пк 580—780), Воронежский массив (пк 780—1280), Пачелмский прогиб (пк 1280—1420), Московскую синеклизу (пк 1420—2500), Предтимианский прогиб (пк 2500—2650), Тиман (пк 2650—2750), Печорскую синеклизу и гряду Чернышева (пк 2750—3000), Воркутинский прогиб (пк 3000—3200). Авторы считают, что геологические и геотермические данные по территории Печорской синеклизы и Воркутинского прогиба позволяют отнести их к герцинским парагеосинклиналям [3]. По отношению к гряде Чернышева эта точка зрения распространена. Таким образом, при анализе теплового поля использовались представления о платформенном характере территории на большей части профиля, киммерийской геосинклинали — на юге и герцинской — на его северном фланге. Для крайнего юга принимался специфический режим глубокой впадины.

Для рассматриваемой территории актуальным представляется определение термина «литосфера». Обычно ею считается твердая часть оболочки над частично расплавленной астеносферой. Такое представление может быть использовано только на небольшой части профиля, где можно допустить частичное плавление вещества верхней мантии. На докембрийской платформе нагрев такого уров-

ня едва ли достигается. Часто температуры оказываются ниже солидуса и в древних фанерозойских геосинклиналях, в частности герцинидах. В этом случае литосферой будем считать часть оболочки Земли выше «относительной астеносферы» [5], т. е. слоя мантии с вязкостью, пониженной по сравнению с выше- и нижележащими слоями. Такая зона в верхней мантии располагается, вероятно, под платформами на глубинах более 150 км, под герцинидами — примерно на таких же или несколько меньших глубинах. Поэтому расчет температур (Т) в недрах пересекаемых профилем тектонических единиц проведен примерно до этой глубины.

Экспериментальной основой тепловой модели послужило изучение теплового потока (ТП) на Восточно-Европейской платформе и в сопредельных регионах. Результаты этих многолетних исследований, в которых активное участие принимали авторы, обобщены при построении карты теплового потока европейской части СССР [8]. В объяснительной записке к карте приведена соответствующая библиография [11].

Несмотря на длительные исследования ТП на территории платформы, остается еще ряд слабо изученных районов, встречаются и просто «белые пятна» (рис. 1). Часть из них пересекается профилем (пк 1000—1300, 2050—2450 и др.). Применяемая методика построения тепловой модели позволяет получить распределение глубинных Т литосферы и в таких условиях, но контроль тепловым потоком отсутствует, что снижает достоверность расчетов ТП.

Значения ТП, вынесенные на профиль, показаны в основном без поправок. В большинстве случаев это не может исказить вида регионального распределения параметра: оценочные ошибки за счет приповерхностных искажений невелики (до 10—15 %) и связаны с факторами, перераспределяющими ТП, поэтому при осреднении достаточно большого числа значений величина ТП приближается к глубинной. Исключение составляют ТП Черного моря. Здесь были учтены влияние молодого осадконакопления (снижающего все наблюдаемые ТП) и структурный эффект. Общая величина поправки довольно велика — 30—35 %.

Среднее значение теплового потока в пересекаемой профилем части моря около 50 мВт/м<sup>2</sup>. Распределение ТП осложнено здесь небольшой по площади положительной аномалией. Относящиеся к ней значения ТП при снесении на профиль совместились с соседними, выразительность возмущения пропала. Источник тепла этой аномалии нами не рассматривался: ее анализ необходимо проводить в рамках более детальных работ. В нашем случае будут анализироваться только региональные черты модели.

То же можно сказать и об аномалиях ТП в центральной и западной частях Крымского полуострова. Показано, что они связаны с источниками относительно небольшого размера [10]. Они не учитывались при построении модели (профиль не проходит

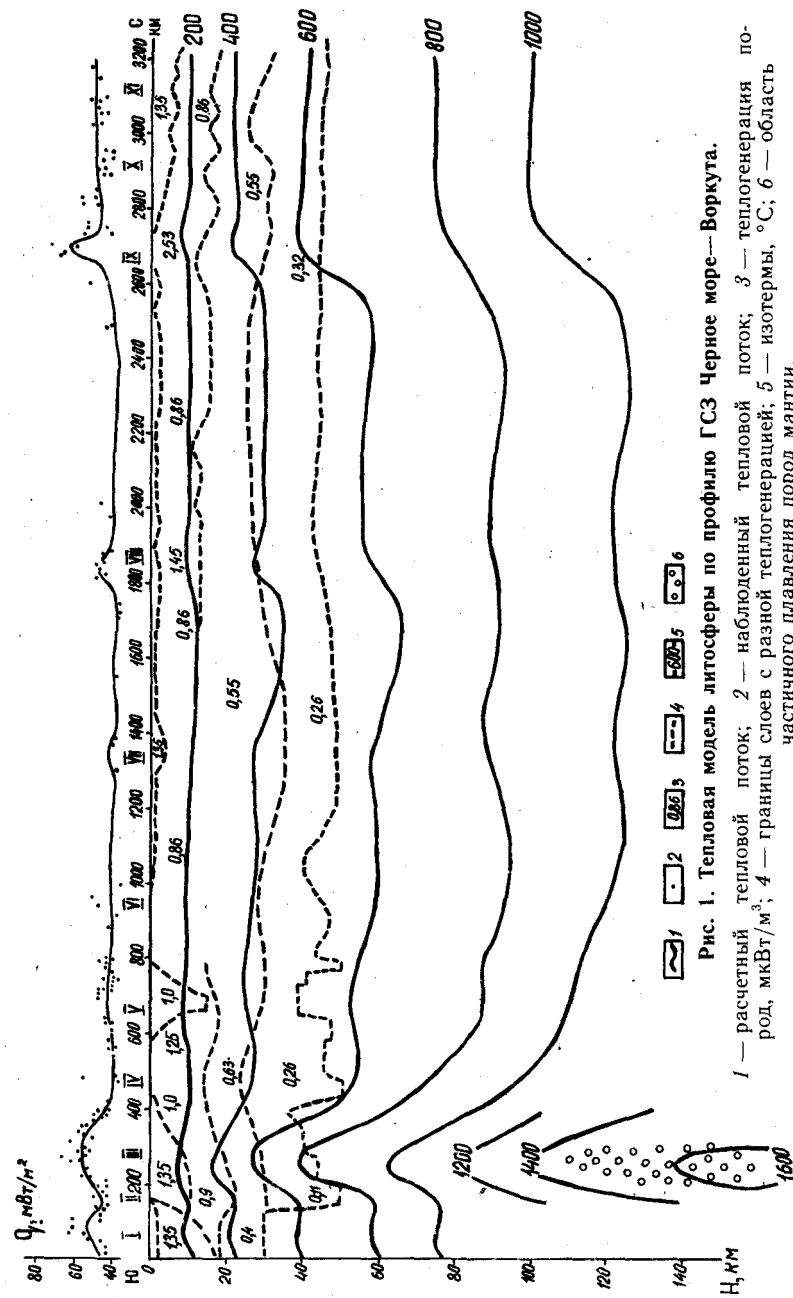


Рис. 1. Тепловая модель литосферы по профилю ГСЗ Черное море—Воркута.

1 — расчетный тепловой поток; 2 — наблюдаемый тепловой поток; 3 — теплогенерация пород, мкВт/м<sup>2</sup>; 4 — границы слоев с разной теплогенерацией; 5 — изотермы, °С; 6 — область частичного плавления пород мантии.  
 I — Черноморская впадина; II — Горный Крым; III — Равнинный Крым и Причерноморская впадина; IV — Украинский щит; V — Днепровско-Донецкая впадина; VI — Воронежский массив; VII — Пачелмский прогиб; VIII — Московская синеклиза; IX — Тиман; X — Печорская синеклиза; XI — Воркутинский прогиб.

непосредственно по аномалиям, они остаются западнее), и их высокие ТП не вынесены на рис. 1. Средний ТП в Крыму около  $55 \text{ мВт/м}^2$ .

На громадной территории Восточно-Европейской платформы в районе профиля установлены довольно стабильные значения ТП —  $40\text{—}45 \text{ мВт/м}^2$ . Исключение составляют лишь две аномалии сравнительно небольшой площади: в центральной части Московской синеклизы и в районе Тимана. В первом случае рост ТП невелик — до  $50 \text{ мВт/м}^2$ , во втором более значителен — до  $65 \text{ мВт/м}^2$ .

В Печорской синеклизе и Воркутинском прогибе ТП в среднем близок к  $50 \text{ мВт/м}^2$ .

Таким образом, проведенные исследования не обнаружили дифференциации теплового потока в широких пределах, крупные по площади и интенсивности аномалии отсутствуют. Однако, судя по геологической истории регионов, близкие значения ТП вызваны весьма различными источниками тепла, что отчетливо проявляется в распределении расчетных глубинных температур.

Расчет температур был основан на методике, неоднократно апробированной в различных регионах, в том числе и при построении тепловой модели тектоносферы данного профиля, к которой авторы не раз возвращались в последние годы [1, 2, 4, 9 и др.] по мере появления новых данных и новых элементов системы интерпретации.

Глубинные Т и ТП считались результатом суммирования нормальной (платформенной) — стационарной и аномальной (активной) — нестационарной составляющих.

Нормальная составляющая представляет собой эффект радиоактивного распада в коре, в меньшей степени в мантии и медленного остывания неподвижной в течение долгого времени (платформенной) мантии. Радиогенная теплогенерация (ТГ) коровых пород при расчете нормальной составляющей Т и ТП определяется по скоростному разрезу коры. Изучение мантийного ТП на платформе (ТП<sub>м</sub>) показало [6], что ТП<sub>м</sub> колеблется в пределах  $6\text{—}16 \text{ мВт/м}^2$ . На большей части Русской плиты ТП<sub>м</sub> составляет  $11 \text{ мВт/м}^2$ , на Украинском щите (в районе профиля) —  $7\text{—}8 \text{ мВт/м}^2$ , в активизированных в фанерозое частях платформы (авлакогены и др.) —  $16 \text{ мВт/м}^2$  при больших размерах структур, при меньших размерах (Днепровско-Донецкая впадина, Пачелмский прогиб и др.) —  $12\text{—}14 \text{ мВт/м}^2$ . Для фанерозойских геосинклиналей нормальный мантийный ТП (т. е. ТП, существовавший до начала активного этапа развития региона) принят тем же, что и для активизированных частей платформы:  $12\text{—}16 \text{ мВт/м}^2$  в зависимости от размеров структуры и местоположения точки расчета в ее пределах.

Перечисленным нормальным мантийным ТП отвечают свои распределения мантийных Т [7], установленные при анализе тепловой истории платформенной мантии в течение докембрия и фанерозоя. Они получены при осредненных мощностях и ТГ пород коры.

Для вычисления индивидуальной тепловой модели каждого блока необходимо ввести местные значения теплогенерации. ТГ определялись по скоростям продольных сейсмических волн ( $v_p$ ):  $TГ = 1,35 \exp 1,5 (6 - v_p)$ , где ТГ — в  $\text{мкВт/м}^3$ ,  $v_p$  — в  $\text{км/с}$ . На всем протяжении профиля коровые Т не отличались резко от платформенных, для которых установлена связь скорости и ТГ [6]. Поэтому поправки в значения  $v_p$  не вводились.

Для пород осадочного слоя  $TГ = 1,35 \text{ мкВт/м}^3$ , что хорошо обосновано для многих районов, пересекаемых профилем [1, 2, 4 и др.]. Единственное исключение — часть пород осадочного слоя Днепровско-Донецкой впадины. Мощные образования карбона и девона впадины резко рассогласованы по скорости и плотности. Расчет на основании зависимости от того и другого параметра дает разные результаты. Использовалась средняя теплогенерация, которая для слоя в целом (включая и нижнюю, заметно метаморфизованную часть) составила  $1 \text{ мкВт/м}^3$ .

На Украинском щите кроме ТГ, вычисленных по скоростям, учитывались и ТГ, рассчитанные по содержаниям радиоактивных элементов в породах верхней части гранитного слоя.

В гранитном слое (который выклинивается к центральной части Черноморской впадины) изменчивость ТГ довольно велика, что подтверждается и сведениями о содержаниях радиоактивных элементов в кислых и средних породах многих районов [4 и др.]. По скоростям сейсмических волн в Крыму и прилегающей акватории Черного моря ТГ составляет в среднем для слоя  $0,9 \text{ мкВт/м}^3$  (что, в общем, близко к полученному в других районах на профиле), но специальным анализом теплового и других полей в южной части полуострова и прибрежной акватории выделена небольшая зона с более низкими ТГ слоя. Возможно, этим отчасти объясняется понижение ТП в рассматриваемом районе (рис. 1).

В районе пк 550—580 (Волчанский выступ), по результатам определения содержаний радиоактивных элементов, ТГ гранитного слоя повышена в среднем до  $1,25 \text{ мкВт/м}^3$  по сравнению с типичной — около  $0,9 \text{ мкВт/м}^3$ .

В двух районах, как указано выше, встречены две небольшие по площади аномалии ТП. Их природа может быть весьма различной. Если они связаны с глубинной активизацией, то недра этих районов сильно прогреты до больших (мантийных) глубин, тепловая модель резко отличается от платформенной. Поскольку признаки такой активизации авторам в настоящее время неизвестны (они в принципе могут быть выявлены различными геолого-геофизическими исследованиями), считалось, что аномалии связаны с повышенной теплогенерацией в породах гранитного слоя. Соответственно ТГ в центральной части Московской синеклизы и в Притиманье увеличена до  $1,45$  и  $2,53 \text{ мкВт/м}^3$ .

В переходном (диоритовом) слое изменчивость ТГ принята значительно меньшей:  $0,4\text{—}0,63 \text{ мкВт/м}^3$  при распространенной

на большей части профиля величине  $0,55 \text{ мкВт/м}^3$ . Возможно, это результат искусственного смещения всех аномалий ТГ в гранитный слой, но имеется и много геолого-геофизических аргументов в пользу более дифференцированного содержания радиоактивных элементов в последнем. В целом даже при повышенной дифференциации ТГ переходного слоя едва ли значительно скажется на изменчивости расчетного корового ТП, так как абсолютные величины значительно сокращены по сравнению с гранитным слоем.

То же можно сказать о теплогенерации пород базальтового слоя. Здесь по скоростям сейсмических волн получены значительные относительные изменения ТГ ( $0,11—0,32 \text{ мкВт/м}^3$ ), но абсолютные величины очень низки, поэтому вклад слоя в расчетный ТП мал.

Сумма корового радиогенного и нормального мантийного ТП позволяет объяснить наблюдаемые величины на большей части профиля. Расчетный ТП, за исключением указанных аномалий, составляет  $40—45 \text{ мВт/м}^2$ .

Севернее Тимана в соответствии с принятым нами вариантом геологической истории региона введены источники тепла, отвечающие герцинской геосинклинали. Расчетный ТП увеличивается до  $50 \text{ мВт/м}^2$ , что делает возможным объяснение наблюдаемых значений (рис. 1).

В Крыму и Черном море введены источники тепла, отвечающие киммерийской геосинклинали и молодой глубокой впадине с субокеаническим типом коры. Получены расчетные ТП, хорошо совпадающие с наблюдаемыми.

Таким образом, прогнозные величины теплового потока, которые получены по принятому виду связи ТГ и  $v_p$ , согласно развиваемым представлениям о нормальном мантийном ТП и глубинных процессах в активных регионах, отвечающим полиморфно-адвекционной гипотезе [1, 2, 4, 9 и др.], полностью удовлетворяют экспериментально установленному ТП. При этом подбор источников тепла использован только в районе двух аномалий ТП неясной природы.

Достигнутое объяснение величин ТП позволило перейти к расчету глубинных Т, который выполнялся в том же порядке: вначале определялись Т в рамках нормального распределения, затем на них накладывались аномальные Т в активных регионах.

В коре нормальные Т вычислялись обычным методом решения стационарной задачи: по расчетному нормальному ТП (на платформе он совпадает с наблюдаемым), принятому распределению ТГ и теплопроводности слоев. Использовались теплопроводности пород коры, учитывающие влияние температуры и давления. Получены обычные платформенные глубинные Т, которые были продолжены на мантийных глубинах в соответствии с вариантами нормального разреза мантии [7]. На глубине раздела Мохо ус-

тановлены температуры около  $500^\circ\text{C}$ , на  $100 \text{ км}$  —  $850^\circ\text{C}$ , на  $150 \text{ км}$  — около  $1100—1150^\circ\text{C}$ .

Затем к нормальным Т были добавлены эффекты источников тепла геосинклиналей и глубокой впадины. На рассматриваемых глубинах они повсеместно положительные. Согласно представлениям полиморфно-адвекционной гипотезы, аномалии противоположного знака для данных типов эндогенных режимов формируются на глубинах более  $250 \text{ км}$ . Аномальные Т были рассчитаны для определенных возрастов геосинклинального процесса и образования впадины и размеров структур. Таким образом получена полная тепловая модель литосферы вдоль профиля (рис. 1). Она обнаруживает значительную дифференциацию глубинных Т, существенно не сокращающуюся с глубиной (это характерное свойство моделей на границе геосинклинали и платформы для рассматриваемого диапазона глубин). Наиболее нагретыми оказались, естественно, недра сравнительно молодой, киммерийской геосинклинали Крыма.

В пределах профиля перепад Т на разделе М составляет  $300^\circ\text{C}$ , на  $100 \text{ км}$  —  $500^\circ\text{C}$ , на  $150—450—500^\circ\text{C}$ .

На всем протяжении профиля выделена только одна зона, где температуры превышают «сухой» солидус мантийных пород, — Крым. Впрочем, и здесь достигается незначительная степень частичного плавления —  $1—2\%$ . В недрах Черного моря и Печорской синеклизы температуры существенно выше, чем под регионами Восточно-Европейской платформы, но они все же не достигают значений, необходимых для частичного плавления. Не происходит приближения Т к солидусу даже на величину, сопоставимую с погрешностью расчета (порядка  $100^\circ\text{C}$ ), что позволило бы предположить возможность небольшой степени частичного плавления в мантии одной из зон.

Выявленная моделью схема распределения частично расплавленных пород в мантии может быть проверена другими геофизическими методами. Ее наличие должно вызывать значительные (порядка  $0,4—0,5 \text{ км/с}$ ) отрицательные скоростные аномалии по сравнению с распределением при нормальных Т. К сожалению, для Крыма такая информация в районе профиля отсутствует. Она есть в северной части профиля. Выявленный здесь скоростной разрез верхов мантии охватывает интервал в несколько десятков километров под разделом М. Обнаружены довольно высокие значения сейсмических скоростей, которые нигде не приближаются к соответствующим частичному плавлению. Такой результат хорошо согласуется с нашей моделью.

Геоэлектрические исследования в районе профиля на его платформенной части обнаруживают отдельные (иногда довольно значительные по площади и протяженности) зоны проводимости в коре. Геологическая интерпретация показывает, что они скорее всего нетепловой природы, т. е. по крайней мере не связаны с частичным плавлением коровых пород. Проводящие зоны в мантии не установлены.

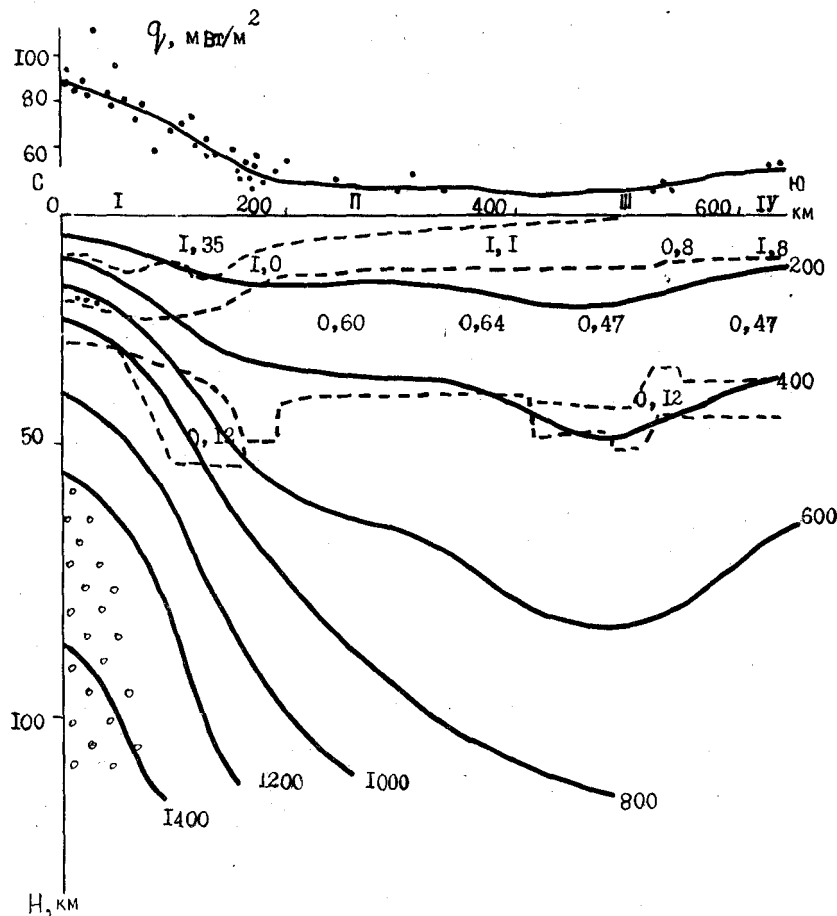


Рис. 2. Тепловая модель литосферы по профилю ГСЗ Закарпатский прогиб — Украинский щит.

Условные обозначения см. на рис. 1.

I — Карпаты; II — Волыно-Подольская плита; III — Украинский щит; IV — склон щита.

Для Крыма тепловая модель позволяет сделать довольно обоснованный прогноз параметров проводящей зоны в мантии. Учитывая ее мощность и количество расплава, оценим суммарную продольную проводимость зоны в 700 См. Именно такая величина (и хорошо совпадающая с моделью глубина кровли проводника — 110 км) получена при интерпретации данных магнитотеллурического зондирования в Крыму [2 и др.].

Таким образом, выполненные на профиле геотермические исследования дали возможность построить тепловую модель лито-

сферы, согласованную не только с величинами ТП, но и с другими геофизическими данными. Значительная неопределенность модели сохраняется в районах положительных аномалий на Восточно-Европейской платформе, прежде всего в районе Тимана. Здесь необходим дополнительный этап исследований, включающий анализ возможных причин повышения ТП приповерхностной природы и исследования МТЗ непосредственно на территории аномалии.

С использованием описанной выше методики получены тепловые модели и на других профилях ГСЗ [1, 2]. Одна из них показана на рис. 2. Она относится к контакту очень разнородных в тепловом отношении регионов: охлажденной части Украинского щита и перегретой внутренней зоны Карпат, охваченной не только альпийским геосинклинальным процессом, но и молодой активизацией.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геофизическая модель тектоносферы Европы/В. Б. Бурьянов, В. В. Гордиенко, О. В. Завгородняя и др. Киев, Наукова думка, 1987. 184 с.
2. Геофизическая модель тектоносферы Украины/В. Б. Бурьянов, В. В. Гордиенко, О. В. Завгородняя и др. Киев, Наукова думка, 1985. 212 с.
3. Гордиенко В. В., Завгородняя О. В., Моисеенко У. И. Тепловое поле Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. — Сов. геол., 1989. № 4, с. 23—28.
4. Гордиенко В. В., Завгородняя О. В., Якоби Н. М. Тепловой поток континентов. Киев, Наукова думка, 1982. 173 с.
5. Гордиенко В. В., Стадниченко В. Н. Вязкость верхней мантии и астеносфера. — В кн.: Астеносфера по комплексу геофизических методов. Киев, Наукова думка, 1988, с. 183—188.
6. Завгородняя О. В. Теплогенерация в консолидированной земной коре и тепловой поток из мантии. — Геофиз. журн., 1986, № 4, с. 62—69.
7. Завгородняя О. В. Тепловая модель тектоносферы древней платформы. — Докл. АН УССР, 1988, 11, с. 6—9.
8. Карта теплового потока европейской части СССР. Масштаб 1 : 5 000 000/Ред. В. В. Гордиенко, А. А. Смыслов, У. И. Моисеенко. Л., 1987.
9. Комплексное геофизическое изучение тектоносферы континентов/В. Б. Бурьянов, В. В. Гордиенко, С. Н. Кулик и др. Киев, Наукова думка, 1983. 176 с.
10. О природе Тарханкутской аномалии теплового потока/Т. К. Бурахович, В. В. Гордиенко, И. М. Варенцов и др. — Геофиз. журн., 1987, № 5, с. 50—57.
11. Объяснительная записка к Карте теплового потока европейской части СССР. Л., 1987. 36 с.

УДК 550.36 : 551.14/.15 (47)

В. Н. Глазнев, Г. Б. Скопенко

#### ТЕРМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЛИТОСФЕРЫ ВДОЛЬ ЕВРОПЕЙСКОГО ГЕОТРАНСЕКТА 3

Построение термической модели коры и верхней мантии является необходимым шагом в комплексной интерпретации геофизических данных. Европейский геотрансект 3 (EU-3), для которого соз-

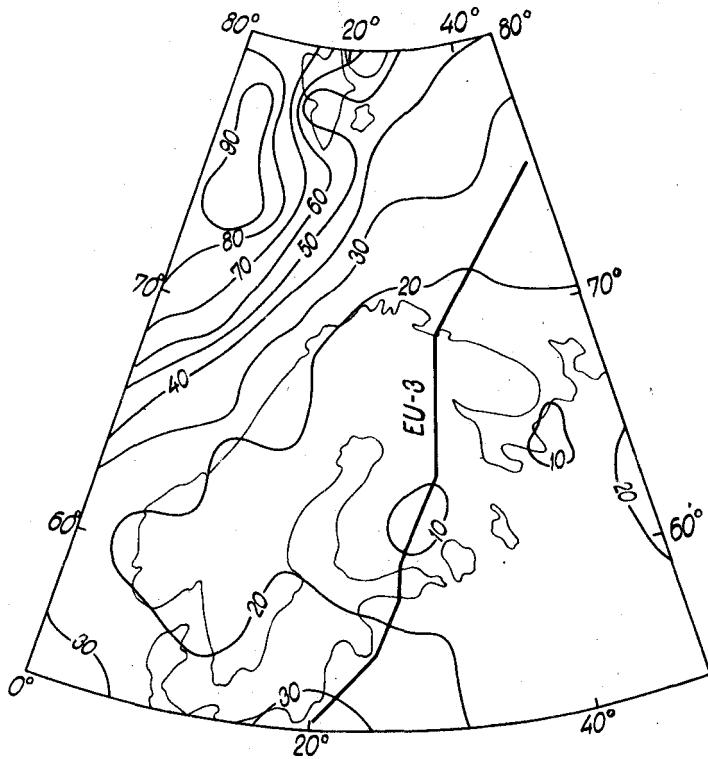


Рис. 1. Схема распределения мантийного теплового потока (показано положение геотрансекта EU-3).

дается вариант такой комплексной модели среды, проходит через Баренцевоморскую плиту, Балтийский щит, Русскую плиту и далее до Альп (рис. 1). Поскольку этот геотрансект является лишь частью более общей объемной сейсмической модели литосферы [1, 7], то и расчеты других физических моделей целесообразно выполнять в трехмерном варианте.

Прежде чем перейти к построению термической модели, необходимо оценить вклад мантийного теплового потока в наблюдаемый поверхностный теплопоток в регионе [5, 12]. Опираясь на имеющиеся обобщения сейсмических данных по строению коры [1, 7], можно выделить в ее составе пять слоев: осадочный, гранитно-метаморфический, тоналит-эндербитовый, гранулит-базитовый и переходный на границе коры и мантии. Каждому из этих слоев присущи определенные значения сейсмических скоростей [2]. По величинам мощности слоев, их соотношению и общей мощности земной коры весь регион был разделен на ряд крупных блоков, характеризующихся достаточно однородным сейсмическим строением, т. е. было выполнено тектоническое районирование

коры. В пределах каждого из блоков по методике В. В. Гордиенко [3] была проведена оценка теплогенерации в слоях и величин мантийного теплопотока в предположении, что в пределах блока имеются стационарные условия теплопередачи. В качестве начального приближения при решении соответствующих переопределенных систем уравнений использовались ранее полученные нами оценки по теплогенерациям пород слоев [2], а там, где это возможно, в рассмотрение включились установленные данные по теплогенерации поверхностных пород. Полученные усредненные оценки (таблица) не сильно отличаются от известных общих закономерностей распределения теплогенерации в коре [2, 3, 15, 16], хотя и имеют некоторые особенности в каждом из принятых в рассмотрение блоков. Мантийный тепловой поток в блоках был получен с некоторой ошибкой, поэтому он сглаживался бикубическими сплайнами при естественном ограничении на его горизонтальный градиент [14]. Схема распределения полученного мантийного теплопотока показана на рис. 1. Следует отметить, что это именно схема, так как в блоках океанической коры Атлантики мы заведомо имеем нарушение исходного условия стационарности теплового потока, хотя по порядку величины полученные значения вполне приемлемы для моделей океанической коры [4].

Слой	Сейсмическая скорость, км/с	Теплогенерация, мкВт/м <sup>3</sup>
Осадочный	2,5—5,6	1,0—2,5
Гранитно-метаморфический	5,8—6,2	1,5—2,2
Тоналит-эндербитовый	6,2—6,6	0,5—1,5
Гранулит-базитовый	6,6—7,0	0,1—0,5
Переходный	7,0—7,6	0,1

Приведенные оценки мантийного потока, теплогенерации в слоях коры и имеющиеся карты поверхностного теплового потока послужили исходными данными для расчета температур в литосфере. Необходима при расчетах величина теплогенерации мантии по общим соображениям составляет 0,01 мкВт/м<sup>3</sup> [4, 9]. Стационарное уравнение теплового баланса в сферических геоцентрических координатах имеет вид

$$\lambda(T) \frac{1}{r^2 \sin \theta} \left[ \sin \theta \frac{\partial}{\partial r} \left( r^2 \frac{\partial T}{\partial r} \right) + \frac{\partial}{\partial \theta} \left( \sin \theta \frac{\partial T}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{\sin \theta} \frac{\partial^2 T}{\partial \varphi^2} \right] + \frac{\partial T}{\partial r} \frac{\partial \lambda(T)}{\partial r} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial T}{\partial \theta} \frac{\partial \lambda(T)}{\partial \theta} + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} \frac{\partial T}{\partial \varphi} \frac{\partial \lambda(T)}{\partial \varphi} = -A(r, \theta, \varphi), \quad (1)$$

где  $\lambda$  — теплопроводность;  $T$  — температура;  $r, \theta, \varphi$  — сферические координаты;  $A$  — теплогенерация. Численное решение (1) с граничными условиями вида

$$T(r, \theta, \varphi)|_{r=R} = 0,$$

$$\lambda(T) \frac{\partial T}{\partial r} \Big|_{r=R} = q_0(\theta, \varphi), \quad (2)$$

$$\lambda(T) \frac{\partial T}{\partial r} \Big|_{r=R-r_m(\theta, \varphi)} = q_m(\theta, \varphi),$$

$$\lambda(T) \frac{\partial T}{\partial \theta} \Big|_{\theta=\pm c_1} = 0,$$

$$\lambda(T) \frac{\partial T}{\partial \varphi} \Big|_{\varphi=\pm c_2} = 0,$$

где  $R$  — радиус Земли,  $r_m$  — глубина границы Мохо,  $q_0$  и  $q_m$  — соответственно поверхностный и мантийный тепловые потоки, позволяет рассчитать температуру во всей области задания исходных данных. При этом возникает ряд проблем устойчивости сеточных разностных методов решения [11], связанных с выбором оптимального шага сетки по радиусу и угловым координатам, а также с изменяющейся геометрией верхней границы модели (рельеф суши — дно моря). Эти проблемы находят свое решение соответствующим выбором оптимального шага и деформацией сетки на первых шагах модельной области расчетов. Принятый нами шаг составляет 5 км по радиусу и  $1,5 \times 0,5^\circ$  по угловым координатам, так чтобы получить примерно равносторонний в плане сферический прямоугольник. Общая мощность модельной области расчетов взята 80 км.

Существенным моментом в численном решении уравнения (1) является выбор зависимости теплопроводности от температуры. Следуя [13], мы рассматривали обобщенный вид зависимости

$$\lambda(T) = \lambda_0(1 + cT),$$

где подбором коэффициентов  $\lambda_0$  и  $c$  достигается выбор наиболее приемлемой аппроксимации теплопроводности для соответствующих слоев модели в определенных диапазонах температур. Графики этой зависимости приведены на рис. 2, там же показана использованная оценка теплопроводности для верхней мантии [10].

При решении прямой геотермической задачи — определении температур в модели удовлетворяется граничное условие (2). На этом этапе можно осуществить итерационное уточнение величин теплогенерации в модельных слоях. Такой подход, применимый только для стационарных условий, рассмотрен в [6]. Как итог получаем общую термическую модель среды: распределение температур и теплогенерации, удовлетворяющее граничным условиям.

Расчитанная таким образом трехмерная модель литосферы, естественно, имеет погрешности, обусловленные некоторой нестационарностью поверхностного теплопотока. Особенно это касается

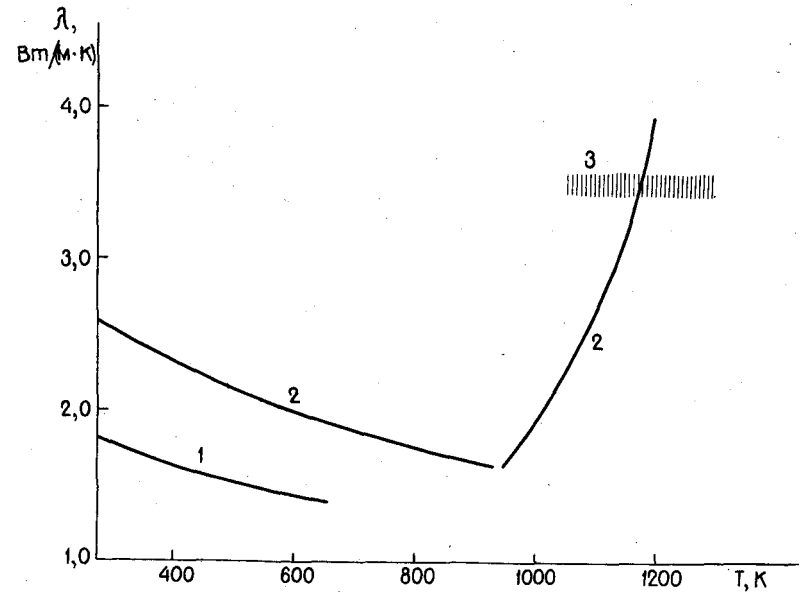


Рис. 2. Зависимость теплопроводности от температуры.

1 — осадочные породы; 2 — кристаллические породы; 3 — оценка для верхней мантии.

океанической коры Северной Атлантики. Однако и здесь полученные значения температур не противоречат общим представлениям о термическом режиме коры океанического типа [4]. В интересующем нас случае (геотрансект EU-3) погрешность расчетов невелика, поскольку профиль находится на значительном удалении от океанического порога. В целом она соответствует точности измерения поверхностного теплового потока и составляет около 10—20 %.

Полученная трехмерная модель, модифицированная на разрез по профилю EU-3, показана на рис. 3. Здесь на рисунок вынесены точки определения поверхностного теплового потока в полосе 100 км вдоль геотрансекта. Приведенный на рисунке разрез земной коры по значениям теплогенерации дан в упрощенном виде, хотя в результативном виде он более дифференцирован и по структуре близок к скоростному разрезу коры. Нам же в данном случае важно продемонстрировать общие закономерности в распределении теплогенерации. Итоговый термический разрез показан на рисунке в изолиниях температуры.

Анализ полученных результатов позволяет заключить, что по содержанию радиогеенных элементов земная кора региона неоднородна и изменяется не только по вертикали, но и от блока к блоку. Высокими значениями радиогеенной составляющей в общем



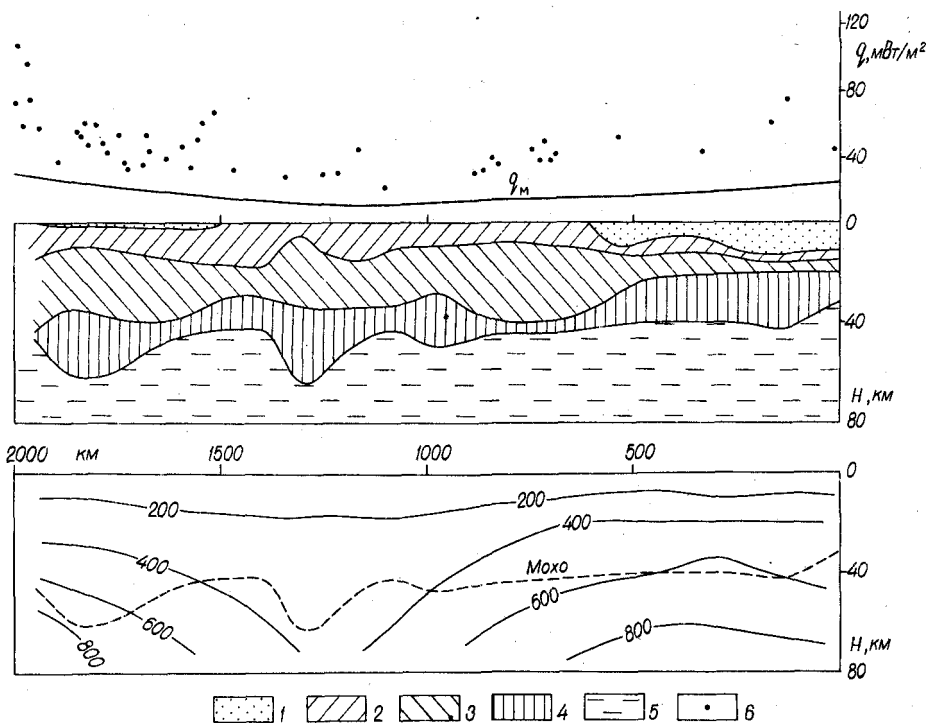


Рис. 3. Термическая модель вдоль геотрансекта EU-3.

1—5 — значения теплогенерации, мВт/м<sup>3</sup>: 1 — 1,5—2,5, 2 — 0,8—1,8, 3 — 0,2—0,5, 4 — 0,1—0,15, 5 — 0,01; 6 — наблюдаемый тепловой поток.

теплопоток характеризуется осадочный слой Баренцевоморской плиты, который имеет значения  $A$  заметно большие, чем тот же слой Русской платформы. Примечательной особенностью строения коры является развитие мощных линз переходного слоя (коромантийная смесь) с весьма низким значением теплогенерации, появляющихся в зонах разновозрастной активизации щита и обрамляющих его платформ. По величинам теплогенерации можно предположить, что этот слой формировался с выносом радиогенных элементов в период активизации мантии.

Температурный разрез литосферы по геотрансекту показывает, что наиболее «термически активными» областями в его пределах являются центральная часть Баренцевоморской плиты и зона Тессейра—Торнквиста, ограничивающая с запада Русскую платформу. Возможно, здесь активные мантийные процессы не завершились и до настоящего времени, но даже в этих «горячих» областях на рассматриваемых глубинах температура не достигает температур солидуса мантийных пород [8]. Наиболее же «холодная»

область региона — южная часть Балтийского щита (Центрально-финляндский массив). Здесь, как и в северной части щита [9], трудно предполагать наличие сплошной астеносферной зоны плавления, а это, естественно, потребует нового подхода к объяснению современного поднятия Балтийского щита. Необходимо также отметить, что граница Мохо в регионе не является изотермической поверхностью.

В целом полученная термическая модель по геотрансекту EU-3 представляет собой одну из основных частей комплексной геофизической модели литосферы, на базе которой строятся плотностная и магнитная модели.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гизе П., Павленкова Н. И. Структурные карты земной коры Европы. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1988, № 10, с. 3—14.
2. Глазнев В. Н., Скопенко Г. Б., Подгорных Л. В. Температура земной коры зоны перехода от Балтийского щита к Баренцевоморской плите. — Геофиз. журн., 1985, т. 7, № 3, с. 58—64.
3. Гордиенко В. В. Радиогенная теплогенерация в земной коре и тепловой поток из мантии древних платформ. — Геофиз. журн., 1980, т. 2, № 3, с. 35—42.
4. Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли и планет. М., Наука, 1983. 415 с.
5. Карта теплового потока европейской части СССР. Масштаб 1 : 5 000 000/Ред. В. В. Гордиенко, А. А. Смыслов, У. И. Моисеенко, Л., 1987.
6. Комплексная интерпретация данных гравиметрии, сейсмометрии и геотермии/А. Ф. Буянов, В. Н. Глазнев, А. Б. Раевский, Г. Б. Скопенко. — Геофиз. журн., 1989, т. 11, № 2, с. 30—39.
7. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Восточно-Европейская платформа/Ред. В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов, А. Гутерх. Киев, Наукова думка, 1989.
8. О температуре частичного плавления пород верхней мантии/О. В. Веселов, В. В. Гордиенко, Л. С. Соколова и др. — Геофиз. журн., 1987, т. 9, № 6, с. 44—47.
9. Одномерная геофизическая модель строения литосферы северо-востока Балтийского щита/В. Н. Глазнев, А. А. Жамалетдинов, В. П. Мирошников и др. — В кн.: Нормальные разрезы верхней мантии. Тез. докл. II рабочего совещ. по программе ЭЛАС. Киев, 1987, с. 20.
10. Петрунин Г. И., Попов В. Г. О фононной теплопроводности и ее поведении на границах раздела в верхней мантии. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1983, № 6, с. 87—92.
11. Самарский А. А., Николаев Е. С. Методы решения сеточных уравнений. М., Наука, 1978. 588 с.
12. Тепловое поле Европы/Ред. В. Чермак, Л. Рихах. М., Мир, 1982. 376 с.
13. Чермак В. Геотермическая модель литосферы и карта мощности литосферы на территории СССР. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1982, № 1, с. 25—38.
14. Hurtig E., Stromeyer D. Three-dimensional modelling of crustal temperature and Moho heat flow density in Central Europe and adjacent areas. — J. Geodynam., 1985, vol. 4, № 1, p. 63—73.
15. Pinet C., Jaupart C. The vertical distribution of radiogenetic heat production in the precambrian crust of Norway and Sweden: geothermal implications. — Geophys. Res. Lett., 1987, vol. 14, № 3, p. 260—263.
16. Rebach L., Cermak V. The depth dependence of heat production in the continental lithosphere, derived from seismic velocities. — Geophys. Res. Lett., 1987, vol. 14, № 3, p. 311—313.

### МОДЕЛЬ ГЕОТЕРМИЧЕСКОГО ПОЛЯ ЛИТОСФЕРЫ СЕВЕРО-ЗАПАДА СССР

Рассматриваемый регион включает восточную часть Балтийского щита и северо-запад Русской плиты в полосе западного фрагмента геотраверса Мурманск—Кызыл (рисунок). Регион относится к числу геотермически слабо и неравномерно изученных. Первые оценки значений теплового потока на Балтийском щите ( $32 \text{ мВт/м}^2$ ) были сделаны О. К. Владимировым, С. С. Красковским и А. С. Семеновым [1]. Более поздними исследованиями Института физики Земли АН СССР по 12 скважинам, расположенным в Печенгской структуре и Мончегорском плутоне, были подтверждены низкие значения теплового потока Балтийского щита [6, 7, 9]. По измерениям температуры в скважинах и лабораторным определениям теплопроводности горных пород геотермический градиент в Печенгской структуре составил  $11\text{—}14 \text{ }^\circ\text{C/км}$ ,  $\lambda = 2,3\text{—}3,3 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$ . В Мончегорском плутоне геотермический градиент, по данным тех же авторов,  $8\text{—}11 \text{ }^\circ\text{C/км}$ , теплопроводность изменяется в интервале  $3,8\text{—}5,0 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$ . Среднее значение теплового потока Печенгской структуры  $34 \text{ мВт/м}^2$  [6]. Возвращаясь к характеристике этого региона в более поздних работах, Е. А. Любимова и Я. Б. Смирнов ввели поправку на оледенение и приводят среднее значение теплового потока равным  $38 \text{ мВт/м}^2$  [8]. В Мончегорском плутоне определения теплового потока выполнены по 7 скважинам. Средний тепловой поток равен  $40 \text{ мВт/м}^2$  с учетом поправки на оледенение. В Риколатвинском районе тепловой поток  $29 \pm 3 \text{ мВт/м}^2$ , после введения поправки на оледенение приводится значение  $31 \pm 3 \text{ мВт/м}^2$  [8].

Детальные геотермические исследования проведены Геологическим институтом АН СССР на полигоне в районе бурения Кольской сверхглубокой скважины СГ-3 [3]. Установлено, что значения геотермического градиента изменяются от  $9$  до  $11 \text{ }^\circ\text{C/км}$ , теплового потока — от  $30$  до  $41 \text{ мВт/м}^2$ . Среднее значение теплового потока по 11 скважинам в районе бурения СГ-3 —  $36 \text{ мВт/м}^2$ . Позже с учетом влияния структурного фактора это значение было увеличено на  $10\%$  и величина теплового потока района СГ-3 приведена равной  $40 \text{ мВт/м}^2$  [8].

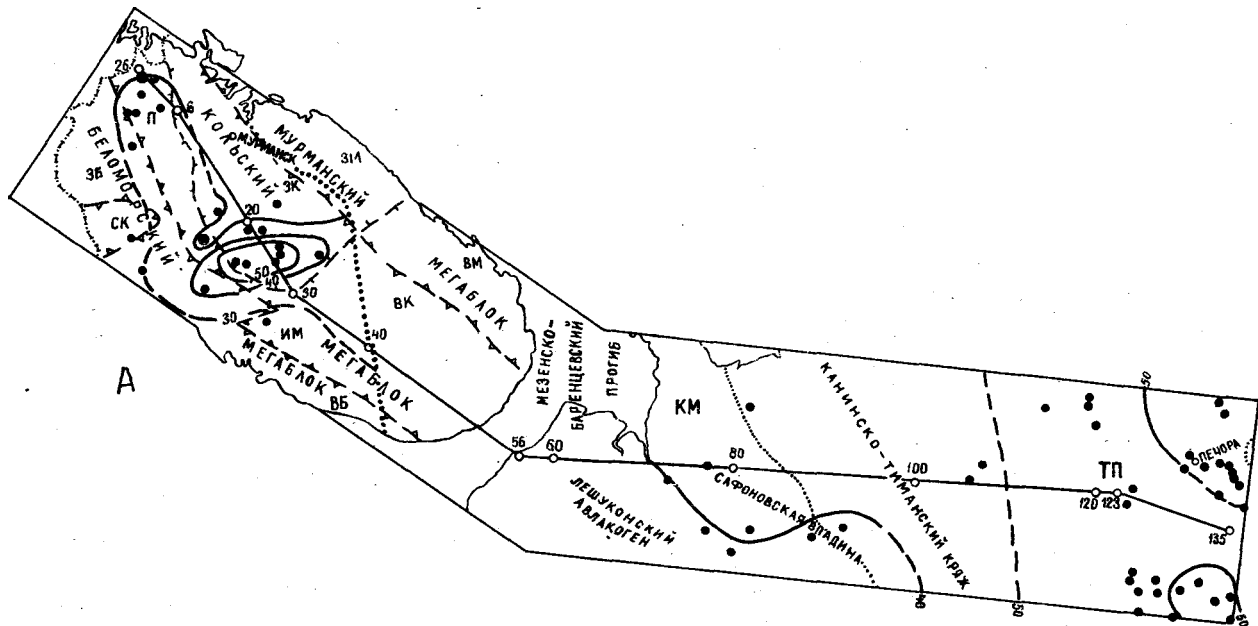
Определение геотермических характеристик Хибинского и Ловозерского массивов выполнено сотрудниками ГИН АН СССР и ВСЕГИНГЕО [3]. Помимо результатов измерений температуры, выполненных ими в отдельных скважинах, для этих массивов имелся большой объем данных производственного термокаротажа, обобщенный Е. А. Каменевым и С. Н. Химичем [1973 г.]. Геотермический градиент по скважинам в зоне ниже влияния подземных вод в Ловозерском массиве  $22 \text{ }^\circ\text{C/км}$ , в Хибинском —  $22\text{—}$

$31 \text{ }^\circ\text{C/км}$ . В Хибинском массиве на глубине  $1800 \text{ м}$  фиксируется температура  $41 \text{ }^\circ\text{C}$ , в два раза превышающая значения температуры на той же глубине в Печенгской структуре. Теплопроводность пород восточной части Хибинского массива  $2,2 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$ , западной части Ловозерского массива чуть ниже —  $2,0 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$ . Тепловой поток оценен по 17 скважинам. Для западной части Ловозерского массива он составляет  $49 \text{ мВт/м}^2$ , для восточной части Хибинского массива (месторождение Коашва) его значение изменяется от  $45$  до  $60 \text{ мВт/м}^2$ . Среднее значение теплового потока  $52,5 \text{ мВт/м}^2$ .

Новые данные о геотермических характеристиках теплового поля восточной части Балтийского щита и его южного склона были получены во ВСЕГЕИ в период  $1984\text{—}1987$  гг. Измерения температуры выполнены в 100 скважинах, определение теплового потока сделано для 80 скважин, расположенных на 28 участках, находящихся в различных структурно-тектонических зонах. Отбор керн произведен не для всех скважин, для части из них использован керн скважин с аналогичным геологическим разрезом. Для измерения температуры использовался термометр КТ-80 конструкции НПО «Рудгеофизика», характеризующийся высокой точностью ( $0,01 \text{ }^\circ\text{C}$ ), надежностью в эксплуатации, независимым источником питания и портативностью. Измерения температуры производились дискретно с шагом  $20 \text{ м}$  в верхней части разреза и  $50 \text{ м}$  — глубже  $300 \text{ м}$ .

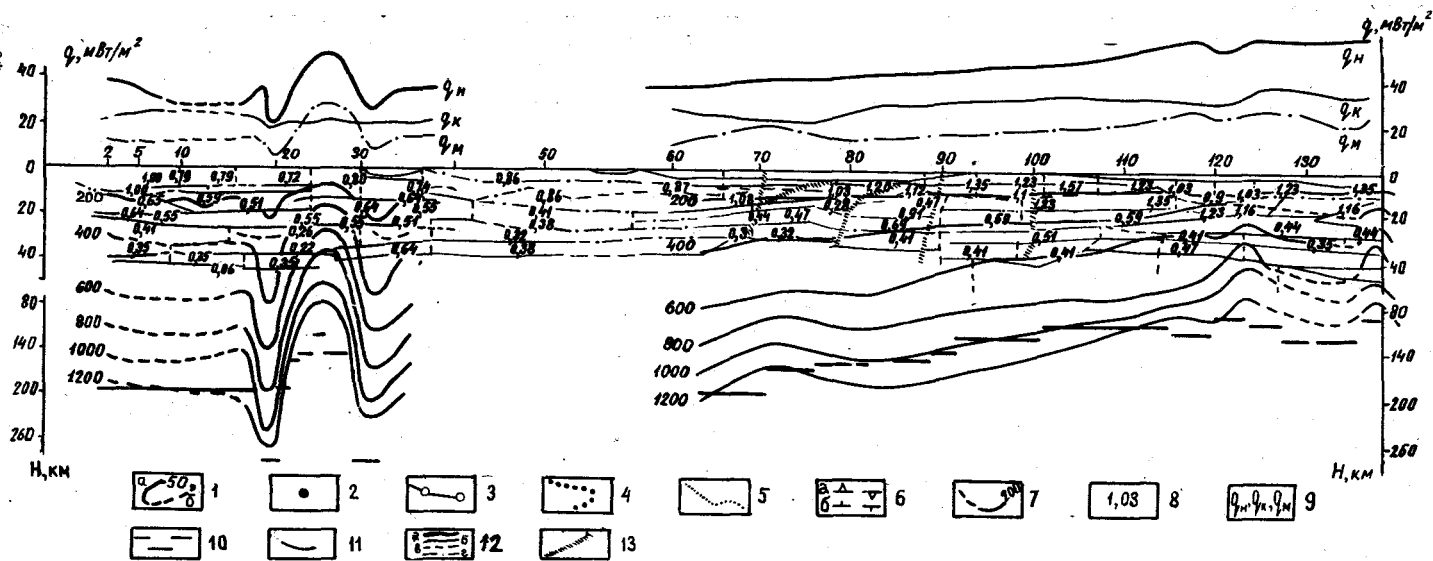
Данные по измерению температуры и геотермического градиента для Русской плиты обобщены В. Ф. Ерофеевым [1980 г.]. В Тимано-Печорской провинции определения теплового потока основаны на данных производственного каротажа и немногочисленных точечных замерах температуры в скважинах Ухтинского района [3]. Максимальные значения теплового потока —  $63\text{—}71 \text{ мВт/м}^2$  приурочены к погружению восточного склона Тиманского поднятия. В Ижма-Печорской впадине тепловой поток  $47\text{—}59 \text{ мВт/м}^2$ . Пониженными значениями теплового потока —  $33\text{—}47 \text{ мВт/м}^2$  характеризуется полоса, протягивающаяся через Верхнепечорскую впадину в направлении Печоро-Кожвинского мегавала.

Анализ распределения температуры на разных глубинных срезах, расчет геотермического градиента и составление карт этих характеристик по скважинам Тимано-Печорской провинции выполнены Н. М. Невской [1977 г., 1983 г., 1987 г.]. Полученные ею материалы, а также результаты определения теплопроводности горных пород использованы для оценки теплового потока. По 37 скважинам, расположенным в различных структурах, значения теплового потока колеблются в диапазоне  $41\text{—}78 \text{ мВт/м}^2$  [Невская Н. М., Моисеенко У. И. и др., 1987 г.]. Новые данные о значениях теплового потока Северо-Запада, полученные совместно с В. В. Гордиенко и О. В. Завгородней, были опубликованы нами в работе [4].



Б

КОЛЬСКО-МЕЗЕНСКИЙ ГЕОБЛОК					ТИМАНО-ПЕЧОРСКИЙ ГЕОБЛОК			
Печенгский блок	Кольский мегаблок	ВК	Имандро-Мезенский блок	Беломорский мегаблок	Понийско-Мезенский мегаблок	Тиманский мегаблок	Ижма-Печорский мегаблок	Верхпечорский мегаблок
	Западно-Кольский блок			СЗ	Понийский			С



Модель геотермического поля литосферы по западному фрагменту профиля Мурманск—Кызыл. Сейсмические разрезы составлены А. В. Егоркиным, Э. Г. Даниловой и др., 1986 г. (НПО «Нефтегеофизика»).

А — карта теплового потока: 1 — изолинии теплового потока: а — достоверные, б — менее достоверные; 2 — станции определения теплового потока; 3 — профиль ГСЗ, пункты сейсмических наблюдений и их номера; 4 — граница области отсутствия геотермических данных; 5 — граница Восточно-Европейской, Баренцево-Мурманской платформ и Урало-Новоземельской складчатой системы; 6 — разломы, ограничивающие: а — мегаблоки, б — блоки. Геоблоки: КМ — Кольско-Мезенский, ТП — Тимано-Печорский; Мурманский мегаблок, блоки: ЗМ — Западно-Мурманский, П — Печенгский, ИМ — Имандро-Мезенский, СЗ — Стрельницко-Золотницкий, С — Сафоновский; Беломорский мегаблок, блоки: ЗБ — Западно-Беломорский, ВБ — Восточно-Беломорский.

Б — геотермическая модель литосферы: 7 — изолинии температуры, °С; 8 — теплогенерация, мкВт/м<sup>3</sup>; 9 — наблюдаемый тепловой поток ( $q_n$ ), коровая ( $q_k$ ) и мантийная ( $q_m$ ) составляющие; 10 — подошва литосферы; 11 — поверхность кристаллического фундамента; 12 — сейсмические границы: а — построенные по двум и более типам сейсмических волн, б — построенные по монотипному волновому полю, соответствующие теоретическим годографам, в — построенные по обменным волнам, г — введенные в разрез для наилучшего совпадения теоретических годографов с наблюдаемыми; 13 — тектонические нарушения, выделенные по сейсмическим данным.

Теплопроводность горных пород определялась в лабораторных условиях на приборах «Лямбда» конструкции ВНИИМ и ИТ-3 — Института технической теплофизики АН УССР. Относительная погрешность измерений  $\pm 5$  и  $\pm 6$  % соответственно. Для объяснения дисперсии теплопроводности пород одного состава на этих же образцах определялся комплекс физических параметров: плотность, пористость, магнитная восприимчивость. Некоторые типы пород изучены впервые на рассматриваемой территории, что существенно дополняет сведения, полученные ранее нами и имевшиеся в опубликованных работах.

Геотраверс Мурманск—Кызыл пересекает Кольско-Мезенский и Тимано-Печорский геоблоки, детальное перечисление входящих в них мегаблоков и блоков приводится на рисунке. Для характеристики модели геотермического поля составлены карта теплового потока в полосе профиля, отражающая латеральные неоднородности теплового поля, и геотермические модели верхней части земной коры и литосферы, характеризующие вертикальные особенности изменения температуры в земной коре и литосфере.

Тепловой поток в полосе профиля изменяется от 18 до 60 мВт/м<sup>2</sup>. Латеральная зональность теплового потока очень четко увязывается с блоковым строением земной коры региона. В пределах Балтийского щита отмечается наиболее значительная дифференцированность теплового поля, интенсивность которого резко увеличивается в областях проявления палеозойской активизации, при относительно пониженных значениях в пределах древних докембрийских блоков. В восточной части полосы исследований наблюдается закономерное увеличение значений теплового потока от Русской плиты (Понойско-Мезенский мегаблок) к Предуралью (Верхнепечорский мегаблок).

В тепловом поле выделяются четыре области, отличающиеся по значениям теплового потока и пределам его изменения: 1) Кольский мегаблок и Имандра-Мезенский блок, для которых характерно неоднородное тепловое поле со значениями потока 18—50 мВт/м<sup>2</sup>; 2) западная часть Понойско-Мезенского мегаблока со значениями теплового потока ниже средних для платформы — 30—40 мВт/м<sup>2</sup>; 3) восточная часть Понойско-Мезенского и западная часть Ижма-Печорского мегаблоков, Тиманский мегаблок с типичными для платформы значениями 40—50 мВт/м<sup>2</sup>; 4) центральная и восточная части Ижма-Печорского и Верхнепечорского мегаблоков с повышенными до 50—60 мВт/м<sup>2</sup> значениями потока. Характер изменения теплового потока в блоках земной коры выражен и на графике наблюдаемого потока ( $q_n$ ) вдоль профиля.

Расчет глубинной температуры выполнен с использованием стационарного уравнения теплопроводности. По поводу линейной зависимости между  $q$  и  $A$  в настоящее время существуют различные точки зрения. На основании наших эмпирических данных по определению содержания урана, тория и калия в породах различных блоков Балтийского щита эта корреляционная зависимость

не подтверждается, что особенно заметно для участков с высокой теплогенерацией в породах, а также в структурах типа зеленокаменных поясов, где, по литературным данным, отмечается инверсия теплогенерации. Все вышесказанное не позволяет считать универсальной корреляционную связь между значениями теплового потока и теплогенерацией. В связи с этим значения теплогенерации нами определены по ее зависимости от скорости продольных сейсмических волн  $A = 1,35 \exp 1,5 (6 - v_p)$  [2, 5] и по содержанию радиоактивных элементов в отдельных районах. Теплогенерация осадочных отложений — 1,35 мкВт/м<sup>3</sup>, в гранитном слое она изменяется по латерали от 1,57 до 1,20 мкВт/м<sup>3</sup>. В диоритовом слое ее значение тоже не остается постоянным, пределы изменения 1,13—0,55 мкВт/м<sup>3</sup>. В базальтовом слое теплогенерация составляет 0,47—0,22 мкВт/м<sup>3</sup>.

Коровая (радиогенная) составляющая теплового потока  $q_k$  на Балтийском щите изменяется от 16 до 25,5 мВт/м<sup>2</sup>. В большинстве пунктов ее значения близки и колеблются в интервале 21—22 мВт/м<sup>2</sup>. Существенны различия в значениях мантийной составляющей теплового потока  $q_m$  (рисунок). Диапазон ее изменения 6—29 мВт/м<sup>2</sup>. Значение мантийной составляющей характеризуется довольно стабильной величиной в пределах Печенгского и западной части Западно-Кольского блоков, типичной для щитов — 9—14 мВт/м<sup>2</sup>. Резкими перепадами значений мантийной составляющей фиксируется область палеозойской активизации (пк 18—32), она ограничивается пониженными значениями  $q_m$  — 4—8 мВт/м<sup>2</sup> (пк 18—19 и 30—32), ее значение возрастает в Хибинском и Ловозерском массивах до 29 мВт/м<sup>2</sup>, что свидетельствует о наличии глубинного источника тепла. Обрамляющие тепловую аномалию пониженные значения теплового потока и температуры типичны для случаев подъема мантийного вещества.

На Русской плите и Баренцевоморской платформе коровая составляющая теплового потока 20—26 мВт/м<sup>2</sup>. Мантийная составляющая изменяется от 10 до 29 мВт/м<sup>2</sup>. Максимальное ее значение отмечается в зоне сочленения Беломорской ступени и Предтиманского прогиба, где по геолого-геофизическим данным выделяется система вертикальных и горизонтальных разломов. Повышенное значение  $q_m$  установлено также в восточной части Ижма-Печорской впадины и в Предуральском прогибе.

Сведения о мощности литосферы отрывочны и противоречивы. Нами рассмотрены существующие приемы ее оценки, применяемые разными авторами; в конечном итоге использовалась зависимость  $H = 155q^{-1,46}$  [Поллак Г. Н., Чепмен Д. С., 1977 г.].

Мощность литосферы, оцененная по этой формуле на Балтийском щите в пределах профиля, изменяется от 120 до 270 км, на значительной протяженности профиля ее значение 190 км. Максимальная мощность литосферы отмечается на участках пониженных значений теплового потока (пк 18—20, 30—32), охватывающих тепловую аномалию Хибинского и Ловозерского массивов

с минимальной для этого участка профиля мощностью литосферы. В восточной части профиля мощность литосферы уменьшается с запада на восток от 180 до 90 км. Минимальные значения отмечаются в восточной части Ижма-Печорской впадины (пк 124—125) и в Предуральском прогибе (пк 137).

На геотермическом разрезе литосферы четко выражена высокая температурная гетерогенность блоков Балтийского щита. Температура подошвы коры в Печенгском и Западно-Кольском блоках 500 °С, она понижается до 300 °С в пак 18—20, 30—32 и повышается до 800 °С под Хибинским и Ловозерским массивами. Для Понойско-Мезенского мегаблока (Русская плита) характерно относительно спокойное распределение температуры, которая на поверхности Мохо изменяется от 400 до 500 °С, что свидетельствует о стабильности его современного геотермического режима. В пределах Тимано-Печорского геоблока (Баренцевоморская платформа) в полосе геотраверса отмечается устойчивое увеличение температуры на всех глубинных уровнях. Эта тенденция усложняется локальными аномальными зонами, приуроченными к областям сочленения Ижма-Печорской впадины с Печорско-Колвинским авлакогеном и Баренцевоморской платформы с Уральской складчатой системой. В этих зонах температура подошвы земной коры превышает 800 °С.

Подтверждением выявленной гетерогенности температурного поля Балтийского щита могут быть результаты МГД-зондирования, ГМТЗ и МТЗ, проведенных в этом регионе и установивших вертикальную дифференцированность электропроводности в земной коре и верхней мантии до глубины более 150 км. Отмечается существование проводящих слоев разной мощности на глубинах 60—90 и 130—170 км [Жамалетдинов А. А., 1982 г.]. Зоны коровой электропроводности установлены в регионе многими исследователями [Ковтун А. А. и др., 1984 г., 1986 г.; Васин Н. Д., Новицкий Г. П., 1984 г., 1985 г.; Жамалетдинов А. А., 1986 г.].

Обширная аномалия электропроводности выявлена методом МТЗ в Тимано-Печорском геоблоке. Она прослеживается до Северного Урала, глубина залегания проводящего слоя от 1 до 20 км, в фундаменте Русской плиты аномалия выклинивается [Подловлин Е. С., Габлин Н. С., 1982 г., 1984 г.].

Таким образом, результаты геотермических исследований по западному фрагменту геотраверса Мурманск—Кызыл свидетельствуют о значительной латеральной и вертикальной гетерогенности теплового поля литосферы Северо-Запада СССР, характер которой согласуется с ее блоковым строением.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Владимиров О. К., Красковский С. С., Семенов А. С. Геотермические измерения в Мончегундре. — Докл. АН СССР, 1939, т. 23, № 4.
2. Геофизическая модель тектоносферы Европы/В. Б. Бурьянов,

В. В. Гордиенко, О. В. Завгородняя и др. Киев, Наукова думка, 1987. 184 с.

3. Глубинный тепловой поток европейской части СССР. Киев, Наукова думка, 1974, с. 7—24.

4. Гордиенко В. В., Завгородняя О. В., Моисеенко У. И. Тепловое поле Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. — Сов. геол., 1989, № 4, с. 23—28.

5. Комплексное геофизическое изучение тектоносферы континентов/В. Б. Бурьянов, В. В. Гордиенко, Н. С. Кулик, И. М. Логвинов. Киев, Наукова думка, 1983. 173 с.

6. Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М., Наука, 1968. 279 с.

7. Любимова Е. А., Милановский С. Ю., Смирнова Е. В. Новые результаты измерения теплового потока на Балтийском щите. — В кн.: История развития теплового поля в зонах различного эндогенного режима стран Восточной Европы. М., Наука, 1985, с. 93—100.

8. Методические и экспериментальные основы геотермии. М., Наука, 1983. 230 с.

9. Смирнова Е. В. Изучение тепловых свойств основных магматических пород Печенгской структуры. — В кн.: Экспериментальное и теоретическое изучение тепловых потоков. М., Наука, 1970, с. 91—98.

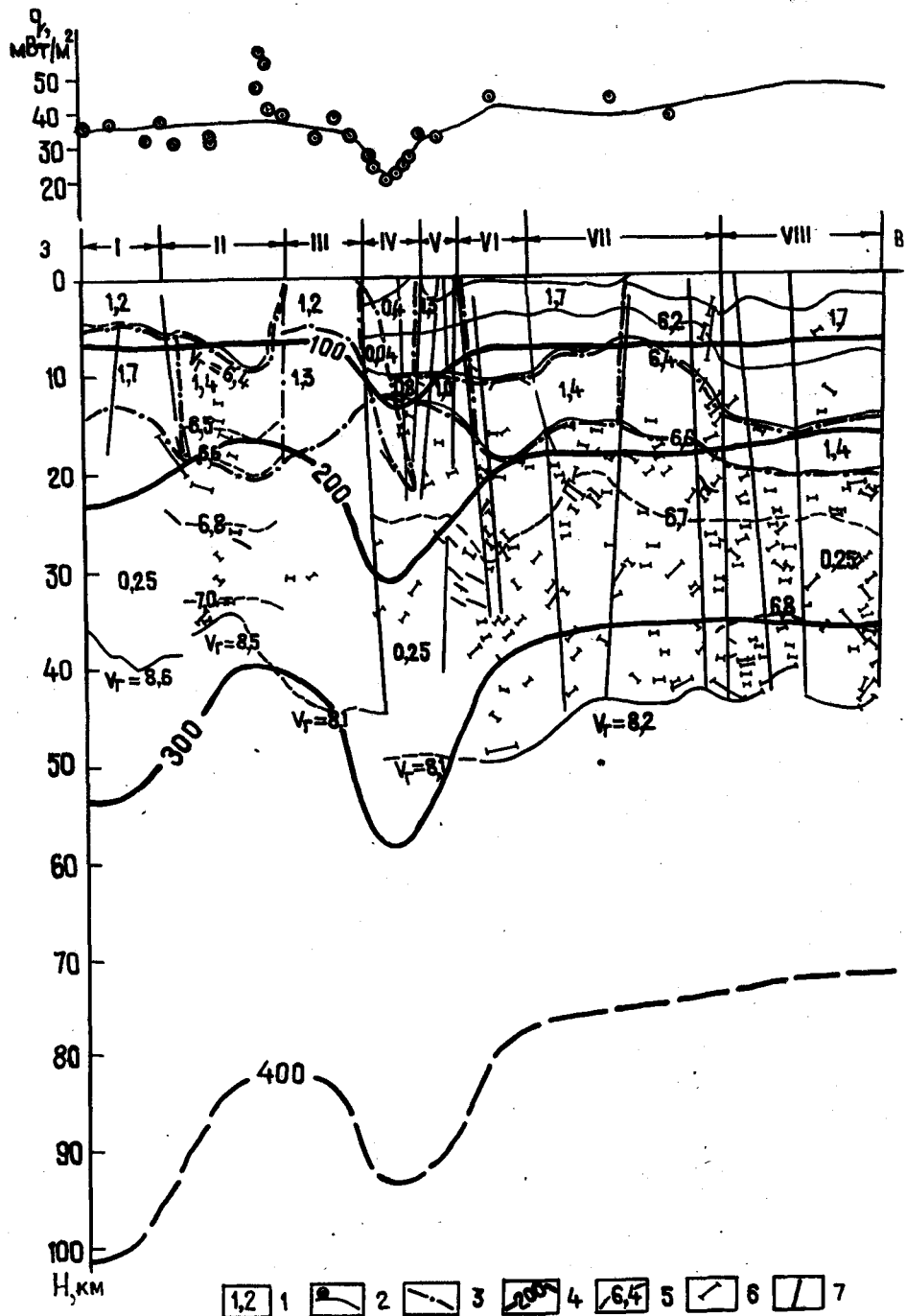
УДК 550.36 : 551.14 (470.5)

*И. В. Голованова*

#### ГЕОТЕРМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПО ПРОФИЛЮ ТЕМИРТАУ—КУЙБЫШЕВ

Геотермическая модель по профилю Темиртау—Куйбышев рассматривалась ранее В. Е. Сальниковым [10] (западная часть) и М. Д. Хуторским [14] (восточная часть). В последние годы на Южном Урале и в прилегающих районах восточной части Русской плиты выполнено более 100 новых определений теплового потока, из них 15 — в районе профиля, что дает возможность более детально охарактеризовать глубинные теплотери Уральской складчатой области и ее обрамления и еще раз рассмотреть геотермическую модель по западной части профиля с учетом новых данных (рисунок).

Уже на первом этапе геотермических исследований на Южном Урале выявлена зона аномально низких тепловых потоков [11]. В дальнейшем ее границы были уточнены. По последним представлениям, она приурочена к западной части Уральской эвгеосинклинали и тяготеет к полосе развития вулканитов основного ряда. Здесь же зафиксирована наиболее низкая для всего рассматриваемого района температура: на глубине 1000 м она не превышает 15°С. Зона аномально низких тепловых потоков выделяется на всем протяжении Магнитогорского и Западно-Мугоджарского прогибов до широты 48°. На Среднем Урале она пространственно совпадает с Тагильским прогибом, расширяясь в пределы Восточно-Уральского поднятия на широте г. Свердловска. Зона прослежена до 61° с. ш. [2], далее на север определения теплового потока в пределах складчатого Урала не проводились. В широтном направлении границы этой зоны наиболее четко установлены на Южном Урале — по Центральноураль-



ской зоне на западе и Западно-Кизильскому разлому на востоке. Вне зоны значения теплового потока устойчиво повышаются до 32—34 мВт/м<sup>2</sup> и более. Выборка наблюдений по западной части эвгеосинклинали выделяется в обособленную группу и по статистическим критериям.

В пределах восточной части Русской плиты, в Предуральском прогибе и Зилаирском синклинии тепловой поток изменяется от 23 до 52 мВт/м<sup>2</sup>, составляя в среднем 37 мВт/м<sup>2</sup>. Западный склон Урала ни по фоновому значению теплопотока, ни по уровню его флюктуаций не отличается от прилегающих платформенных областей и составляет с ними единую геотермическую зону. В восточной части Мраковской впадины Предуральского прогиба выделяется Исимовская аномалия теплового потока (до 48—58 мВт/м<sup>2</sup>), имеющая небольшие размеры. В восточной части Магнитогорского прогиба тепловые потоки повышаются до 34 мВт/м<sup>2</sup>, далее на восток наблюдается увеличение теплового потока до 42—45 мВт/м<sup>2</sup>.

Для консолидированных палеозойских и более древних структур тепловое поле практически стационарно, и его характер связан с особенностями распределения радиогенных источников тепла.

Ранее отмечалась коровая природа Западно-Магнитогорской аномалии теплового потока, о чем свидетельствует и ее характер: четкая локализация, резкое изменение величины теплового потока [10]. При составлении геотермических моделей для удовлетворительного совпадения наблюдаемых и теоретических тепловых потоков приходилось принимать чрезвычайно низкое тепловыделение во всей коре в пределах западного борта Магнитогорского мегасинклинии, соответствующее базальтовому слою, хотя традиционно здесь обычно выделяется и гранито-гнейсовый слой. В данной работе будет предложен еще один возможный вариант объяснения возникновения зоны аномально низких тепловых потоков, учитывающий, как нам представляется, особенности тектонического строения района.

Западный и восточный склоны Урала разделяются зоной Главного Уральского разлома или шарьяжа, представляющей собой погружающуюся к востоку под палеозойские эвгеосинклинальные комплексы зону ультрабазитового меланжа, ограничивающую снизу (в разрезе) и с запада (в плане) систему

#### Геотермическая модель по профилю Темиртау—Куйбышев.

1 — теплогенерация блоков, мкВт/м<sup>3</sup>; 2 — наблюдаемые значения и теоретическая кривая распределения теплового потока; 3 — границы блоков с различной теплогенерацией; 4 — изотермы,  $^{\circ}C$ ; 5 — линии равных скоростей; 6 — отражающие площадки; 7 — тектонические нарушения.

I — Русская платформа; II — Предуральский прогиб; III—VIII — блоки: III — Западно-Уральский, IV — Западно-Магнитогорский, V — Восточно-Магнитогорский, VI — Восточно-Уральский, VII — Зауральский, VIII — Тургайский.

покровных дислокаций Магнитогорского мегасинклиория [8]. Фронт этой зоны прослеживается в плане вдоль восточного склона хр. Уралтау по выходам гипербазитов и зон меланжа. Существование надвига доказано буровыми работами и геологическими съемками [5], результатами сейсмических работ Баженовской экспедиции и треста «Башнефтегеофизика». Плоскость нарушения Главного Уральского разлома вылаживается с глубиной, о чем свидетельствует, например, группа падающих на восток отражающих площадок на профиле ГСЗ, расположенная у западной границы Магнитогорского мегасинклиория, которые по совокупности данных интерпретируются как следы чешуйчато-надвиговых движений на завершающей стадии развития Уральской эвгеосинклинали [13]. Группа погружается с запада на восток с 10 до 35 км. Углы падения с увеличением глубины уменьшаются от 30 до 5°. По мнению В. А. Романова [8], эта зона нарушения соединяется с древним граничным разломом и, рассекая земную кору, погружается в мантию. На основании этих данных мы выделили в верхних слоях западной части Магнитогорского прогиба блок, соответствующий Главному Уральскому разлому. Геометрия блока принята по материалам В. А. Романова.

При составлении модели распределения радиогенных источников тепла по профилю положение границ блоков принималось соответствующим разрезу ГСЗ, причем кровля базальтового слоя условно проведена по линии, равной скорости 6,6 км/с.

Вопрос об оценке теплогенерации различных слоев детально рассмотрен В. Е. Сальниковым с использованием литературных данных о содержании радиоактивных элементов в породах района исследований и результатов анализа собственной коллекции из 162 образцов пород Магнитогорского мегасинклиория [10]. Нами, кроме того, учтены результаты последних определений по вулкано-интрузивным образованиям Магнитогорского рудного поля, любезно предоставленные нам Д. Н. Салиховым. В соответствии с этими данными, значения теплогенерации отдельных слоев должны находиться в следующих интервалах ( $\text{мкВт}/\text{м}^3$ ): верхняя мантия — от 0,005 до 0,03, базальтовый слой — от 0,17 до 0,5, гранито-гнейсовый слой — от 0,9 до 2,3, осадочный слой — от 0,9 до 1,4.

При расчетах теплогенерация базальтового слоя принималась постоянной по всему профилю, источники тепла внутри каждого слоя считались распределенными равномерно. Мантийная составляющая теплототока принята равной  $8 \text{ мВт}/\text{м}^2$ . Более высокие его значения нереальны, так как потребовалось бы снизить теплогенерацию в коре до неправдоподобно низких значений [10].

Для составления модели стационарных источников тепла в земной коре вычислялся суммарный эффект от выделенных блоков с различной теплогенерацией. Формулы расчета теплового

потока от стационарных источников тепла имеют вид известных в гравиметрии соотношений [4]. Значения теплогенерации отдельных блоков подбирались в указанных выше пределах по наилучшему совпадению расчетных и фактических значений теплового потока.

В полученной модели распределения источников тепла в земной коре тепловыделение в осадочном чехле практически постоянно. Уменьшение теплогенерации гранито-гнейсового слоя по сравнению с докембрийскими образованиями Русской плиты соответствует геологическим данным о повышении основности верхней части кристаллического фундамента в Предуралье [10].

Выделение блока, соответствующего зоне меланжа Главного Уральского разлома, позволило несколько повысить, по сравнению с предыдущими данными, теплогенерацию верхней части коры западного блока Магнитогорского мегасинклиория и выделить гранито-гнейсовый слой с невысокой теплогенерацией. Пониженное содержание радиоактивных элементов объясняется своеобразным петрографическим составом слагающих этот блок толщ: широкое развитие основных вулканитов натриевого ряда, крупные массивы гипербазитов и габброидов, практическое отсутствие гранитов и метаморфически гранитизированных пород. На снижении концентрации радиоактивных элементов сказались и воздействие процессов регионального метаморфизма. В рассматриваемом районе повышенная основность разреза сочетается с зеленокаменным метаморфизмом, при котором из пород выносятся главным образом уран [10].

Увеличение теплового потока в пределах восточного борта Магнитогорского мегасинклиория и далее на восток коррелирует с изменением возраста и состава толщ: увеличивается мощность верхнедевонских и каменноугольных пород, более широко представлены кислые разности, повышается содержание щелочей с увеличением доли калия, увеличивается концентрация урана и тория [1, 9, 10]. Возрастает роль гранитоидов, особенно широко распространенных в зоне Восточно-Уральского поднятия.

При стационарных источниках тепла температура определяется из решения уравнения теплопроводности [12] при наличии сведений о теплогенерации и теплопроводности пород разреза. Вычисления проводились для различных тектонических структур в предположении о горизонтально-слоистом строении каждой из них. Теплопроводность отдельных слоев принималась по нашим определениям теплопроводности пород региона. К настоящему времени изучено более 3000 образцов, что позволило охарактеризовать основные литолого-стратиграфические толщи и основные типы пород региона. Для части образцов проведено изучение температурной зависимости теплопроводности в интервале  $0-400 \text{ }^\circ\text{C}$  на измерителе теплопроводности ИТ-λ-400, при этом методика градуировки прибора усовершенствована [3]. Средняя теплопроводность осадочного слоя для образцов Русской плат-

формы и Предуральского прогиба изменяется от 2,41 мВт/(м · К) при 25 °С до 2,14 мВт/(м · К) при 200 °С. Гранито-гнейсовый слой можно охарактеризовать по породам Тараташского массива, где докембрийские породы выходят на поверхность. Базальтовый слой охарактеризован диабазами, подкорковый — слабо измененными перидотитами (таблица).

Погрешности определения поверхностного теплового потока 10 % позволяют вычислить температуры на поверхности Мохо с точностью  $\pm 30$  °С. Изменение мантийной составляющей теплового потока на 4 мВт/м<sup>2</sup> приводит на глубине 80 км к вариациям температуры  $\pm 50$  °С. Общая погрешность вычисления глубинных температур составляет примерно 20—25 %.

В связи с низкой величиной тепловых потоков расчетные значения глубинных температур также малы — в основании коры они колеблются от 260 до 340 °С. На глубине 80 км температура достигает 375—410 °С. Подтверждается вывод работы [10] о том, что наблюдаемые в регионе неоднородности физических параметров глубинного вещества связаны скорее с различиями вещественного состава, чем с изменением свойств при росте температуры.

В полученной геотермической модели привлекает внимание подъем изотерм в Предуральском прогибе. Уже отмечалось, что в восточной части Предуральского прогиба выделена Исимовская положительная аномалия теплового потока. Из-за небольших размеров аномалии расчеты модели проводились по фоновому тепловому потоку. Тектоническая обстановка в районе Исимовской аномалии довольно сложная — здесь проходит фронтальная зона надвига Саратовской чешуи Предуральского прогиба. Отметим еще такие особенности геологической обстановки в этой части Предуральского прогиба, как уменьшение мощности земной коры до 35 км, длительное, не менее чем до триаса включительно, протекание тектонических процессов и аномально высокие палеотемпературы в пермских и каменноугольных отложе-

ниях [6]. Неглубокое залегание поверхности Мохо и высокие современные и палеотемпературы косвенно могут свидетельствовать о некоторой активизации мантии. Однако разогрев верхней части осадочной толщи возможен из-за проникновения в верхние горизонты глубинных флюидов по зонам нарушений, которое вполне возможно при большой активности тектонических процессов. Положительные аномалии, приуроченные к зоне сочленения Предуральского прогиба с Зилаирским синклиналием, увязываются с гидрогеологическими данными о том, что именно в проницаемых зонах надвигов осуществляется разгрузка подземных вод различных гидрогеологических зон [7]. Район Исимовской аномалии теплового потока можно выделить как перспективный для использования геотермальной энергии.

Таким образом, аномально низкие тепловые потоки в западной части Уральской эвгеосинклинали могут быть обусловлены влиянием погружающейся к востоку зоны ультрабазитового меланжа Главного Уральского разлома в совокупности с такими факторами, как пониженное содержание радиогенных источников тепла в верхней части разреза и в гранито-гнейсовом слое и подъем кровли базальтового слоя. Пониженные значения теплового потока должны наблюдаться восточнее выхода Главного Уральского разлома на поверхность.

Приведенные материалы показывают, что характер современного геотермического поля по профилю определяется распределением радиогенных источников тепла в земной коре и распределением неоднородностей тепловых свойств разреза. В тепловом поле находят отражение история развития и современное тектоническое строение региона.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аржавитин П. В., Аржавитина М. Ю. Вулканогенные формации Магнитогорского мегасинклиналия. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. Вып. 5. Уфа, 1972, с. 35—62.
2. Булашевич Ю. П., Шапов В. А. Новые данные об аномально низком тепловом потоке Тагильского синклиналия. — Докл. АН СССР, 1986, т. 290, № 1, с. 173—176.
3. Голованова И. В. О применении измерителя теплопроводности ИТ-А-400 для изучения горных пород. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1984, № 10, с. 99—101.
4. Гордиенко В. В. Тепловые аномалии геосинклиналией. Киев, Наукова думка, 1975. 141 с.
5. Камалетдинов М. А. Покровные структуры Урала. М., Наука, 1974. 229 с.
6. Палеогеотермические критерии размещения нефтяных залежей / И. И. Аммосов, В. И. Горшков, Н. П. Гречишников, Г. С. Калмыков. М., Недра, 1977. 156 с.
7. Попов В. Г. Гидрогеохимия и гидрогеодинамика Предуралья. М., Наука, 1985. 278 с.
8. Романов В. А. Тектоника Магнитогорского мегасинклиналия. Уфа, 1985. 112 с.

Средние значения теплопроводности, использованные при расчетах температуры, Вт/(м · К)

Слой	Температура, °С								
	0	50	100	150	200	250	300	350	400
Вулканогенно-осадочный:									
породы основного состава	3,13	2,85	2,75	2,61	2,56	2,45	2,40	2,36	2,33
породы среднего состава	2,71	2,61	2,58	2,47	2,45	2,35	2,29	2,26	2,25
Гранито-гнейсовый	2,62	2,42	2,37	2,26	2,14	2,07	2,00	1,98	1,95
Базальтовый	3,12	2,80	2,73	2,63	2,53	2,42	2,38	2,36	2,33
Подкорковый	4,38	3,90	3,65	3,44	3,24	3,01	2,94	2,88	2,77



9. Салтыков В. Ф., Рихтер Я. А. Сравнительный анализ поведения радиоактивных элементов в магматических формациях Южного Урала.— В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск, Наука, 1975, с. 121—125.

10. Сальников В. Е. Геотермический режим Южного Урала. М., Наука, 1984. 88 с.

11. Сальников В. Е., Огарин И. С. Зона аномально низких тепловых потоков на Южном Урале.— Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 6, с. 1456—1459.

12. Соколова Л. С. Геотермический метод оценки температур земной коры.— Геол. и геофиз., 1975, № 7, с. 103—109.

13. Хрычев Б. А. О горизонтальных движениях земной коры на Урале по данным ГСЗ.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1980, № 9, с. 29—37.

14. Хуторской М. Д. Тепловой поток в областях структурно-геологических неоднородностей. М., Наука, 1982. 77 с.

УДК 550.36:551.14(575)

Т. Аширов, В. В. Гордиенко

### ТЕПЛОВАЯ МОДЕЛЬ ЛИТОСФЕРЫ ВДОЛЬ ПРОФИЛЯ КОПЕТДАГ—АРАЛЬСКОЕ МОРЕ

Профиль ГСЗ Копетдаг — Аральское море проходит в суб-меридиональном направлении в основном по структурам центральной части эпигерцинской Туранской плиты (Центральнокаракумскому своду — пк 140—280, Амударьинской впадине — пк 280-450). На юге профиль пересекает Предкопетдагский прогиб (пк 25—140) и входит в окраинную часть альпийской складчатой системы Копетдага. Впрочем, глубинное строение последней практически не представлено на скоростном разрезе [3]. Северная часть профиля располагается в пределах эпигерцинской плиты Урало-Монгольского складчатого пояса (пк 450—620), пересекает поднятие Султануиздага и заканчивается в Южно-Аральской впадине (рис. 1).

Таким образом, возраст геосинклинальной складчатости фундамента на всем протяжении профиля представляется очевидным. Однако собственно складчатые зоны герцинид играют в структуре фундамента подчиненную роль. Основная часть профиля проходит по массивам, которые под осадочным чехлом сложены метаморфическими породами докембрия. Не во всех случаях можно достоверно отделить образования типа срединных массивов герцинид от собственно докембрийских платформенных глыб. В первых на герцинском этапе проходили активные процессы метаморфизма, магматизма, блоковых перемещений, во вторых сохранился платформенный режим. Глубинные температуры того времени в таких районах резко различны, и их влияние на современную тепловую модель должно быть учтено.

Имеются разнообразные геолого-геофизические факты, позволяющие считать фундамент Предкопетдагского прогиба и южного склона Туранской плиты (примерно до пк 150—160) предположительно платформенным, а севернее — герцинским [6].

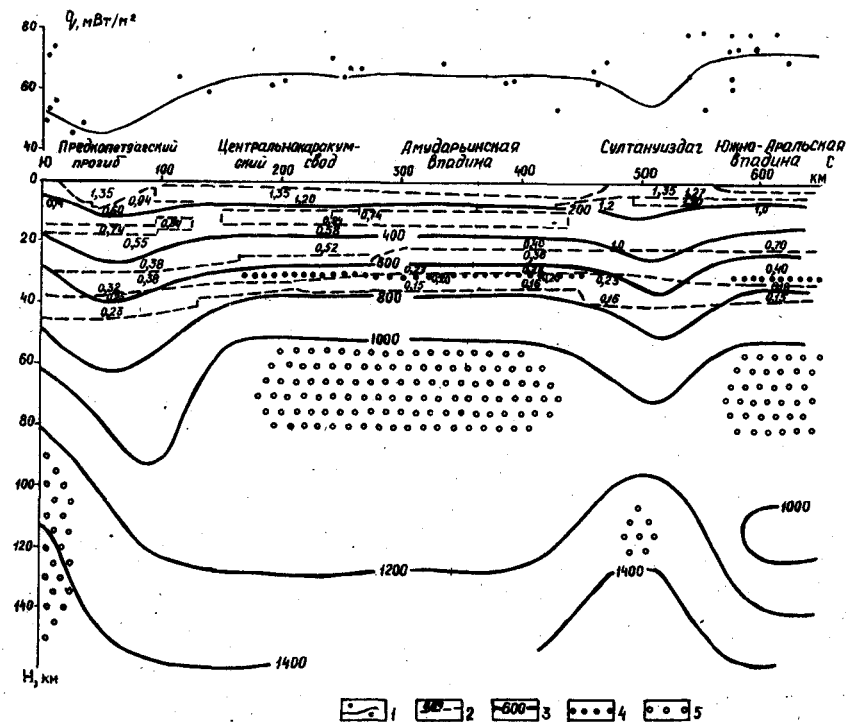


Рис. 1. Тепловая модель литосферы вдоль профиля ГСЗ Копетдаг — Аральское море.

1 — тепловой поток (точки — наблюдаемые, линия — расчетные значения); 2 — радиогенная теплогенерация пород земной коры, мкВт/м<sup>3</sup> и границы зон разной теплогенерации; 3 — изотермы, °С; 4 — слой возможного частичного плавления в коре; 5 — зоны возможного частичного плавления в мантии.

Именно такая трактовка и была использована в данной работе.

На территории эпигерцинской плиты в районе профиля встречены различные признаки молодой, неоген-четвертичной активизации. Она проявляется в поднятии Султануиздага, менее заметном воздымании Центральнокаракумского свода, оживлении разломов и гидрохимических аномалиях Амударьинской впадины [6], увеличении теплового потока (ТП) во многих районах. Перечисленные признаки развиты на ограниченных территориях (да и поднятие Центральнокаракумского свода трудно считать достаточным свидетельством неплатформенной активизации: амплитуда перемещений в неоген-четвертичное время невелика), часто активизацию можно лишь предполагать по росту ТП по сравнению с характерным для типичных неактивизированных эпигерцинских плит. По этому параметру активизация предполагается на Центральнокаракумском своде и севернее Султануиздага (в пределах последнего она очевидна).

Таким образом, активизацию можно допустить почти на всей пересекаемой профилем части эпигерцинской плиты, за исключением небольшого фрагмента южнее Султануиздага. Из сказанного выше видна условность принятого деления. Не исключено, что в недрах упомянутого неактивизированного фрагмента плиты происходят не менее интенсивные глубинные процессы, чем в местах выделенной активизации. Просто здесь менее изучен ТП или молодой источник тепла еще не проявился в хорошо выраженной аномалии.

ТП в районе профиля изучался длительное время различными авторами [1, 2, 4, 5 и др.]. В результате оказалось возможным довольно достоверно представить его региональное распределение вдоль большей части профиля. Практически неисследованным остался только район южнее Султануиздага.

Находящаяся на территории СССР внешняя часть структуры Копетдага изучена по ТП еще довольно слабо для такого тектонически и геотермически сложного региона. Средний глубинный теплоток (на уровне оценок он очищен от эффектов приповерхностного происхождения) близок к  $70\text{--}75\text{ мВт/м}^2$ . Он неплохо соответствует обычным ТП альпийских складчатых зон (Карпат, Кавказа, Альп и др.). На окраине складчатой зоны ТП, по-видимому, ниже. В Предкопетдагском прогибе он сокращается до  $45\text{--}50\text{ мВт/м}^2$  (эти значения установлены всего в четырех пунктах), что также характерно для альпийских геосинклиналей, граничащих с докембрийской платформой. Уровень ТП сокращен здесь и по сравнению с прилегающей частью активизированной эпигерцинской платформы, где наблюдаются его значения в среднем около  $65\text{ мВт/м}^2$ .

В Южно-Аральской впадине располагаются сложные и интенсивные аномалии ТП, в пределах которых встречены значения до  $100\text{--}110\text{ мВт/м}^2$ . Наиболее распространенные ТП — около  $75\text{ мВт/м}^2$ .

Между двумя районами высоких ТП, возможно, имеется относительное понижение южнее Султануиздага. По данным редкой сети определений на значительном расстоянии от профиля ТП зоны можно оценить в  $50\text{ мВт/м}^2$ .

В каждом из указанных районов тепловой поток осложнен различными локальными аномалиями. В данной работе они не рассматриваются, поэтому далее будем оперировать региональными средними значениями. Они использованы в качестве экспериментальной геотермической основы для построения тепловой модели литосферы. Методика достаточно подробно изложена в работе [6], здесь будут отмечены только основные ее элементы.

Построение модели проводилось в несколько этапов. Глубинные температуры (Т) и ТП устанавливались как сумма двух распределений — нормального и аномального. Нормальными считались распределения Т и ТП, отвечающие теплогенерации (ТГ) за счет распада радиоактивных элементов в коре и тепловому

потоку из неактивизированной (неподвижной в течение достаточно долгого времени) мантии докембрийской платформы. ТП из мантии, в свою очередь, считался обусловленным как малоинтенсивным радиоактивным распадом в ее пределах, так и длительным остыванием вещества мантии. Аномальные Т и ТП связаны с активными процессами в недрах регионов, которые в фанерозое проходили неплатформенные этапы развития. Считалось, что эти процессы развивались в соответствии с полиморфно-адвекционной гипотезой [6].

Первая задача — объяснение наблюдаемого распределения ТП.

Вначале был вычислен коровый радиогенный тепловой поток. Для расчета использовались ТГ, установленные по скоростям продольных сейсмических волн ( $v_p$ ) по данным ГСЗ [3]. Для всех пород осадочного слоя принималась одна величина ТГ —  $1,35\text{ мВт/м}^3$ . Известные данные о различиях в теплогенерации пород осадочного слоя региона не обеспечивают расчета ТГ на всю его мощность и, по-видимому, не создают резких аномалий расчетного ТП. Поэтому они не применялись. Глубже, в консолидированной коре для определения ТГ использовалось выражение  $TG = 1,35 \exp 1,5(6 - v_p)$  [6]. Оно получено для нормального распределения Т. В большинстве пересекаемых профилем районов коровые Т выше, что сказывается на величинах  $v_p$ . Поэтому вначале были оценены коровые Т путем решения обычной стационарной задачи (расчет Т по ТП) и внесены поправки в значения скоростей. Эта процедура не отражает влияния на скорости дилатационной трещиноватости пород, поэтому последняя была учтена особо. Возможно, учет был не совсем полон и часть значений ТГ на глубинах порядка  $10\text{--}15\text{ км}$  в некоторых районах может оказаться несколько завышенной. Полученные значения ТГ представлены на рис. 1.

Обусловленный ими коровый ТП составляет около  $30\text{ мВт/м}^2$  с некоторым повышением в районе Султануиздага и севернее — до  $35\text{ мВт/м}^2$ . В остальных районах колебания корового ТП получены в пределах погрешности расчета.

Нормальный мантийный ТП на профиле был принят равным  $16\text{ мВт/м}^2$ . Эта величина характерна для всех изученных регионов, продемонстрировавших способность к активизации в фанерозое. Таким образом, на большей части профиля нормальный ТП составляет около  $45\text{ мВт/м}^2$ , в северной части он повышен до  $50\text{ мВт/м}^2$ .

Затем был учтен ТП, вызываемый геосинклинальными процессами. В альпийской геосинклинали он резко увеличивается от 0 до  $25\text{--}35\text{ мВт/м}^2$  во внутренних районах, на ее окраине составляет от 0 до  $5\text{--}10\text{ мВт/м}^2$ . Именно такие аномальные ТП должны быть характерны для внешних зон Копетдага. В герцинидах геосинклинальный ТП уже очень ослаблен, находится на уровне  $7\text{ мВт/м}^2$  во внутренних районах геосинклинали и сокращается

до первых единиц на ее периферии и в пределах Предкопетдагского прогиба.

ТП, связанный с молодой активизацией, можно довольно точно вычислить только при наличии детальной и достоверной геологической информации о ходе процесса. Как отмечено выше, такие данные отсутствуют. Поэтому в недра эпигерцинской плиты были введены типичные механизмы активизации: адвекционное перемещение вещества реликтовой астеносферы под кору и в кору с подошвой перегретого объема на глубине 65 км и кровлей от 20 до 10—15 км. Возраст разных частей внедрений составлял 20—30 млн лет и менее. Получены аномальные ТП — 15 и 20—25 мВт/м<sup>2</sup> соответственно.

Суммируя вычисленные величины ТП, получим на окраине Копетдага 50—55 мВт/м<sup>2</sup>, в Предкопетдагском прогибе — 45—50 мВт/м<sup>2</sup>, на неактивизированной части плиты — 50—55 мВт/м<sup>2</sup>, на активизированной — 65 и 75 мВт/м<sup>2</sup> в зависимости от варианта типичного процесса активизации.

Расчетные ТП с большой точностью совпадают с наблюдаемыми региональными его распределениями. Сопоставление их с конкретными ТП в окрестностях профиля обнаруживает среднее отличие около 7 мВт/м<sup>2</sup> (рис. 1), что вполне объясняется погрешностью определения ТП и неучтенными локальными аномалиями.

Примененный способ анализа ТП представляется наиболее объективным: в нем практически отсутствует подбор по наблюдаемым значениям теплопотока. Элементы подбора по необходимости сохранены только при истолковании уровня поля в зоне активизации, но это — следствие недостаточной геологической информации.

Проведенное рассмотрение ТП позволяет перейти к расчету глубинных Т в литосфере, используя те же источники тепла, которые дали возможность объяснить тепловой поток.

Вначале была рассчитана нормальная составляющая. В коре вычисления Т проведены при указанных ТГ и фиксированном ТП из мантии — 16 мВт/м<sup>2</sup>. Использовались значения теплопроводности пород разных слоев земной коры с учетом температуры и давления\*. Применены два варианта теплопроводности: по осредненным данным и для пород Средней Азии. Различия в вычисленных Т не превышают десятков градусов в нижней части коры. Небольшой получилась и разница между разными блоками земной коры. В верхней мантии температурное распределение было продолжено в соответствии с одним из вариантов нормальной мантийной модели [6], на разделе Мохо оно давало те же Т, что и вычисленные нами «сверху» (для коры). Все различия между температурами блоков (фактически речь шла об отличии Т

северного блока от остальных) сглаживались примерно к 150 км.

Расчетные нормальные Т составляли: на разделе М (35—40 км) — 550—600 °С, на глубине 100 км — 1000—1050 °С, на 150 км — 1150—1200 °С. На это распределение наложены аномальные Т в активных регионах (в нашем случае — на всем профиле, так как даже в Предкопетдагском прогибе глубинные Т отличаются от нормальных за счет боковых влияний из активных соседних районов).

Прежде всего были учтены Т, создаваемые герцинской и альпийской геосинклиналями. Размеры источников тепла столь велики вкостр профиля, что в принципе возможно решение двумерной задачи, но система вычислений предполагает трехмерные объекты, поэтому все размеры были заданы по имеющимся геологическим сведениям о размерах структур. Затем, также с учетом конкретных размеров, были вычислены тепловые эффекты зон молодой активизации. Верхние кромки источников в этом случае были приняты разными для двух рассматриваемых аномалий (см. выше).

Результаты расчета Т приведены на рис. 1. Очевидно по всему ходу расчета, что построенная тепловая модель литосферы региональна, не учитывает локальных особенностей ряда районов, но их изучение и не было предметом нашего анализа. Напротив, после построения нашей региональной модели и отвечающего ей ТП могут быть обоснованно выделены и проинтерпретированы некоторые локальные аномалии.

Температуры в коре и верхах мантии вдоль профиля оказываются в среднем довольно высокими. Лишь глубже 150 км их рост сокращается на эпигерцинской плите, так как именно в этом интервале глубин располагалась реликтовая герцинская астеносфера, из которой при активизации был вынесен вверх перегретый материал. В настоящее время он заменен опустившимся относительно холодным веществом подкоровой части мантии и, в меньшей степени, коры. Исключение — фрагмент реликтовой астеносферы в недрах неактивизированной части плиты (рис. 1).

На глубине около 150 км достигается 1400 °С. Только в окраинной части Копетдага Т выше. Во внутренних районах этой геосинклинали значения Т еще резко увеличены по сравнению с недрами плиты, но эта перегретая зона находится уже за пределами профиля.

Модель позволяет выделить несколько интервалов глубин, где возможно частичное плавление пород коры и верхней мантии. Плавление считалось достоверно достигнутым, когда Т превышали «сухой» солидус мантийных пород и солидус в присутствии воды (т. е. для пород амфиболитовой фации, выделяющих при прогреве воду) в коре. Аргументы в пользу такого выбора приведены в работе [6].

Солидус мантийных пород не достигается ни в одном из районов на всем протяжении профиля. Но существуют довольно обширные зоны, где расчетные Т отличаются от солидуса меньше чем

\* См. статью «О теплопроводности слоев земной коры и верхних горизонтов мантии» в настоящем сборнике.

на величину погрешности расчета глубинной  $T$  — около  $100^\circ\text{C}$ . Здесь в принципе возможна небольшая степень частичного плавления, хотя полной уверенности в выделении такого объекта быть не может. Для подтверждения его реальности необходимо обращение к данным других методов.

В коре активизированных герцинид, вероятно, достигаются  $T$  частичного плавления пород амфиболитовой фации. Но и здесь точность выделения объектов невелика:  $T$  более  $600^\circ\text{C}$  должны быть достигнуты выше подошвы переходного слоя коры (где еще возможны указанные породы, хотя бы в небольшом количестве), в нашем случае изотерма и подошва практически совпадают. Если учесть, что каждая из глубин определена с точностью несколько километров, о мощности слоя частичного плавления говорить не приходится: ее определить нельзя. Ясно лишь, что мощность невелика — порядка первых километров. Мощность мантийных зон возможного частичного плавления существенно больше — около  $25\text{ км}$ .

Слой частичного плавления в коре должен отражаться в понижении скоростей сейсмических волн. Но при достигнутой степени плавления влияние на скорости незначительно — на уровне первых десятых долей километра в секунду. Некоторое понижение (или сокращение вертикального градиента скорости почти до нуля) просматривается на скоростном разрезе в интервале глубин  $25\text{—}30\text{ км}$ . Более выразительна зона инверсии скорости на глубинах  $12\text{—}15\text{ км}$ . Она скорее всего связана также с особенностью температурного разреза: здесь достигается температура  $400^\circ\text{C}$ , при которой создаются условия для дилатансионного разрушения пород.

Зоны частичного плавления и дилатансионной трещиноватости (трещины могут быть заполнены флюидами) использовались для прогнозирования слоев повышенной электропроводности в литосфере. Сделанные оценки указывают на сравнительно низкую суммарную продольную проводимость каждого из слоев — на уровне сотен сименс. В целом проводимость всей слоистой структуры может достигать  $1000\text{ См}$ , что сопоставимо с параметрами осадочного чехла региона. Естественно, такой объект геоэлектрическими методами выделяется с трудом. Тем не менее в изучаемом районе он обнаружен, причем с прогнозом согласуются оценки суммарной продольной проводимости и порядок глубины [6].

Можно отметить также, что тепловая модель прошла некоторую проверку на соответствие гравитационному полю региона. Распределение температуры в тектоносфере (примерно до  $500\text{ км}$ ) вместе с представлениями об изменениях состава и полиморфных преобразованиях вещества мантии послужило основой для создания плотностной модели тектоносферы. Решением прямой задачи был определен гравитационный эффект тектоносферы, совпавший с наблюдаемым гравитационным полем в рамках погрешностей вычисления.

Таким образом, проведенная работа позволила построить теп-

ловую модель литосферы вдоль профиля ГСЗ Копетдаг—Аральское море, удовлетворяющую: 1) имеющимся представлениям о геологической истории региона и отвечающим ей глубинным процессам (в рамках полиморфно-адвекционной гипотезы); 2) региональному распределению теплового потока; 3) сведениям об электропроводности недр Туранской плиты. Модель не противоречит также скоростному разрезу коры и наблюдаемому гравитационному полю.

Тот же подход был использован при построении моделей литосферы вдоль других профилей ГСЗ, проходящих по Туранской плите и продолжающихся за ее пределами (Атрек—Сагиз, Теджен—Карабекаул, Фараб—Тамдыбулак и др.). Результаты по профилю Западно-Туркменская впадина — Устюрт, представляющему собой южную часть профиля Атрек—Сагиз, приведены на рис. 2 [6].

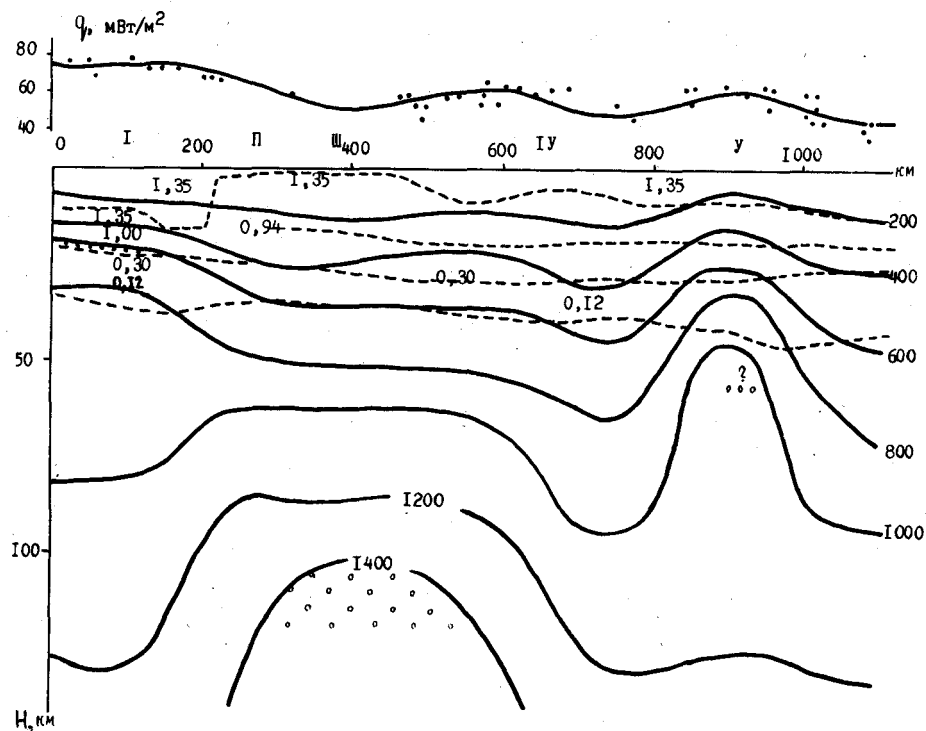


Рис. 2. Тепловая модель литосферы вдоль профиля ГСЗ Западно-Туркменская впадина — Устюрт.

Условные обозначения см. на рис. 1.

I — Западно-Туркменская впадина; II — Балхан; III — Кара-Богазский свод; IV — Мангышлак; V — Устюрт.

дарьинская депрессия, где вдали от профиля получены различные ТП — аномальные и неаномальные; Каратау, где определенный мало и результаты противоречивы. Система поправок к ТП на изучаемой территории еще не разработана (в некоторых районах очевидно сильное влияние перетоков вод), на рисунок (рис. 1) вынесены его наблюдаемые значения.

Средние значения ТП в пересекаемых профилем тектонических единицах оцениваются так ( $\text{мВт}/\text{м}^2$ ): Амударьинская впадина — 58, Среднесырдарьинская впадина (изученная часть) — 53, Сарысу-Тенизское поднятие — 44, Тенизская впадина и Кокчетавское поднятие — 42. Центральнокызылкумское поднятие и Чу-Сарысуйская впадина представлены на профиле аномалиями с интенсивностью порядка  $80 \text{ мВт}/\text{м}^2$ , отмечены и значения  $100\text{—}120 \text{ мВт}/\text{м}^2$ .

Построение тепловой модели литосферы было проведено в рамках методики, неоднократно использовавшейся для этих целей во многих районах Евразии, в частности в Средней Азии и Казахстане [5]. Расчеты выполнялись для дву- и трехмерных источников тепла, стационарных и нестационарных в зависимости от их природы. Подробно методика расчета и вычислительные формулы описаны в работе [5], здесь будет представлена только последовательность основных процедур построения модели. Она основана на восстановлении истории глубинных процессов в регионе, из которой непосредственно следует тепловая история его недр.

Считалось, что активные процессы в фанерозое протекали на фоне некоторого нормального распределения температуры (Т) в тектоносфере, созданного предшествующей докембрийской историей континентальных регионов. Рассмотрены ее варианты и построены соответствующие распределения Т [5]. Они заметно (до  $200\text{—}250^\circ\text{C}$ ) различаются в средней части верхней мантии. Поэтому необходим выбор местного варианта модели, зависящий от корового ТП, обусловленного строением и составом коры, и ТП из мантии.

Последний вопрос решается просто: на достигнутом уровне знаний приходится всем регионам, продемонстрировавшим способность к активизации в фанерозое, приписывать нормальный мантийный ТП  $16 \text{ мВт}/\text{м}^2$ .

Для решения первого вопроса необходимо определить теплогенерации (ТГ) коровых пород. Они устанавливались по скоростному разрезу коры [2 и др.]. Поскольку он известен не на всем протяжении профиля, в пределах его значительных частей пришлось довольствоваться оценкой ТГ по слоям коры, которые обладают, по имеющимся данным, примерно одинаковыми средними скоростями. Лишь на юге (на профиле Фараб—Тамдыбулак) и на крайнем севере была возможной некоторая дифференциация. В коре ТГ по скорости продольных сейсмических волн ( $v_p$ ) рассчитывалась по формуле  $\text{ТГ} = 1,35 \exp 1,5(6 - v_p)$ ,

где ТГ — в  $\text{мВт}/\text{м}^3$ ,  $v_p$  — в км/с. В осадочных породах  $\text{ТГ} = 1,35 \text{ мВт}/\text{м}^3$ . В районах аномалий ТП коровые Т отличались от нормальных, для которых получен приведенный вид связи ТГ и  $v_p$ . Здесь внесены поправки за температуру в  $v_p$ .

В гранитном слое на протяжении большей части профиля ТГ получилась в среднем равной  $1,05 \text{ мВт}/\text{м}^3$ , на юге удалось выделить разновидности блоков с ТГ  $1,05\text{—}1,25 \text{ мВт}/\text{м}^3$ . Возможно, в районе пк  $150\text{—}250$  ТГ несколько завышена из-за неполного учета влияния на скорость дилатансионной трещиноватости пород. На северном конце профиля ТГ сокращена до  $0,9 \text{ мВт}/\text{м}^3$  из-за резкого роста средней скорости в гранитном слое.

Скорость в переходном (диоритовом) слое практически на всем протяжении профиля, по имеющимся данным, выдержана. Соответственно ТГ почти не меняются, сохраняясь на уровне  $0,56 \text{ мВт}/\text{м}^3$ . Более изменчивы  $v_p$  в базальтовом слое, что, впрочем, можно обнаружить только в южной части профиля. Здесь получены значения ТГ  $0,18\text{—}0,35 \text{ мВт}/\text{м}^3$ , севернее они сохраняются на уровне  $0,32 \text{ мВт}/\text{м}^3$ .

Расчетный ТП из коры изменяется в относительно узких пределах —  $25 \pm 3 \text{ мВт}/\text{м}^2$ , в сумме с нормальным мантийным он достигает  $41 \pm 3 \text{ мВт}/\text{м}^2$ .

Вклад палеозойских геосинклиналей в современный ТП составляет для каледонид  $2\text{—}3 \text{ мВт}/\text{м}^2$ , для герцинид —  $7 \text{ мВт}/\text{м}^2$ . Такие значения ТП (еще не учитывающие влияния молодой активизации) дают возможность объяснить наблюдаемые его величины на большей части профиля (пк  $300\text{—}600$ ,  $1050\text{—}1800$ ). Следовательно, здесь отсутствуют дополнительные источники тепла, которые проявлялись бы в современном ТП. Это утверждение вступает в противоречие с признаками активизации Казахского мелкосопочника и будет рассмотрено ниже специально. Совершенно условно (так как ТП здесь не изучен) такая ситуация была распространена и на часть Среднесырдарьинской впадины (пк  $300\text{—}500$ ).

На пк  $0\text{—}300$  и  $600\text{—}1050$  очевидны аномалии теплового потока, не объясняемые нормальным ТП и вкладом геосинклиналей. Здесь же отмечены и геологические признаки молодой активизации (они неизвестны только в Чу-Сарысуйской впадине). Поскольку в регионе отсутствуют проявления молодого магматизма, которые позволили бы точно определить тип эндогенного режима и датировать его этапы, были использованы варианты источников тепла, наиболее характерные для активизации эпигерцинских плит. Они отвечают процессам, начавшимся  $20\text{—}30$  млн лет назад и сформировавшим вторжения перегретого вещества из реликтовой астеносферы в интервалы глубин  $20\text{—}65$  и  $10\text{—}65$  км. Аномалии ТП при достаточной ширине зон (в нашем случае это вполне достигнуто) составляют соответственно  $10\text{—}15$  и  $25\text{—}30 \text{ мВт}/\text{м}^2$ . Расчетный ТП с такими добавками

(менее интенсивная аномалия введена в Амударьинской впадине, более интенсивные — в Центральных Кызылкумах и Среднесырдарьинской впадине) хорошо согласуется с наблюдаемым, хотя средняя величина расхождений довольно велика — 8—10 мВт/м<sup>2</sup>. Она полностью может быть оправдана ошибкой определения ТП и наличием локальных аномалий.

При расчете температуры литосферы использовались те же источники тепла, которые дали возможность объяснить ТП. Вначале определены нормальные Т. Для коры они вычислены в рамках стационарной задачи с использованием расчетного нормального ТП, ТГ коровых пород, их теплопроводности. Зависимость теплопроводности от температуры и давления в реальных условиях коры привела к значениям этого параметра около 2,5 Вт/(м·К) в большинстве блоков, пересекаемых профилем\*. На разделе Мохо получаем нормальную Т около 450—500 °С, что отвечает среднему варианту нормальной модели [5]. В соответствии с нею температуры продолжены в мантию: 100 км — 850 °С, 150 км — 1100 °С.

Учет источников тепла геосинклинали и особенно зон молодой активизации приводит к принципиальному изменению простой нормальной тепловой модели (рис. 1). Температура на разделе М изменяется в пределах 500—550 °С, с глубиной ее контрасты несколько сглаживаются, но все же перепад на 100 км достигает 150—200 °С. Особенно высокими Т выделяются (в рассматриваемых интервалах глубин; глубже, на 150—200 км — картина иная) районы аномалий ТП. Здесь вещество части коры и верхов мантии приближается к солидусу или (в коре) превышает его.

Необходимо уточнить представление о солидусе в коре и мантии, поскольку в различных геотермических работах используются весьма отличающиеся друг от друга варианты. В изучаемом регионе нет сведений о наличии в мантии значительных количеств амфибола, который при нагревании мог бы выделить воду и обеспечить «мокрый» солидус. Поэтому считалось, что заметное количество расплава (выше 1%) появляется в мантии на глубинах 50—60 км при температуре «сухого» солидуса — 1200—1250 °С. Такой уровень нагрева нигде на протяжении профиля не установлен. Однако расчетные Т верхов мантии в районах аномалий ТП весьма близки к нему, отличаются от солидуса менее чем на 100 °С, что сопоставимо с ошибкой расчета. На рис. 1 такие зоны показаны в качестве областей возможного частичного плавления.

В средней части коры частичное плавление считалось достигнутым, если Т превышала 600—650 °С в интервале глубин,

где еще возможны породы амфиболитовой фации метаморфизма (над подошвой переходного слоя). Такая степень нагрева достигнута под всеми аномалиями ТП.

В нижней коре (базальтовый слой), где представлены основные породы в гранулитовой фации метаморфизма, для достижения частичного плавления необходимы 1050—1100 °С. Этот уровень достигается под наиболее интенсивными аномалиями ТП. Здесь зоны частичного плавления в низах коры практически продолжают мантийные.

Таким образом, в коре и верхней мантии под южной частью профиля (до ПК 1000) могут быть развиты два слоя частичного плавления, выделенных с разной степенью вероятности. Их мощности сравнительно невелики: 2—10 км в коре и 10—20 км в мантии. Степень частичного плавления в нижнем слое, если он вообще реализуется, незначительна, в верхнем — может достигать нескольких процентов.

Такой объект должен выделяться на скоростном разрезе коры заметной аномалией — в несколько десятых долей километра в секунду. На профиле Карактау — Николаевка обнаружение его невозможно из-за неточности (а на некоторых участках — и отсутствия) скоростного разреза. На профиле Фараб — Тамдыбулак указанный слой частичного плавления отчетливо фиксируется отрицательной скоростной аномалией интенсивностью 0,2—0,8 км/с. Интересно отметить, что севернее ПК 250 зона пониженных скоростей уже не выделяется. Это может свидетельствовать об отсутствии тепловой аномалии в пересекаемой профилем части Среднесырдарьинской впадины, хотя в других ее районах аномалии ТП обнаружены. Конечно, приведенный аргумент — не решающий. Отсутствие хорошо выраженной скоростной аномалии может быть связано с другими особенностями разреза.

Выше рассмотренного интервала глубин (20—30 км), на уровне прохождения изотермы 400 °С располагается второй слой пониженных скоростей. Его природа, вероятно, также косвенно связана с тепловым режимом района аномалий. Именно такая степень нагрева необходима для образования дилатационной трещиноватости в породах гранитного слоя при наличии нелитостатических напряжений. Их существование легко представить в зонах молодой активизации как следствие перемещений блоков коры поднятий и интенсивного роста коровых температур, создающих термоупругие напряжения.

Выделение скоростной аномалии в верхах мантии, отвечающей предполагаемому слою частичного плавления, практически невозможно. Во-первых, степень частичного плавления столь низка, что аномалия  $v_p$  не должна превышать 0,1 км/с, и в большей степени на скорости скажется перегрев мантийных пород по сравнению с нормальной Т, которой отвечают нормальные скорости. Во-вторых, зоны частичного плавления (по крайней

\* Обоснование связи теплопроводности с  $p$ - $T$ -условиями см. в статье «О теплопроводности слоев земной коры и верхних горизонтов мантии», помещенной в настоящем сборнике.

мере, на профиле Карактау — Николаевка) невелики по размеру, что затрудняет их выделение. В-третьих, на значениях  $v_p$  в породах подкоревой части мантии сказывается изменение их состава в процессе активизации, ведущее к росту скорости на 0,3 км/с [5]. Перечисленные влияния противоположного знака должны примерно компенсироваться. Действительно, наблюдаемые  $v_p$  в районе профиля Фараб — Тамдыбулак не отличаются от нормальных: 8,0—8,2 км/с.

По тепловой модели могут быть спрогнозированы зоны высокой проводимости в коре и мантии, а сравнение их с полученными в процессе геоэлектрических исследований может обеспечить дополнительный контроль тепловой модели. Зоны должны располагаться в коре как в слое дилатационной трещиноватости, так и в слое частичного плавления. В последнем случае их суммарная продольная проводимость невелика — порядка 1000 См. Такие объекты выделены в Центральнокызылкумском поднятии [5], однако диагностика нижележащего затруднена из-за мощного экранирующего влияния верхних проводников, часть которых имеет явно нетепловую природу. И все же по геоэлектрическим данным существование проводников в средней части коры (20—30 км) и верхах мантии представляется весьма вероятным. Отметим, что зона проводимости на глубине 20—30 км может существовать, по данным МТЗ, и в Среднесырдарьинской впадине вблизи профиля, что противоречит выводу, сделанному на основе скоростного разреза.

Таким образом, тепловая модель в пределах профиля Фараб — Тамдыбулак в целом неплохо отвечает данным других геофизических методов, но обнаруживается и зона противоречий, которые могут быть разрешены в первую очередь дополнительными исследованиями ТП.

Следует специально рассмотреть достоверность тепловой модели в северной части профиля. Севернее пк 1000 и до пк 1700 профиль проходит по поднятию Казахского мелкосопочника. В пределах Сарысу-Тенизского и Кокчетавского поднятий отметки рельефа превышают 500 м, в первом из названных районов достигают 110 м. Многочисленные признаки свидетельствуют о молодости рельефа, т. е. геологически небольшом возрасте активизации. Внешне этому противоречит низкий ТП района. Хотя здесь и наблюдаются отдельные повышенные ТП [3 и др.], трудно допустить, что именно они характеризуют глубинную составляющую, а остальные (их большинство) понижены влиянием приповерхностных помех.

Сочетание низкого ТП и активных процессов в недрах амагматических орогенов в принципе вполне возможно и уже рассматривалось авторами (горы Скандинавии, Урал). Оно достигается при молодом возрасте и большой глубине источника тепла. Модель для такого своеобразного теплового объекта, лишенного контроля ТП, разработана слабо, проверена в ограниченном числе

регионов небольшим числом геофизических методов. Но представляется все же необходимым построить и этот вариант глубинных Т для недр Казахского мелкосопочника.

Наиболее вероятна активизация недр Сарысу-Тенизского и Кокчетавского поднятий. Тогда в недрах этих структур будут принципиально иные Т, чем в случае отсутствия активизации. Соответствующие изотермы показаны на рис. 1 пунктиром. Очевидно, что начиная с глубины 65 км можно предполагать частичное плавление, с глубины около 80 км оно становится достоверным: превышает «сухой» солидус. Мощность зоны частичного плавления может достигать 80—90 км. Температуры

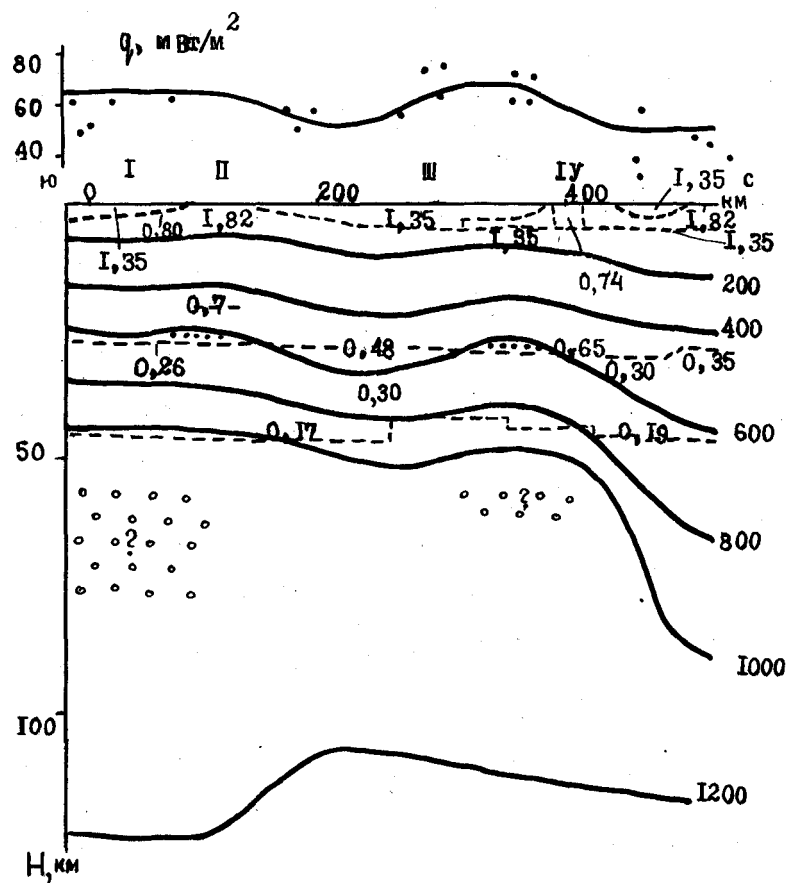


Рис. 2. Тепловая модель литосферы вдоль профиля Арысь—Балхаш.

Условные обозначения см. на рис. 1.

I — Среднесырдарьинская впадина; II — поднятие Каратау; III — Чу-Сарысульская впадина; IV — Чу-Илийское поднятие.

приближаются к существовавшим до активизации лишь на глубине около 200 км.

Такой мощный аномальный объект должен отражаться в скоростном разрезе верхней мантии. Однако авторам неизвестны сейсмологические данные по району. Имеются сведения лишь для районов, расположенных южнее [2].

Существует геоэлектрическая информация для Кокчетавского поднятия. Она указывает на наличие проводящего объекта в недрах [5]. Детальная интерпретация пока не проведена, приблизительно оценена лишь глубина кровли объекта — около 30—40 км, проводник располагается скорее в мантии, чем в коре.

Таким образом, построение модели литосферы вдоль профиля Фараб — Николаевка позволило выделить ее более или менее достоверные элементы. Для уточнения результата (особенно для выяснения реальности перегретой глубинной зоны в области низких ТП) необходимы дополнительные как геотермические, так и сейсмологические и геоэлектрические исследования.

Методика построения тепловой модели литосферы, использованная в данной работе, была применена и на многих других профилях ГСЗ в Средней Азии и Южном Казахстане [5]. В частности, на профиле Арысь — Балхаш (рис. 2) установлено близкое к рассмотренному выше распределение глубинных температур в коре и верхней части мантии.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гордиенко В. В., Завгородняя О. В. Тепловое поле южной части Казахстана. — Изв. АН КазССР, 1989, № 6.
2. Зуннунов Ф. Х. Литосфера Средней Азии по сейсмическим данным. Ташкент, Фан, 1985. 108 с.
3. Калашников Ю. А. Геотемпературное поле. — В кн.: Тектоника и глубинное строение Северного Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1988, с. 25—29.
4. Методические и экспериментальные основы геотермии/Ред. П. Н. Кропоткин. М., Наука, 1983. 232 с.
5. Тектоносфера Средней Азии и Южного Казахстана/Ред. В. В. Гордиенко, Б. Б. Таль-Вирский. Киев, Наукова думка, 1990.
6. Хуторской М. Д. Геотермическое поле Казахстана и некоторые вопросы тепловой эволюции литосферы геосинклинальных поясов. — В кн.: Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. М., Наука, 1985, с. 221—235.

#### ТЕПЛОВАЯ МОДЕЛЬ ЛИТОСФЕРЫ ПО ГЕОТРАВЕРСУ АКТЮЗ — НАРЫН — АТБАШИ

Среднее значение количества тепла, поднимающегося из земных недр к дневной поверхности, для планеты в целом составляет  $59 \text{ мВт/м}^2$  [18], а соответствующий полный кондуктивный вынос тепла равен  $3,1 \cdot 10^{13} \text{ Вт}$ . Среднее мировое значение теплового потока (ТП) с учетом его занижения на молодых участках океанической литосферы составляет  $77 \text{ мВт/м}^2$ , а полная мировая потеря тепла около  $3,9 \cdot 10^{13} \text{ Вт}$  [18]. На континентах средние значения меняются от  $73 \text{ мВт/м}^2$  для кайнозойских тектонически активных районов до  $38 \text{ мВт/м}^2$  для архейских щитов.

На карте мирового ТП, построенной в результате сферического гармонического анализа до 12-го порядка [18], центральная часть Азии характеризуется значениями  $50—60 \text{ мВт/м}^2$ . В ее южной части значения возрастают до  $60—70 \text{ мВт/м}^2$  (Иран, Индия). В целом Аравийско-Гималайский пояс выделяется повышенным до  $70 \text{ мВт/м}^2$  и более ТП. Восточнее и северо-восточнее, от Тянь-Шаня до Байкала продолжается полоса повышенного потока, что, наряду с другими геолого-геофизическими признаками, позволило выделить Средиземноморско-Азиатский пояс новейшей тектоно-магматической активизации [4].

Неоднородность теплового поля в пределах Средиземноморско-Азиатского пояса связана с развитием высоких поднятий, характеризующихся в основном повышенными значениями ТП, и глубоких молодых прогибов и впадин, в том числе морских, с низкими его значениями. Учет поправок за интенсивное осадконакопление и измерение потока непосредственно в консолидированном основании этих структур показывает, что значения ТП здесь близки, а в отдельных случаях во впадинах даже выше [3, 5, 7, 21]. Следовательно, рассмотрение теплового поля на поверхности консолидированной коры в значительной степени снимает вопрос о существенной неоднородности его для пояса в целом.

Наиболее фактически обоснованной в настоящее время теорией, дающей общий подход к проблемам новейшей тектоно-магматической активизации Средиземноморско-Азиатского пояса в пространстве и времени, является тектоника плит [9]. В свете ее представлений, с Евразийской плитой на юге граничат Турецкая, Иранская, Индийская и Китайская плиты. Кроме Турецкой,двигающейся к западу, остальные плиты двигаются к северу, создавая обстановку регионального сжатия на сопредельных





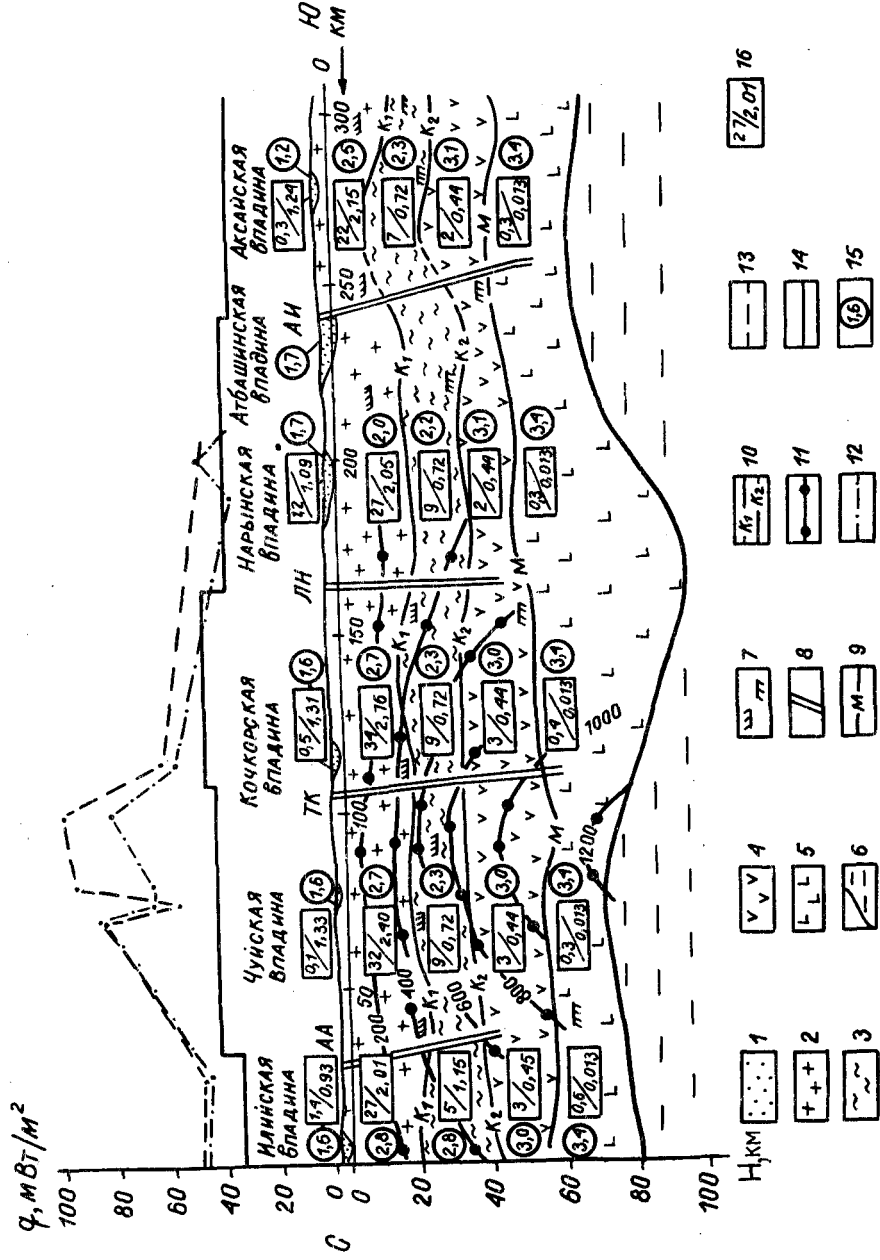


Рис. 2. Геотермическая модель литосферы по геотраверсу Актюз—Нарын—Атбаш.

1—4 — слон: 1 — осадочный, 2 — гранитный, 3 — диоритовый, 4 — базальтовый; 5 — верхняя мантия; 6 — геотермическая астеносфера; 7 — кровля и подошва электропроводящего слоя; 8 — глубинные разломы; АА — Алма-Атинский, ТК — Терской-Киргизский, ЛН — линия Николаева, АИ — Аташан-Иныльчекский; 9 — граница Мохро; 10 — граница Конрада; 11 — изотермы, °С; 12—14 — тепловой поток, мВт/м<sup>2</sup>; 12 — на глубине 1 км, 13 — в консолидированном основании, 14 — радиогенная составляющая; 15 — теплопроводность слоев литосферы, Вт/(м·К); 16 — радиогенная составляющая теплового потока, мВт/м<sup>2</sup> (в числителе) и теплогенерация слоев литосферы, мкВт/м<sup>2</sup> (в знаменателе).

рованном основании, аномалии повышенного потока в основании наиболее крупных впадин и т. д. Эти особенности, обусловленные положением на стыке Альпийско-Гималайской и Центральноазиатской ветвей пояса, севернее зоны коллизии Евразийской и Индийской плит, рассмотрены ниже.

В Тянь-Шане среднегодовое выделение сейсмической энергии — в пределах  $10^{22}$ — $10^{23}$  эрг/год (А. М. Муралиев, устное сообщение), что дает от 0,01 до 3 % общепланетарных значений. Наиболее вероятными представляются оценки 0,1—0,3 %. Среднегодовые теплотери оцениваются в  $1 \cdot 10^{10}$  Вт, что не превышает 0,03 % общепланетарных. Таким образом, вклад сейсмичности в общее выделение энергии в Тянь-Шане выше среднепланетарного в 3—10 раз, что может довести его удельный вес до 0,3—1,0 %. Однако при выделении сейсмической энергии  $10^{23}$  эрг/год вклад ее возрастает до 10 %. Как правило, такое выделение энергии связано с сейсмическими событиями энергетического класса  $K=16$ , которые приурочены к узким сейсмогенерирующим зонам, аномальным и по тепловыделению. При уникальных сейсмических событиях в этих зонах, таких как Чаткальское 1946 г. с  $K=17$  и Чиликское 1989 г. с  $K=18$  [12], вклад сейсмической энергии в общие теплотери может достигать 100 % среднегодового значения и даже превышать его, что связано с длительным процессом подготовки события и накопления энергии и практически мгновенным ее высвобождением.

Средние значения нестационарной мантийной составляющей ТП для всего орогена не превышают  $15 \text{ мВт/м}^2$ , причем в Западном Тянь-Шане —  $13 \text{ мВт/м}^2$ , а Восточном —  $25 \text{ мВт/м}^2$ . В Кураминском районе ТП из верхней мантии достигает  $34 \text{ мВт/м}^2$  [2]. В Северо-Тянь-Шаньской сейсмогенерирующей зоне из мантии при плотности потока  $30$ — $40 \text{ мВт/м}^2$  поступает  $(3\text{—}4) \cdot 10^9$  Вт тепла. Это дает до  $1,3 \cdot 10^{24}$  эрг/год энергии. Для накопления ее достаточного количества и подготовки сейсмического события с  $K=18$ , с учетом расхода на сейсмичность до 10 %, необходимо не менее 100 лет. Приведенные

оценки показывают необходимость детального рассмотрения тепловой модели литосферы зон высокой сейсмичности.

Тепловая модель литосферы сейсмичных и асейсмичных зон востока Средней Азии создавалась исходя из данных по геотраверсу Актюз—Нарын—Атбаши, проходящему по меридиану 76° в. д. (рис. 1). Глубинное строение по этому геотраверсу изучено методом обменных волн землетрясений (МОВЗ) и гравиметрией Киргизской геофизической экспедицией ПО «Киргизгеология» (А. И. Лобанченко, В. Н. Хвостенков). По геотраверсу выполнены глубинные магнитотеллурические зондирования (Ф. Н. Юдахин, Л. М. Китаева). На севере он продлен в пределы южной части Казахской платформы для выхода в асейсмичную область. Внутри орогена геотраверс пересекает наиболее сейсмоактивные зоны Северного и Южного Тянь-Шаня и менее сейсмоактивные — Срединного. Литосфера в полосе геотраверса разделена глубинными разломами на крупные блоки: севернее Алма-Атинского разлома — Казахская платформа; между этим разломом и Терской-Киргизским — Муюнкумо-Наратский срединный массив Северного Тянь-Шаня; южнее, до линии Николаева — Киргизско-Терской складчатая зона Северного Тянь-Шаня; еще южнее, до Атбаши-Иныльчекского разлома — Срединный Тянь-Шань, далее — Южный.

К геотраверсу отнесены определения ТП в полосе шириной до ±80 км от линии профиля МОВЗ (рис. 2). Тепловое поле по геотраверсу в пределах Казахской платформы имеет значения менее 50 мВт/м<sup>2</sup>. Южнее, в Северном Тянь-Шане значения ТП достигают на глубине 1 км в осадочном слое 84 мВт/м<sup>2</sup>, а в консолидированном основании — 100 мВт/м<sup>2</sup>. В Срединном Тянь-Шане они не превышают на обоих уровнях 40—46 мВт/м<sup>2</sup>. В Южном Тянь-Шане измерений вблизи геотраверса нет. Таким образом, Северному Тянь-Шаню, району высокой сейсмичности, соответствует аномалия повышенного ТП в осадочном слое и верхней части консолидированной коры. В нижней коре и верхней мантии значения потока, по предварительным данным, составляют около 26 мВт/м<sup>2</sup> в Северном Тянь-Шане и 22 мВт/м<sup>2</sup> — в Срединном. На платформе температуры, измеренные в скважинах на глубине 1 км, менее 30 °С. Южнее, в пределах орогена они повышаются в Северном Тянь-Шане до 54 °С, понижаются к югу до 37—40 °С и достигают максимума — 58 °С в Срединном Тянь-Шане. Температуры поверхности консолидированной коры явно связаны с глубиной ее залегания под осадочным слоем и меняются от 13 °С на хр. Терской-Алатау до 116 °С в самой глубокой части Нарынской впадины.

Наибольшие глубины поверхности Кюри (585 °С) — до 30—40 км — отмечены по геотраверсу на Казахской платформе и в Срединном Тянь-Шане. В Северном Тянь-Шане они не превышают 15—20 км, показывая аномальную прогретость срединной части земной коры этого района. Температура на поверхности

Мохо на платформе менее 700 °С, в Северном Тянь-Шане она достигает 1100 °С, в Срединном — снижается до 800 °С, подтверждая указанную особенность и в нижней коре, и в верхней мантии. По данным [20], мощность геотермической литосферы в стационарном варианте на платформе превышает 100 км. Под Муюнкумо-Наратским срединным массивом она сокращена до 75 км, в отдельных районах до 30—50 км. Южнее, в складчатой зоне Северного Тянь-Шаня литосфера утолщается до 110 км и далее, в Срединном Тянь-Шане утончается до 70—75 км.

Теплопроводность горных пород определялась по вышеупомянутым блокам земной коры. В соответствии с представлениями о строении земной коры [13], по геотраверсу выделены субгоризонтальные слои: осадочный, гранитный, диоритовый, базальтовый, верхняя мантия. Для каждого слоя подсчитаны средние значения теплопроводности. В расчетах использовалось 429 измерений теплопроводности [15]. Основная часть измерений выполнена в лаборатории физических свойств и геотермии ВСЕГЕИ (У. И. Моисеенко, Т. З. Чадович).

По югу Казахской платформы измерения производились методом сканирования [11]. Результаты измерений любезно предоставлены М. Д. Хуторским и С. В. Тимаревой (ГИН АН СССР). Модель теплопроводности представлена в табл. 1.

Осадочный слой всех блоков литосферы геотраверса представлен песчаниками, глинами, алевролитами, аргиллитами. Средняя теплопроводность осадочного слоя юга Казахской платформы, Муюнкумо-Наратского срединного массива и Киргизско-Терской складчатой зоны подсчитана по 80 образцам и равна 1,6 Вт/(м·К). Для осадочного слоя Нарынской впадины Срединного Тянь-Шаня (29 образцов) она составляет 1,7 Вт/(м·К), для Южного Тянь-Шаня (31 образец) — 1,2 Вт/(м·К).

Для гранитного и диоритового слоев характерно большое разнообразие магматических и метаморфических пород. Это граниты, гранодиориты, сиениты, сланцы, роговики, порфиры,

Таблица 1

Модель теплопроводности литосферы, Вт/(м·К)

Слой	Юг Казахской платформы	Северный Тянь-Шань		Срединный Тянь-Шань	Южный Тянь-Шань
		Муюнкумо-Наратский срединный массив	Киргизско-Терской складчатая зона		
Осадочный	1,6	1,6	1,6	1,7	1,2
Гранитный	2,8	2,7	2,7	2,0	2,5
Диоритовый	2,8	2,3	2,3	2,2	2,3
Базальтовый	3,0	3,0	3,0	3,1	3,1
Верхняя мантия	3,4	3,4	3,4	3,4	3,4

диабазы, андезиты и т. д. Теплопроводность гранитного и диоритового слоев юга Казахской платформы по 133 образцам составляет 2,8 Вт/(м·К). По Муюнкумо-Наратскому срединному массиву и Киргизско-Терской складчатой зоне для гранитного слоя (81 образец) она равна 2,7 Вт/(м·К), для диоритового (19 образцов) — 2,3 Вт/(м·К). Для Срединного Тянь-Шаня теплопроводность гранитного слоя подсчитана по 18 образцам и составляет 2,1 Вт/(м·К); в Южном Тянь-Шане для гранитного слоя (57 образцов) — 2,5 Вт/(м·К), для диоритового (19 образцов) — 2,26 Вт/(м·К).

Базальтовый слой по геотраверсу представлен серпентинитами, габбро, габбро-амфиболитами. Его теплопроводность для Муюнкумо-Наратского срединного массива и Киргизско-Терской складчатой зоны подсчитана по 11 образцам и равна 3,0 Вт/(м·К), для Срединного Тянь-Шаня (11 образцов) — 3,1 Вт/(м·К), для Южного Тянь-Шаня (3 образца) — 3,1 Вт/(м·К).

Верхняя мантия представлена перидотитами и эклогитами. Из-за недостаточной ее изученности теплопроводность была принята единой для всех блоков (21 образец) — 3,4 Вт/(м·К).

При расчетах радиогенной составляющей ТП осадочный слой по разрезу выделялся в виде отдельных линз. Чтобы учесть их влияние в обобщенном разрезе, подсчитывалось соотношение объема всего гранитного слоя данного блока и суммарного объема линз осадочного слоя. Это же соотношение сохранилось между мощностями гранитного и осадочного слоев. Мощность верхней мантии между подошвой земной коры и астеносферой учитывалась по данным [20]. Для подсчета теплогенерации (ТГ) использованы данные о содержании урана, тория и калия, полученные при анализе образцов горных пород Тянь-Шаня в лабораториях ВСЕГЕИ, ПО «Киргизгеология», и данные гамма-спектрометрического каротажа в скважинах, полученные в Киргизской геофизической экспедиции ПО «Киргизгеология» и любезно предоставленные нам В. З. Сухно. Всего использовано 338 определений каждого элемента.

Для гранитного слоя во всех блоках отдельно рассматривались данные по гранитам и остальным породам. Затем, с учетом представительности гранитных интрузий в блоке, проводился расчет средневзвешенных значений ТГ гранитного слоя. ТГ диоритового слоя принята единой для всего геотраверса. Это связано с малым числом проанализированных образцов — 23 определения, дополненных данными из работы [16]. Для базальтового слоя содержания радиоактивных элементов в образцах горных пород лежат ниже пороговой чувствительности применявшихся приборов. Поэтому для расчетов использованы единые значения содержаний в имеющихся образцах (в габбро-диабазе содержание урана и тория  $1 \cdot 10^{-4}$  %, что выше порога чувствительности АРФ-6). Ввиду отсутствия данных по Южному Тянь-Шаню для расчетов использованы средние послонные значения

ТГ для Киргизского Тянь-Шаня в целом с учетом реального глубинного строения по траверсу. Значения ТГ для мантии (ультраосновные породы и каменные метеориты) взяты из работы [5].

Для расчетов радиогенной составляющей ТП по геотраверсу Актюз—Нарын—Атбаши рассмотрены четыре модели. Для ступенчатой модели, в которой ТГ горных пород всех блоков и слоев задавалась постоянной, значения радиогенной составляющей явно завышены и не соответствуют измеренным ТП. При использовании частично ступенчатой модели величина ТГ с глубиной для осадочного слоя и верхней мантии не менялась. Это обусловлено тем, что мощность осадочного слоя относительно невелика, а содержания радиоактивных элементов в мантии низки. В первом варианте этой модели для гранитного, диоритового и базальтового слоев изменение ТГ с глубиной задавалось единой экспонентой вида  $H = H_0 e^{Ah_{г-б} + B}$ . Значения радиогенной составляющей ниже, по сравнению с первой моделью, но при сопоставлении значений ТГ для диоритового и базальтового слоев, рассчитанных по найденному экспоненциальному уравнению и приведенных в табл. 2, отмечено их расхождение до 90 %.

Во втором варианте для гранитного, диоритового и базальтового слоев задавалась своя экспонента:

$$H = H_0 e^{Ah_{\text{слой}} + B}. \quad (1)$$

Здесь  $H_0 = 1$  мкВт/м<sup>3</sup>, а коэффициенты  $A$  и  $B$  находились при задании следующих граничных условий: ТГ, подсчитанная по определениям на образцах данного слоя, приписывалась его верхней границе, а следующего слоя — нижней и т. д. Радиогенная составляющая ТП рассматриваемого слоя вычислялась путем интегрирования полученного уравнения по всей его мощности. Эта модель признана достаточно реальной и представлена в табл. 2.

Дополнительно была сделана попытка построения модели с учетом различных законов изменения с глубиной содержаний урана, тория и калия. Для каждого из этих элементов рассчитывалось свое уравнение ТГ и вклад радиогенной составляющей ТП в суммарный. Результаты близки к предыдущим.

Анализируя полученные результаты, следует отметить, что для Северного Тянь-Шаня установлены высокие значения радиогенной составляющей ТП — 44 и 46 мВт/м<sup>2</sup>, по сравнению с асейсмичной зоной Казахстана (Прибалхашье) — 37 мВт/м<sup>2</sup>. Срединный Тянь-Шань характеризуется промежуточным значением радиогенной составляющей — 39 мВт/м<sup>2</sup>. Основной вклад в формирование радиогенного ТП дает гранитный слой. Генетически связанный с ним осадочный слой, хотя и имеет соответствующую гранитному слою довольно высокую ТГ, из-за малой мощности не вносит существенный вклад в суммарный результат. Сопоставление среднего на глубине 1 км и радиогенного ТП по

## Радиогенная составляющая

Слой	Юг Казахской платформы			Северный		
				Муюнкумо-Наратский срединный массив		
	<i>h</i>	<i>A</i>	<i>q</i>	<i>h</i>	<i>A</i>	<i>q</i>
Осадочный	1	0,93	1,4	0,076	1,33	0,1
Гранитный	17	2,01	26,9	23	2,40	32,1
Диоритовый	7	1,15	5,2	16	0,72	9,1
Базальтовый	23	0,45	2,9	22	0,44	2,6
Верхняя мантия	42	0,013	0,6	23	0,013	0,3
$\Sigma q$			37,0			44,2

*h* — мощность слоя, км; *A* — теплогенерация горных пород слоя, мкВт/м<sup>3</sup>;

траверсу показывает, что вклад радиогенной составляющей в Тянь-Шане достигает 75—85 %.

Кроме моделирования теплопроводности и радиогенной ТГ, вычислялись температуры и плотность ТП. При этом согласовывались вычисленные значения температур и потоков с наблюдаемыми плотностями ТП. Определяемый по данным измерений в скважинах ТП разделяется на две части: формирующуюся стационарными источниками тепла (фонный ТП) и обусловленную нестационарными источниками тепла. Фонный ТП определяется радиогенной ТГ пород земной коры и верхней мантии. К нестационарным относятся источники тепла в коре и мантии, обусловленные процессами, сопровождающимися перераспределением тепла.

Для расчета на ЭВМ стационарных температур и ТП использовалась программа, созданная в Институте геофизики АН УССР [8]. В программе реализовано вычисление температуры и ТП от источников тепла в форме параллелепипеда с удельной ТГ в однородном полупространстве. Модель распределения источников радиогенного тепла в коре и верхней мантии задавалась. Гранитный слой в каждой зоне разбивался на параллелепипеды толщиной 3—4 км. Величинам удельной ТГ для всего объема параллелепипеда приписывались значения, соответствующие его центру, находящемуся на глубине *h*. Принято, что значения ТГ в гранитном слое в зависимости от глубины изменяются по закону (1).

Верхнему параллелепипеду присвоено значение, указанное в табл. 2. Для диоритового, базальтового слоев и части верхней

## теплового потока литосферы

Тянь-Шань			Срединный Тянь-Шань			Южный Тянь-Шань		
Киргизско-Терской складчатая зона								
<i>h</i>	<i>A</i>	<i>q</i>	<i>h</i>	<i>A</i>	<i>q</i>	<i>h</i>	<i>A</i>	<i>q</i>
0,34	1,31	0,5	1,08	1,09	1,2	0,23	1,24	0,3
22	2,76	34,3	22	2,05	27,0	17	2,15	21,8
15	0,72	8,6	15	0,72	8,6	12	0,72	6,8
21	0,44	2,5	14	0,44	1,7	18	0,44	2,1
34	0,013	0,4	20	0,013	0,3	24	0,013	0,3
		46,3			38,8			31,3

*q* — радиогенная составляющая теплового потока слоя, мВт/м<sup>2</sup>.

мантии за толщину параллелепипедов принята толщина соответствующего слоя, каждый из которых характеризуется значением удельной ТГ, указанным в табл. 2.

Одновременно рассчитывались температуры, которые обеспечиваются принятым распределением удельной теплогенерации. На границе М тепло от радиоактивного распада обеспечивает температуры от 415 °С в Муюнкумо-Наратском массиве, где кора имеет толщину 60 км, до 330—340 °С на Южном Тянь-Шане с толщиной коры 50 км. В Киргизско-Терской зоне они равны 410 °С, а в Срединном Тянь-Шане — 380 °С. В дальнейшем они суммировались с температурами, обусловленными тепловыделением мантии и нестационарными источниками тепла, чем описывалось температурное состояние литосферы.

Вычисление нестационарных температур и потоков выполнялось по программам, созданным также в Институте геофизики АН УССР [8]. Использовалась программа автоматизированного подбора источников тепла с применением решения для расчета температур в однородном полупространстве с нулевой начальной температурой полупространства, а для области в форме параллелепипеда — с температурой, в начальный момент времени равной *T*. На границе полупространства температура имеет нулевое значение. Подбор по потоку реализован исходя из этого решения.

При моделировании достигалось согласование наблюдаемой и рассчитанной аномалий теплового потока. За наблюдаемый нестационарный поток принята разность плотностей ТП, определенного по скважинам и рассчитанного по радиогенной ТГ. При подборе параметров источников, обуславливающих аномалию

Таблица 3

## Результаты подбора параметров источников тепла

Исходная плотность теплового потока	Ячейка	$t$ , млн лет	$T$ , °С	$x_1$ , км	$x_2$ , км	$z_1$ , км	$z_2$ , км
На глубине 1 км	Верхняя	25,1	1300	64,4	107,7	31,1	80,0
	Нижняя	35,0	1300	40,0	120,0	80,0	200,0
На поверхности консолидированной земной коры	Верхняя	25,0	1300	70,3	113,5	16,6	80,0
	Нижняя	35,0	1300	40,0	120,0	80,0	200,0

$t$  — время с начала остывания ячейки;  $T$  — начальная температура;  $x_1$ ,  $x_2$  — соответственно северная и южная границы ячейки по геотраверсу (начало отсчета по оси  $x$  принято на северном окончании геотраверса);  $z_1$ ,  $z_2$  — соответственно нижняя и верхняя границы ячейки. Во всех вариантах верхние границы подбирались, а нижние закреплялись.

ТП, практически одинаковое согласование наблюдаемой и рассчитанной кривых получается при различном времени с начала остывания выбранных источников, разных начальных температурах и геометрических размерах. Остановить свой выбор на том или ином варианте позволяет расчет температур от подобранных источников, так как иногда, несмотря на хорошее согласование кривых наблюдаемого и рассчитанного потоков, при решении прямой задачи отмечается уменьшение температуры с глубиной. Например, при возрасте верхней ячейки 1,3 млн лет (глубины до верхней границы 10 км) и возрасте нижней ячейки 7,8 млн лет (глубины до верхней кромки 40 км) наблюдается хорошее согласование кривых потока, но при решении прямой задачи температуры уменьшаются с 50 км и глубже. В табл. 3 приведены параметры источников, которые дают удовлетворительное согласование.

При подборе верхней и нижней ячеек отдельно эффект по ТП и температуре суммировался. Ограничения по времени для обеих ячеек от 25 до 35 млн лет. Теплопроводность принималась постоянной — 2,5 Вт/(м·К), так как используемое в программе решение не учитывает ее переменности, а теплопроводность — равной  $0,7 \cdot 10^{-6}$  м<sup>2</sup>/с.

Температуры на траверсе рассчитаны с учетом радиогенной ТП и нестационарных источников. Плотность ТП из мантии принята 3,5 мВт/м<sup>2</sup> исходя из адиабатического градиента в верхней мантии 1 °С/км и теплопроводности пород 3,5 Вт/(м·К). На рис. 2 показано суммарное распределение температур в литосфере аномальной области по данным интерпретации стационарной и нестационарной моделей. Очевидно аномальное повышение температур в области высокого ТП по сравнению с прилегающими районами на севере и юге. На подошве гранитного слоя температура здесь достигает 600 °С. Базальтовый слой характеризуется

температурами более 800 °С. Максимальные температуры на поверхности  $M$  превышают 1000 °С, а на подошве литосферы достигают 1200 °С. По сравнению с фоновыми значениями, температуры на поверхности  $M$  в аномальной зоне повышены до 500 °С. Некоторый вклад в аномальное повышение температур (до 50 °С) дает повышенный радиогенный фон ТП в Северном Тянь-Шане — 44—46 мВт/м<sup>2</sup> по сравнению с 37—39 мВт/м<sup>2</sup> на севере и юге, однако главный вклад — нестационарной составляющей, достигающей 30—40 мВт/м<sup>2</sup>.

При подборе параметров источников тепла по значениям ТП на поверхности консолидированного основания и глубине 1 км получены близкие результаты. В литосфере оба варианта подбора дают одну ячейку, время начала остывания которой — около 25 млн лет — соответствует раннему миоцену. Для нижней ячейки (глубина 80 км) это время около 35 млн лет, что соответствует раннему олигоцену. В целом возраст источников тепла в пределах 25—35 млн лет, поздний палеоген — ранний неоген — время начала неотектонической активизации Тянь-Шаня по геологическим данным. Нижняя ячейка в разрезе геотраверса охватывает район 80-го км от хр. Жетыжол на севере до Кочкорской впадины на юге. Верхняя ячейка — в этих же пределах, но уже на 30-м км от Актюза на севере до Кочкорской впадины на юге. В целом источники аномального разогрева находятся под районом, где сочленяются хребты Жетыжол и Заилийский на севере, Киргизский, Кунгей-Алатау и северо-западные отроги Терской-Алатау на юге. Именно здесь Северо-Тянь-Шаньская сейсмогенерирующая зона делится на собственно Северо-Тянь-Шаньскую и Южно-Иссык-Кульскую. В геологическом плане аномальная зона находится в пределах Муонкумо-Наратского срединного массива. По данным [10], современный рельеф Северного Тянь-Шаня сформировался в условиях доминирующего растяжения литосферы, вызванного глубинными источниками тепла. Скорости продольных волн в верхней мантии под каледонидами Северного Тянь-Шаня 7,7—7,9 км/с [6]. В районе аномалии ТП по геотраверсу известны Сулутерекские выходы на поверхность верхнепалеогеновых толеитовых базальтов. В последние годы развиваются идеи о рифтовом происхождении Кеминской впадины [22]. Очевидно, аномальным разогревом земной коры этого района можно объяснить приуроченность высокопроводящего горизонта к диоритовому и базальтовому слоям, по данным магнитотеллурических зондирований (Ф. Н. Юдахин, Л. М. Китаева).

Все вышесказанное убедительно свидетельствует о наличии горячего восходящего потока в верхней мантии под Муонкумо-Наратским срединным массивом Северного Тянь-Шаня, обуславливающего аномальное состояние верхней мантии и земной коры [1] и развитие современных геодинамических процессов, в том числе рифтогенеза, в условиях доминирующего растяже-

ния. Растяжение создает в литосфере тангенциальные напряжения, направленные от осевой части к северу и югу, где в результате тепловой конвекции более низкие ТП в верхней мантии определяют утолщение литосферы. Коллизия Евразийской и Индийской плит приводит к двустороннему сжатию Тянь-Шаня и скупиванию литосферы в результате давления со стороны Памира и Тарима. Следовательно, два процесса: автономный — конвекция в верхней мантии региона и внешний — коллизия плит — составляют энергетическую базу новейшей активизации и обуславливают геодинамические процессы в регионе. Генетически оба процесса конвекционные.

Таким образом, Северо-Тянь-Шаньская сейсмогенерирующая зона, известная наиболее сильными и разрушительными землетрясениями на востоке Средней Азии, в энергетическом плане обеспечена источниками аномального мантийного тепла, поставляемого астеносферой в результате тепловой конвекции, что отличает ее от сопредельных асейсмичных и слабосейсмичных районов. Доминирующие условия растяжения в литосфере этой зоны отличаются ее от Южно-Тянь-Шаньской, сейсмичность которой проявляется в условиях сжатия в области коллизии Евразийской и Индийской плит. Очевидно, эти различия должны проявиться в кинематических и динамических характеристиках сейсмического процесса.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артюшков Е. В. Геодинамика. М., Наука, 1979. 237 с.
2. Аршавская Н. И. Редуцированный тепловой поток по некоторым геотраверсам Средней Азии. — В кн.: Всесоюзное совещание по геотермическим исследованиям в Средней Азии и Казахстане. Ашхабад, 1983, с. 28—29.
3. Аширов Т. Тепловое поле Копетдагско-Каспийского и сопредельных регионов. Автореф. докт. дис. М., 1988. 49 с.
4. Белоусов В. В. Эндогенные режимы материков. М., Недра, 1978. 232 с.
5. Буачидзе Т. И. Взаимосвязь теплового поля с глубинным строением Кавказа. — В кн.: Геофизические поля и строение земной коры Закавказья. М., Наука, 1985, с. 133—150.
6. Исследование верхней мантии Тянь-Шаня и сопредельных геоструктур по данным взрывной сейсмологии/Н. В. Барсукова, Ю. А. Бурмаков, Л. П. Винник и др. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. М., Наука, 1984, с. 65—84.
7. Кутас Р. И., Любимова Е. А., Смирнов Я. В. Изучение теплового потока в европейской части СССР. — В кн.: Тепловое поле Европы. М., Мир, 1982, с. 285—294.
8. Кутас Р. И., Цвященко В. А., Корчагин И. Н. Моделирование тепловых полей земной коры и верхней мантии. — В кн.: Изучение литосферы геофизическими методами (электромагнитные методы, геотермия, комплексная интерпретация). Киев, Наукова думка, 1987, с. 87—102.
9. Ле Пишон К., Франшто Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М., Мир, 1977. 287 с.
10. Паталаха Е. И., Чабдаров Н. М. Условия образования рельефа Северного Тянь-Шаня и вероятный механизм процесса. — В кн.: Сейсмоструктура некоторых районов Юга СССР. М., Наука, 1976, с. 80—90.

11. Попов Ю. А. Определение теплопроводности анизотропных минералов и горных пород. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1985, № 7, с. 53.
12. Сейсмическое районирование Киргизской ССР/К. Д. Джанузаков, Б. И. Ильясов, В. И. Кнауф и др. Фрунзе, Илим, 1977. 54 с.
13. Смыслов А. А., Моисеенко У. И., Чадович Т. З. Тепловой режим и радиоактивность Земли. Л., Недра, 1979. 190 с.
14. Тепловое поле недр Сибири. Новосибирск, Наука, 1987. 196 с.
15. Теплопроводность/Ю. Г. Шварцман, Л. У. Ахметова, А. А. Смыслов и др. — В кн.: Литосфера Тянь-Шаня. М., Наука, 1986, с. 36—42.
16. Туровский С. Д. К геохимии урана и тория. Распределение радиоактивных элементов в изверженных породах Северной Киргизии. — Геохимия, 1957, № 2, с. 166—176.
17. Ханн В. Е. Происхождение Центральноазиатского горного пояса: коллизия или мантийный диапиризм? — В кн.: Внутриконтинентальные горные области: геологические и геофизические аспекты (международный симпозиум). Иркутск, 1987, с. 356.
18. Чепмен Д. С., Поллак Г. Н., Чермак В. Глобальный тепловой поток и тепловое поле Европы. — В кн.: Тепловое поле Европы. М., Мир, 1982, с. 54—64.
19. Шварцман Ю. Г. Геотермический режим, динамика литосферы и перспективы использования геотермальной энергии Тянь-Шаня. — В кн.: Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. М., Наука, 1985, с. 236—250.
20. Шварцман Ю. Г. Астеносфера Тянь-Шаня по геотермическим данным. — В кн.: Астеносфера по комплексу геофизических методов. Киев, Наукова думка, 1988, с. 127—136.
21. Шварцман Ю. Г. Тепловой режим Иссык-Кульской впадины. — В кн.: Геотермические исследования на дне акваторий. М., Наука, 1988, с. 35—41.
22. Юдахин Ф. Н. Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1983. 248 с.

УДК 550.36 : 551.14(479)

*М. А. Алексидзе, Г. Е. Гугунава, Д. К. Кирия, Т. Л. Челидзе*

#### ТРЕХМЕРНАЯ СТАЦИОНАРНАЯ МОДЕЛЬ ТЕПЛООВОГО И ТЕРМОУПРУГОГО ПОЛЕЙ КАВКАЗА

Тепловое поле Земли во многом определяет основные черты ее строения и характер протекающих в ней процессов. Интерпретация данных полевых измерений, доступных лишь в тонком поверхностном слое, представляет собой крайне сложную задачу геофизики, которую обычно решают в одномерном или максимум двумерном приближении, путем аналитического продолжения поверхностного теплового потока в глубину [1, 5, 6, 11].

В работе [7] предложен новый численный подход к построению трехмерных геотермических моделей, учитывающих сложный рельеф геологических формаций, который реализован на примере Кавказа и сопредельных акваторий Черного и Каспийского морей. Почти одновременно аналогичный подход был изложен в работе [8].

Регион аппроксимировался прямоугольным параллелепипедом высотой 210 км, с размерами по широте 2400 км и долготе 1000 км (рис. 1). Задавались координаты  $H$  поверхностей оса-

дочного ( $i=1$ ), гранитного ( $i=2$ ), базальтового ( $i=3$ ) слоев, после чего решалось стационарное неоднородное уравнение теплопроводности

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( a_i \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( a_i \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( a_i \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{\omega_i}{c_i \rho_i} = 0,$$

где  $a_i$  — коэффициент температуропроводности,  $a_i = \frac{\lambda_i}{c_i \rho_i}$  при следующих граничных условиях и условиях сопряжения:

$$T|_{ABCD} = T_0, \quad \frac{\partial T}{\partial x} \Big|_{AA' BB' DD' CC'} = 0,$$

$$\frac{\partial T}{\partial y} \Big|_{AA' DD' BB' CC'} = 0, \quad \lambda_i \left( \frac{\partial T}{\partial n} \right)_i = \lambda_{i+1} \left( \frac{\partial T}{\partial n} \right)_{i+1}.$$

Решение нелинейных дифференциальных уравнений с частными производными проводилось методом конечных разностей [12].

Помимо предположения о стационарности распределения температур, использовались следующие допущения, необходимые для расчета модели: а) строение модели литосферы соответствует сейсмогравитационной модели Кавказа [3]; б) источниками тепла принимаются реперный горизонт на глубине 210 км с постоянной температурой 1600 °С, что примерно соответствует геотермам Поллака — Чепмена и Андерсена [2, 13], и радиоактивные элементы коры и мантии.

Значения теплогенерации брались из работ [6, 10], плотностные и тепловые характеристики слоев оценивались по результатам лабораторных измерений [4, 9]. Все эти данные сведены в таблицу.

Как легко видеть, в изложенном подходе в граничных условиях не фигурируют экспериментальные данные по поверхностному тепловому потоку, что дает возможность использовать его как эффективное средство контроля реальности выбранной модели и степени влияния нестационарных процессов (неовулканизм, осадконакопление).

Для проверки обоснованности модели расчетный тепловой поток на поверхности  $q_m$  Земли (рис. 2) был сравнен с экспериментальным тепловым потоком  $q_e$ .

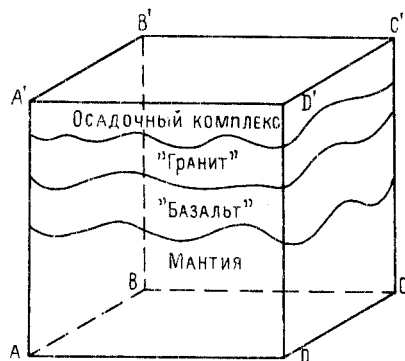


Рис. 1. Параллелепипед, которым аппроксимируется регион исследований.

Параметр	Осадки	«Гранит»	«Базальт»	Мантия
Теплопроводность, Вт/(м·К)	1,43 [6]	2,88 [6]	2,93 [6]	4,19 [6]
Плотность, г/см <sup>3</sup>	2,4 [6]	2,7 [6]	2,9 [4]	3,3 [4]
Теплогенерация, 10 <sup>13</sup> кал·см <sup>-3</sup> ·с	2,3 [6, 10]	3,0 [10]	1,3 [6, 10]	0,03 [6, 10]

областей Большого и Малого Кавказа и Ставрополя, величина  $\Delta q = q_e - q_m$  превышает 0,3 кал/см<sup>2</sup>, т. е. фактически величину погрешности определения теплового потока (с учетом возможных искажающих влияний), откуда следует, что наблюдаемый поток близок к стационарному значению  $q$  на большой части территории.

Превышения  $q_e$  над расчетными значениями в указанных выше областях следовало ожидать, поскольку в них известны проявления неовулканизма, что не закладывалось в модель.

С другой стороны, несколько неожиданным выглядело хорошее совпадение модели и эксперимента в областях интенсивного недавнего осадконакопления, т. е. в акваториях Черного и Каспийского морей, поскольку, по представлениям многих исследователей, здесь должен был наблюдаться незначительный тепловой поток из-за нестационарного эффекта осадконакопления. Во многих работах наблюдаемый тепловой поток в акваториях априорно рассматривался как заниженный осадконакоплением [10] и поэтому считалось необходимым вводить поправки на нестационарность. Модельные же расчеты показали, что даже в

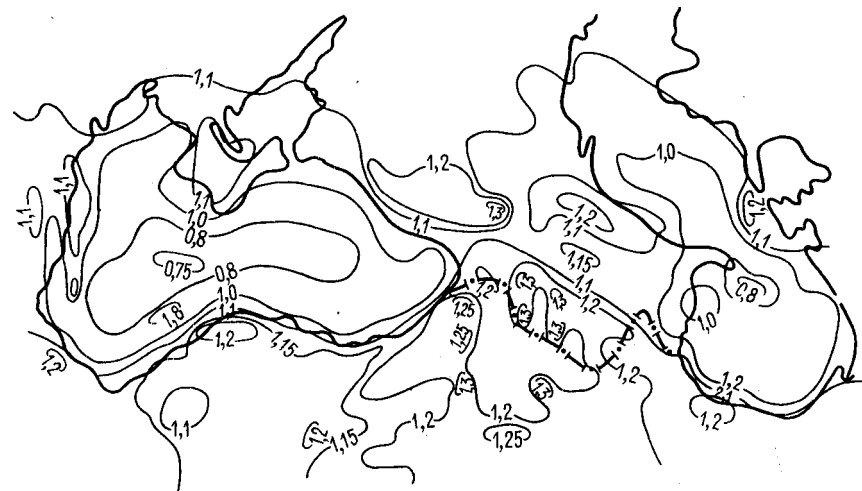


Рис. 2. Расчетная карта теплового потока Кавказа и акваторий Черного и Каспийского морей.



областях значительного накопления молодых осадков тепловой поток близок к стационарному и введение поправок фактически не имеет смысла. Этому можно дать двойное объяснение: 1) осадки являются достаточно древними, чтобы тепловой поток достиг стационарного состояния; 2) осадки являются молодыми, но теплообмен в них значительно более интенсивен, чем при чисто кондуктивном механизме. В последние годы эта идея получила серьезное подтверждение: оказалось, что в осадочных комплексах морей развиваются интенсивные конвективные движения флюидов и рыхлых осадков [11]. Ясно, что конвекция значительно ускорит процесс достижения теплового равновесия.

После того как было показано, что модель обеспечивает удовлетворительное согласие с экспериментальными данными, были построены карты изотерм через каждые 100 °С, распределения температур на важнейших геологических поверхностях раздела (фундамента, Конрада, Мохо), а также теплового потока на этих уровнях [7], что позволило выделить «холодные» и «горячие» участки — температурные провинции (рис. 3, 4).

Для оценки оправданности одно- и двумерных геотермических приближений особенно интересно рассмотреть распределение теплового потока на границе Мохо [3]. Максимальные перепады на этой поверхности по нашей модели не превышают 20—25 %, тогда как по одномерной модели [5] они достигают 100 %, что скорее всего обусловлено пренебрежением латеральными составляющими теплового потока в сложнопостроенных структурах типа Кавказа. Интересно отметить, что основные черты геологического строения коры и мантии Кавказа, в частности определенные детали рельефа поверхностей Мохо, Конрада и кристаллического фундамента, можно проследить на самых различных глубинных уровнях, вплоть до 140 км. Рельеф изотерм в основном повторяет очертания геологических границ, но антибатно: поднятиям соответствует максимум мощности осадков, опусканиям — их минимальные мощности.

Расчитанная выше тепловая модель позволяет оценить термоупругие напряжения в литосфере Кавказа. Для этого дополнительно нужны данные об упругих константах — коэффициентах Ламе  $\lambda$  и  $\mu$ , коэффициенте теплового расширения  $\alpha$  и давлении  $\beta$ , возникающем в том случае, когда температура тела повышается на 1 °С, а расширения при этом не происходит. Оно связано с температурным коэффициентом линейного расширения и модулем сжатия соотношением  $\beta = 3k\alpha$ , где  $k = \frac{3\lambda + 2\mu}{3}$ ,  $k$  — модуль объемного сжатия. Значения  $\alpha$  взяты из работы [9]. Значения коэффициентов Ламе следующие:

	Осадки	«Гранит»	«Базальт»	Мантия
$\lambda \cdot 10^{10}$	24,832	26,75	41,295	71,108
$\mu \cdot 10^{10}$	16,224	32,375	41,063	70,587

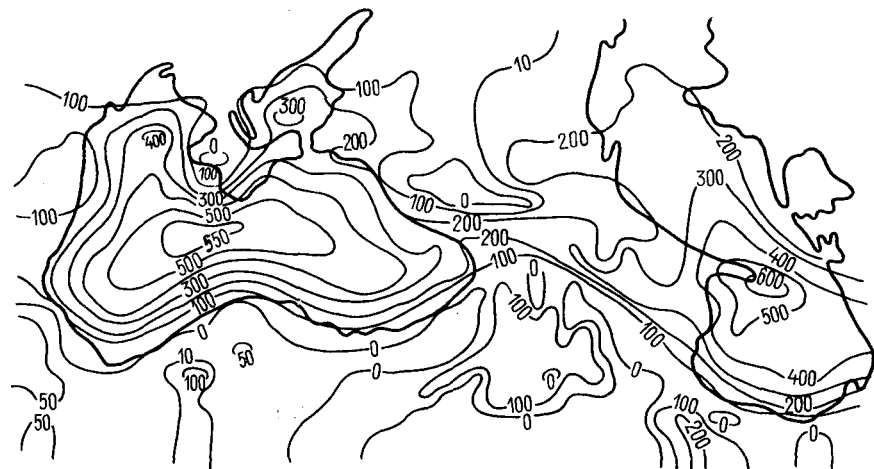


Рис. 3. Карта распределения температур на поверхности гранитного слоя.

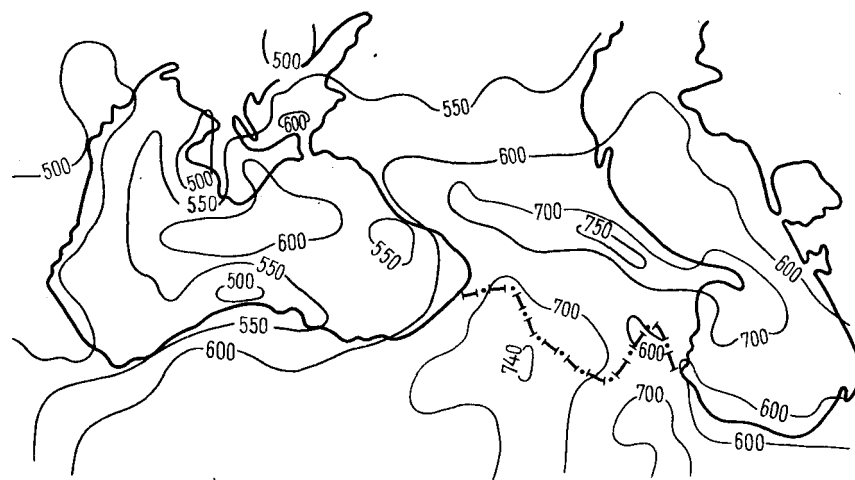


Рис. 4. Карта распределения температур на поверхности Мохо.

На первом этапе нами была выбрана простейшая модель тепловой эволюции региона: предполагается, что первоначально «холодная» неоднородная структура Кавказа [3] разогревается до температур, задаваемых нашей стационарной тепловой моделью. Это довольно грубое приближение, однако оно, как будет показано, приводит к вполне разумным результатам.

При наложении теплового поля в каждой точке параллелепипеда  $ABCD A'B'C'D'$  возникает вектор термоупругих смещений  $\vec{u}$ , компоненты которого обозначим  $u_1, u_2, u_3$ , где 1 —  $x$ , 2 —  $y$ , 3 —  $z$ ,  $z$  — нормаль к поверхности.

Смещения рассчитываются из трехмерного уравнения теории упругости при следующих граничных условиях: 1) стороны  $ABCD$ ,  $AA'BB'$ ,  $DD'CC'$ ,  $AA'DD'$  и  $BB'CC'$  параллелепипеда  $ABCD A'B'C'D'$  закреплены; 2) поверхности рассматриваемой области свободны от напряжений; 3) соблюдаются условия сопряжения теории упругости (равенство векторов смещения и нормальных напряжений) для внутренних границ раздела  $i$ -го и  $(i+1)$ -го слоев.

Задача решалась методом конечных разностей. Для решения получающихся в результате систем алгебраических уравнений использованы итерационные методы верхней релаксации.

Решая краевую задачу, получаем компоненты смещений, с помощью которых определяем компоненты напряжений и главные напряжения. В результате получены значения  $u_1$ ,  $u_2$ ,  $u_3$ , определяемые как разность между положениями данной точки в «непрогретом» и «прогретом» состоянии.

Согласно результатам расчетов по смещениям поверхности Мохо, на Кавказе и в прилегающих регионах выделяются четыре основные зоны аномальных вертикальных смещений (до 1200 м) при фоновых смещениях порядка 500–800 м (в акваториях морей фон 150–200 м). Это Эльбруско-Ставропольское поднятие, а также «западное», «центральное» и «восточное» поднятия, расположенные вдоль южного побережья Черного моря и на его восточном продолжении [8]. Отметим, что на поверхности Мохо нет резких перепадов поднятий, максимальные значения  $\text{grad}_L u_3$  не превышают 2–6 км на 1 км (рис. 5).

На поверхности Конрада все четыре зоны вертикальных смещений сохраняются. В центральных частях двух из них (Эльбруско-Ставропольское и «центральное» поднятия) максимальные значения  $H$  достигают 1300 м. Кроме того, на поверхности Конрада появляются новые локальные поднятия на территории Армении и к югу от нее.

Величина  $u_3$  варьирует не только по латерали, но и по вертикали — имеется  $\text{grad}_z u_3$ . Например, на поверхностях Земли, Форша и Конрада области, окружающие поднятия, имеют вертикальные смещения значительно меньшие, чем на поверхности Мохо. Такая картина могла возникнуть за счет уплотнения пород, окружающих поднятия.

Анализ показывает, что все аналогичные зоны  $\text{grad}_L u_3$ , помимо расположенных на территории Армении и к югу от нее, доходят по крайней мере до середины базальтового слоя, тогда как армянские — лишь до поверхности Конрада. Отметим, что затухание с глубиной характерно только для термоупругих компонент смещения.

На картах горизонтальных смещений  $u = \sqrt{u_1^2 + u_2^2}$ , так же как и для  $u_3$  (рис. 6), выделяется несколько зон с различным характером термоупругих напряжений: 1) области с преимущественно «северным» или «южным» смещением, граница между которыми проходит по югу Каспия, предгорьям Большого Кавказа,

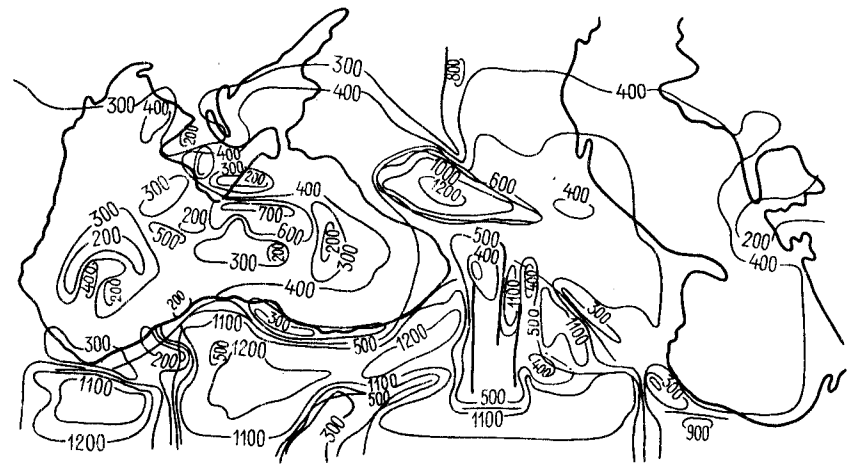


Рис. 5. Карта вертикальных смещений на поверхности Земли.

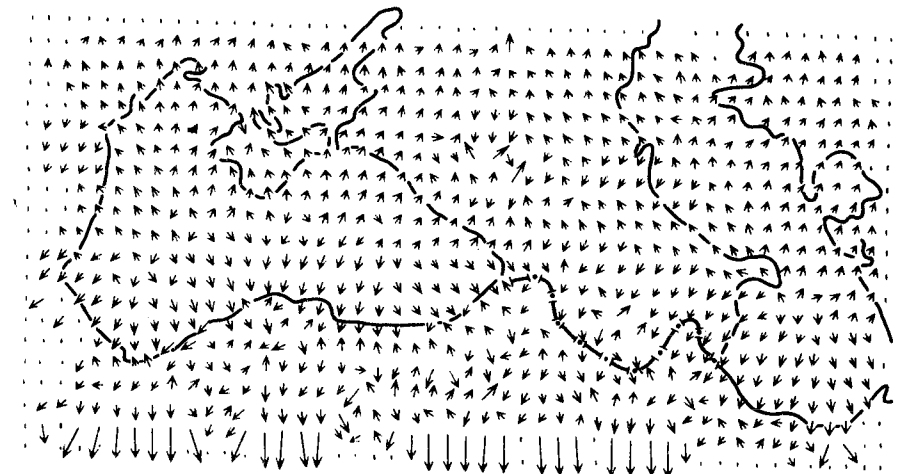


Рис. 6. Карта горизонтальных смещений на поверхности Земли.

Колхидской низменности и югу Черного моря; 2) области больших градиентов  $u_h$  и обращения его знака (перемежающиеся зоны сжатия и растяжения), где выделяются аномальные зоны Анатолийского разлома, Малого Кавказа, Эльбруса, Крыма, Дагестана.

Термоупругие напряжения, рассчитанные по данной модели, могут достигать значительных величин — порядка  $10^9$  Па.

На основании проведенных исследований получены следующие результаты.

1. Рассчитана трехмерная стационарная тепловая модель земной коры Кавказа и акваторий Черного и Каспийского морей при предположениях, позволяющих проводить расчеты без использования поверхностных тепловых потоков. Тем самым последние становятся эффективным средством контроля приближения модели к реальным условиям.

2. Модель тепловых потоков Кавказа и акваторий Черного и Каспийского морей хорошо коррелирует с экспериментальным материалом в области этих морей и Рионо-Куриной депрессии (т. е. модель близка к стационарной) и отличается, как и следовало ожидать, в областях Большого и Малого Кавказа, где имеются проявления молодого вулканизма. Подобный характер корреляции по региону свидетельствует о том, что помимо кондуктивного теплопереноса необходимо принять во внимание и другие формы переноса тепла, например конвекционные.

3. Рассчитана трехмерная стационарная термоупругая модель Кавказа и акваторий Черного и Каспийского морей и оценены горизонтальные и вертикальные компоненты напряжений и смещений. Показано, что термоупругие напряжения, достигающие до  $10^9$  Па, в геологически неоднородных средах могут вызвать значительные вертикальные (более 1000 м) и горизонтальные (до 400 м) смещения.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексидзе М. А., Гугунава Г. Е., Пертая К. В. Расчет термоупругих напряжений, вызванных изменением термоупругого режима земной коры, для одной физической модели. — Сообщ. АН ГССР, 1976, т. 84, № 2, с. 353—356.
2. Балавадзе Б. К., Шенгелая Г. Ш., Миндели П. Ш. Гравитационная модель земной коры Кавказа и акваторий Черного и Каспийского морей. — В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев, Наукова думка, 1979.
3. Возов В., Форсайт Дж. Разностные методы решения дифференциальных уравнений в частных производных и теория аппроксимации в численном анализе. М., Мир, 1974.
4. Геотермические условия и термальные воды Грузии/И. М. Буачидзе, Г. И. Буачидзе и др. Тбилиси, Сабчота Сакартвело, 1980. 206 с.
5. Кутас Р. Н. Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры. Киев, Наукова думка, 1978. 146 с.
6. Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М., Наука, 1968. 278 с.
7. Тепловое поле Европы/Ред. В. Чермак, Л. Рибак. М., Мир, 1982. 376 с.
8. Трехмерная геотермическая модель Кавказа/М. А. Алексидзе, Г. И. Буачидзе и др. — В кн.: Геофизические поля и глубинное строение Закавказья. М., Наука, 1985, с. 123—133.
9. Шенгелая Г. Ш. Строение земной коры в западной части бассейна р. Куры. Тбилиси, Мецниереба, 1968. 177 с.
10. Anderson D. L., Sammis G. Partial melting in the upper mantle. — Phys. Earth Planet. Interiors., 1970, vol. 3, p. 41—50.
11. Cermak V. Crustal temperature and mantle heat flow in Europe. — Tectonophysics, 1983, vol. 83, p. 123—142.
12. Hurlt E., Rugenstern B., Stromeyer D. Three-

dimensional modelling of crustal temperature and Moho heat flow in Central Europe and adjacent areas. — Abstr. of IUGG Assembly. Hamburg, 1983, p. 476.

13. Pollak H. M., Chapman D. S. On the regional variations of the heat flow, geotherms and lithospheric thickness. — Tectonophysics, 1977, vol. 38, p. 60.

УДК 550.36 : 551.14(479)

М. А. Алексидзе, Г. Е. Гугунава, Д. А. Кикнадзе, Д. К. Кирия,  
Т. Л. Челидзе

#### ГЕОТЕРМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ КАВКАЗА И КОРОВАЯ АСТЕНОСФЕРА

В работе [16] нами была предложена трехмерная стационарная модель теплового и термоупругого полей Кавказа, построенная на довольно простых предположениях. Полученные по этой модели поля температур  $T$  и термонапряжений  $\sigma$  могут значительно влиять на различные геофизические поля и геодинамические процессы.

Рассмотрим, в частности, возможности модели при решении вопроса о природе коровой астеносферы (инверсионного слоя).

Работами последних двух десятилетий на территории Кавказа различными геофизическими методами выделяются зоны пониженных скоростей, или волноводы, хорошо согласующиеся друг с другом [2, 3, 6, 8]. Естественно полагать, что появление этих слоев вызвано определенными термодинамическими условиями в недрах Земли. Так, инверсионный слой в коре может возникнуть в результате достижения  $p$ — $T$ -условий, достаточных для частичного плавления [10, 14], повышенной дилатансионной трещиноватости низов базальтового слоя [11], серпентинизации [12], полиморфных фазовых переходов [13].

Гипотеза частичного плавления представляется наиболее вероятной. Дополнительным ее подтверждением может служить и характер магнетизма на Кавказе. Известно, что на Большом Кавказе развит в основном андезит-риолитовый магматизм (верхний плиоцен—плейстоцен, 0,5—3 млн лет), а на Малом Кавказе в этот же период изливались лавы от базальтовой до риолитовой, т. е. лавы действительно были низкотемпературными.

Далее принимается, что область частичного расплава ограничивается сверху изотермой  $600^\circ\text{C}$ , а снизу границей Мохо, где, несмотря на более высокие температуры, породы находятся в твердом состоянии ввиду большого содержания темных (тугоплавких) компонентов [3, 4].

Химические различия вещества по разные стороны от границы Мохо могут быть обусловлены гравитационной дифференциацией в слое полурасплава [3, 4]. Положение границы  $M$  берется из сейсмогравитационной модели [2]. По принятой мо-

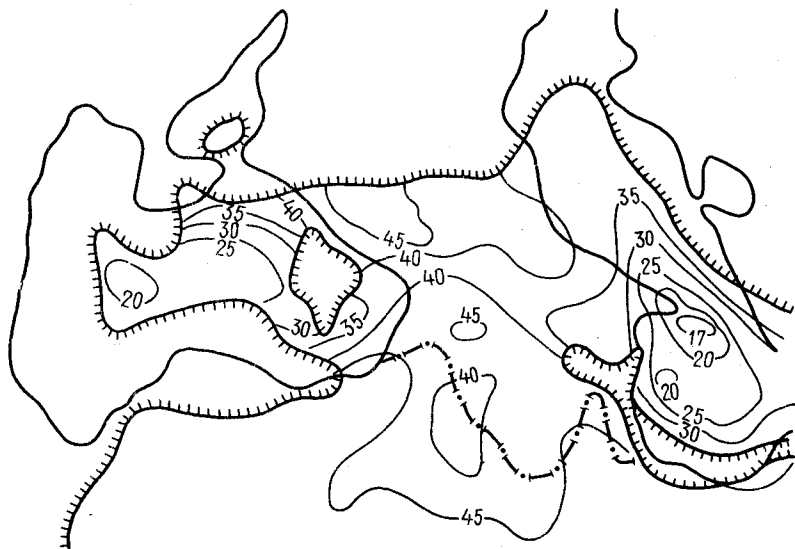


Рис. 1. Карта глубин залегания коровой астеносферы Кавказа.

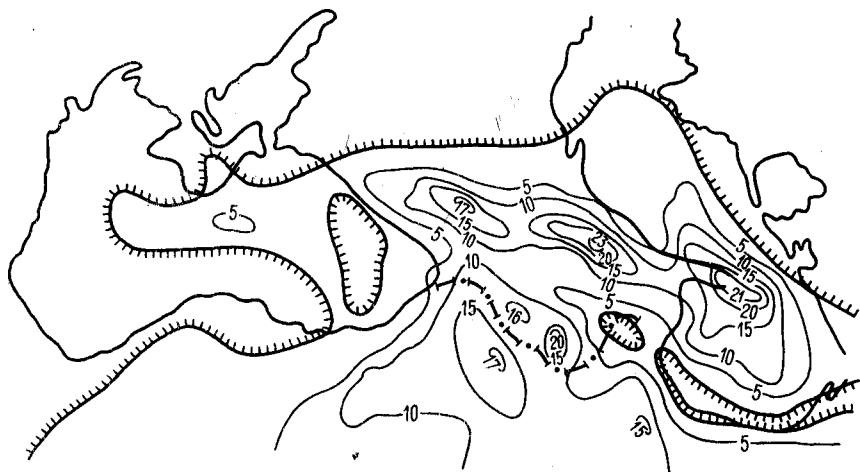


Рис. 2. Карта мощности коровой астеносферы Кавказа.

дели, уход изотермы  $600^\circ\text{C}$  под поверхность. М означает выклинивание слоя частичного плавления.

Построенные согласно этим предположениям карты глубин залегания кровли слоя частичного плавления и мощности этого слоя приводятся соответственно на рис. 1 и 2. По этим данным, слой полурасплава имеется во всем Закавказье, за исключением

узкой полосы по южному побережью Каспийского моря, начинающейся в районе Саатлы. Этот слой отсутствует на Северном Кавказе [3].

Следует, однако, помнить, что исходная модель была стационарной и, как показало сравнение с экспериментом, наблюдаемый тепловой поток в районах молодого вулканизма оказывается выше расчетного. Поэтому для полного решения в дальнейшем необходимо учесть нестационарную составляющую теплового поля, что может несколько изменить конфигурацию изотерм в указанных районах.

Поскольку вклад нестационарной компоненты невелик, можно провести сравнение полученных модельных расчетов с полевым материалом в региональном аспекте. Результаты ГСЗ, пересмотренные в последние годы [6, 8], а также данные сейсмологии [17] действительно указывают на существование волновода над поверхностью Мохо, мощность и глубина залегания которого хорошо коррелируют с расчетными.

По данным магнитотеллурического зондирования на Кавказе [2—4] и полученным из настоящей модели характеристикам коровой астеносферы (рис. 1, 2) была построена карта суммарной продольной проводимости  $S$  (рис. 3) [4]. Зависимость  $S$  от  $H$  оказалась прямолинейной, что свидетельствует о постоянстве удельного электрического сопротивления для коровой астеносферы по всему региону:  $\rho = 20\text{—}80 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ . Это гораздо меньше сопротивления всей литосферы в целом, оцениваемого обычно в  $10^4\text{—}10^5 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ .

Как известно, величина электропроводности может быть увязана с вязкостью вещества Земли, конечно, с использованием определенных модельных представлений, в частности модели системы пленок полурасплава различной вязкости. По этой модели получаем вязкость коровой астеносферы  $\eta_1 = 10^{13}\text{—}10^{16} \text{ П}$ . Это чрезвычайно низкая вязкость. Если учесть давление, то это

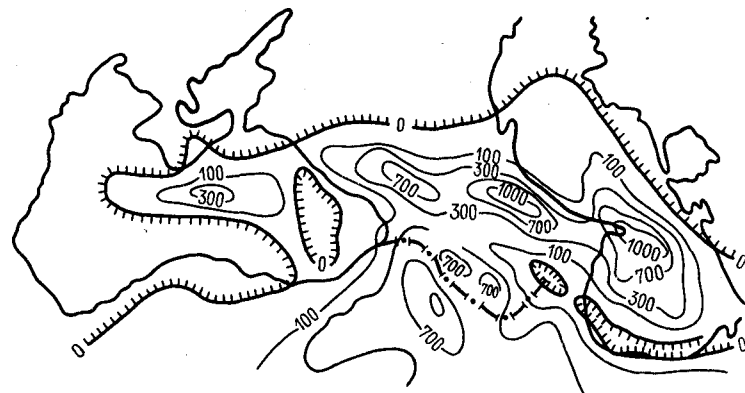


Рис. 3. Карта суммарной продольной проводимости коровой астеносферы Кавказа.

значение, по-видимому, может увеличиваться еще на один-два порядка. Отметим, что в сейсмоактивных регионах вязкость (квазивязкость) порядка  $10^{17}$  П [5] считается реальной [1].

Исходя из полученного выше значения  $\eta$ , оценим грубо возможность проявления конвекционной неустойчивости в коре астеносферы Кавказа. Как известно, число Релея определяется так [7]:

$$R_a = \frac{\alpha g \Delta T d^3}{\nu a},$$

где  $\alpha$  — коэффициент объемного расширения;  $g$  — ускорение силы тяжести;  $\Delta T$  — наадиабатический перепад температур;  $d$  — мощность слоя;  $\nu$  — кинематическая вязкость;  $a$  — коэффициент температуропроводности. При подстановке в уравнение параметров, определяемых при модельных расчетах, число Релея получается более критического на 3—5 порядков.

Наличие коровой астеносферы с пониженной вязкостью позволяет объяснить многие взаимосвязанные геодинамические процессы в литосфере.

Рассмотрим процесс гравитационной дифференциации. В условиях гравитационной дифференциации низы слоя полурасплава обогащаются тяжелой и тугоплавкой компонентой, что повышает их температуру плавления. Поэтому, несмотря на повышение температуры с глубиной, интенсивность плавления затухает вплоть до образования твердой фазы, воспринимаемой как поверхность Мохо. Вместе с тем при всплывании легкой фазы происходит интенсивный перенос тепла в верхние горизонты, что способствует быстрому передвижению вверх теплового фронта, а следовательно, и фронта полурасплава, до выхода на стационарный уровень [4].

Важно отметить, что в данной модели рельеф подошвы рефрагирующего тепло осадочного слоя во многом определяет характер геотерм, в том числе и изотермы  $600^\circ\text{C}$ . Из этого следует, что глубинные структуры генетически связаны с поверхностным геотермическим механизмом. Эта связь для Черноморской впадины и Причерноморья установлена в [17] на основании геолого-геофизических данных.

Процессами, происходящими в коровой астеносфере, можно объяснить также неовулканизм и частично — современные движения Кавказа [15]. В частности, области Большого и Малого Кавказа характеризуются большой мощностью коровой астеносферы, что способствует развитию в них конвекционных движений и внедрению магмы по системе разломов в верхнюю кору [15].

В работе [4] рассмотрены интересные следствия из данной модели: возможность возникновения естественного электрического поля вследствие термоэлектрического эффекта в цепи, составленной проводящими осадками и коровой астеносферой, которые соединяются между собой в акваториях морей на раз-

ных температурных уровнях (рис. 4), а также протяженных магнитных аномалий, связанных с токовыми (зарядовыми) и обусловленных существованием перепадов глубин и мощностей в коровой астеносфере.

Основные итоги выполненной работы сводятся к следующему.

1. Геофизические и геодинамические следствия, вытекающие из геотермической стационарной трехмерной модели Кавказа, предложенной в [3, 4, 15], в основном согласуются с известными экспериментальными фактами.

2. Согласованность распределения геофизических полей с данными, полученными по стационарной трехмерной модели теплового и термоупругого полей, свидетельствует о близости к стационарному состоянию большей части региона. Нам представляется, что вообще для выделения вклада глобальных тектонических сил в геодинамические явления необходимо на первом этапе рассчитать стационарную (а в дальнейшем нестационарную) геотермическую и термоупругую составляющие напряжений.

3. С использованием полученного распределения температур определены мощности и глубины залегания инверсионного слоя (коровой астеносферы) Кавказа и акваторий Черного и Каспийского морей на основании предположения о частичном плавлении «влажных» пород гранитного и базальтового слоев при  $600^\circ\text{C}$  и отсутствии частичного плавления ниже поверхности Мохо при этой же температуре.

4. Обобщение результатов геотермических расчетов и оценка скачка электропроводности в коре астеносферы позволили привести примерную оценку вязкости и сделать заключение о возможности тепловой и гравитационной дифференциации в коровой астеносфере. Подобная модель позволяет объяснить такие геодинамические проявления, как возникновение волновода, изостатическое выравнивание поверхности Мохо, образование ее площадок, коро-мантийного слоя, современные движения и вулканизм.

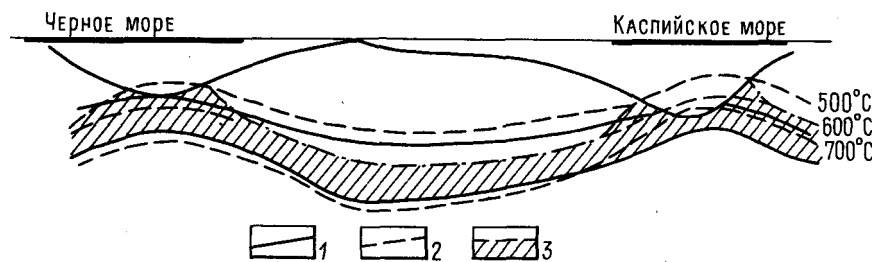


Рис. 4. Температурный профиль через Черное и Каспийское моря.

1 — поверхности «гранита», Конрада, Мохо; 2 — изолинии; 3 — слой полурасплава.

5. Многие геофизические поля и геодинамические эффекты могут быть объяснены процессами в коровой астеносфере и в самой коре без привлечения мантийных механизмов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гоцадзе О. Д. Об условиях возникновения Джавахетских землетрясений. — В кн.: Труды III Всесоюзного симпозиума по сейсмическому режиму. Ч. 2. Новосибирск, 1969.
2. Гугунава Г. Е. К вопросу определения некоторых параметров слоя Б методом магнитотеллурического зондирования. — Геол. и геофиз., 1969, № 10, с. 96—99.
3. Гугунава Г. Е. Взаимосвязь некоторых геофизических полей и глубинного строения Кавказа. Тбилиси, Мецниереба, 1981. 180 с.
4. Гугунава Г. Е. Взаимосвязь некоторых геофизических полей и глубинное строение Кавказа. Автореф. докт. дис. Баку, 1988.
5. Гугунава Г. Е., Челидзе Т. Л., Гугунава Н. Г. Об электропроводности и вязкости коры Кавказа. — Геофиз. журн., 1989, т. 11, № 1.
6. Диасамидзе Ш. П., Иоселиани М. С., Раджабов М. М. Сейсмическая модель земной коры в Колхидской низменности. — Сообщ. АН ГССР, 1980, т. 97, № 1, с. 77—80.
7. Жарков В. И., Трубицын В. П. Физика планетарных недр. М., Наука, 1980. 448 с.
8. Иоселиани М. С. Глубинное геологическое строение межгорной впадины территории Грузии и смежных областей по геофизическим данным. Автореф. докт. дис. Тбилиси, 1982.
9. Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Вода в магматических расплавах. М., Наука, 1971. 268 с.
10. Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Физические свойства магматических расплавов. М., Недра, 1979. 199 с.
11. Николаевский В. Н. Обзор: земная кора, дилатансия и землетрясения. — В кн.: Механика очага землетрясений. М., Мир, 1982, с. 134.
12. Справочник по физическим свойствам минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах. М., Недра, 1978. 236 с.
13. Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш. Мантия Земли и тектогенез. Киев, Наукова думка, 1968. 174 с.
14. Тейлор С. Р., Мак-Леннан. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М., Мир, 1988. 379 с.
15. Тепловая модель, коровый инверсионный слой и молодой вулканизм Кавказа/М. А. Алексидзе, Г. Е. Гугунава, Д. А. Кикнадзе и др. — Сообщ. АН ГССР, 1985, т. 118, № 3.
16. Трехмерная стационарная модель теплового и термоупругого полей Кавказа/М. А. Алексидзе, Г. Е. Гугунава, Д. К. Кирия, Т. Л. Челидзе. — В наст. сб-ке, с. 77—85.
17. Чекунов А. В. Проблемы Черноморской впадины. — Геофиз. журн., 1987, т. 9, № 4, с. 3—25.

УДК 550.36:551.14(571.5)

В. Т. Балобаев, А. И. Левченко

#### ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ОБЛАСТИ РАЗВИТИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД

Проведенные в последние годы исследования внутриземного теплового потока, теплофизических свойств горных пород и расчеты на их основе глубинных температур по профилям ГСЗ позволили охарактеризовать тепловое состояние земной коры и верхней мантии Сибирской платформы. По определению более чем в 80 пунктах величины глубинного теплового потока была построена карта (рис. 1).

Расчет глубинной температуры по профилям ГСЗ Березово — Усть-Мая, Диксон—Хилок, Ханты-Мансийск—Лена производился геотермическим методом, который базируется на решении уравнения теплопроводности для определенной модели земной коры с заданными граничными условиями. Этот подход многократно применялся и описывался в литературе [2, 4, 8, 10, 13, 15]. Исходя из конкретных профилей ГСЗ, земная кора представлялась совокупностью трех слоев — осадочного, гранитно-метаморфического и базальтового [6].

При решении стационарной задачи использовались данные о строении земной коры региона [6], учитывалось изменение теплопроводности ( $\lambda$ ) пород с температурой [4, 7, 16, 17]. Для теплогенерации применялось представление об экспоненциальном изменении в пределах каждого слоя [9], использовалась и информация о содержании радиоактивных элементов в конкретных породах региона. При их отсутствии привлекались известные из литературы сведения о соотношениях теплового потока, произведенного в гранитном слое и поступающего из нижележащих толщ.

При расчетах использовались значения  $\lambda_n$ , определенные в лаборатории геотермии Института мерзлотоведения СО АН СССР, а для базальтового слоя и для отдельных разновидностей гранитоидов значения брались из литературных источников. Величины  $\lambda_n$  варьировали в осадочном слое от 1,8 до 4,5 Вт/(м·К), в гранитно-метаморфическом — от 2,5 до 3 Вт/(м·К), в базальтовом — от 2 до 2,5 Вт/(м·К).

Средняя теплогенерация горных пород по слоям изменялась в следующих пределах: в осадочном слое — от  $0,4 \cdot 10^{-6}$  до  $1,5 \cdot 10^{-6}$  Вт/м<sup>3</sup>, в гранитно-метаморфическом — от  $0,5 \cdot 10^{-6}$  до  $1,4 \cdot 10^{-6}$  Вт/м<sup>3</sup>, в базальтовом — от  $0,09 \cdot 10^{-6}$  до  $0,22 \cdot 10^{-6}$  Вт/м<sup>3</sup>. Теплогенерация в верхнем слое мантии составляла  $(0,006—0,08) \cdot 10^{-6}$  Вт/м<sup>3</sup>.

Коровая и мантийная составляющие теплового потока основных структур криолитозоны, мВт/м<sup>2</sup>

Структура	$q_{изм}$	$q_k$	$q_m$	$q_k/q_{изм}$	$q_m/q_{изм}$
Западно-Сибирская плита	50—70	30—40	20—30	0,5—0,6	0,4—0,5
Анабарская антеклиз	20—30	14—20	6—10	0,6—0,7	0,3—0,4
Алданская антеклиз	20—45	13—30	7—15	0,6—0,7	0,3—0,4
Тунгусская синеклиз	30—50	20—30	10—20	0,6—0,7	0,3—0,4
Вилуйская синеклиз	45—60	25—35	20—25	0,5—0,6	0,4—0,5

Анализ тепловых моделей земной коры в каждой расчетной точке показал следующее. Наиболее мощным тепловым источником является гранитный слой. Его вклад в коровую составляющую теплового потока равен 70—80 %. Генерация тепла осадочного слоя зависит от его мощности и может достигать 10—15 мВт/м<sup>2</sup>. Генерация в базальтовом слое незначительна и может учитываться в среднем. Все это означает, что региональные различия коровой составляющей теплового потока в первую очередь связаны с изменением состава и строения гранитно-метаморфического слоя. Мантийная составляющая теплового потока изменяется от 30 до 70 % суммарного (табл. 1). Из таблицы видно, что мантийная составляющая увеличивается с возрастанием тектонической активности. Под корой Сибирской платформы обнаруживаются все типы вещества мантии — от перидотита до эклогита, но преимущественное развитие имеют дунит-перидотиты [1, 3, 12].

Таким образом, региональные закономерности изменения теплового потока связаны со строением и составом земной коры и тепловым состоянием мантии.

Тепловой поток на Сибирской платформе в области развития многолетнемерзлых пород изменяется от 13 до 63 мВт/м<sup>2</sup> (рис. 1). В среднем он составляет 35 мВт/м<sup>2</sup>, что меньше среднего мирового значения для дорифейских платформ (42 мВт/м<sup>2</sup>). Большие пределы изменения теплового потока говорят о тепловой дифференциации литосферы.

Результаты расчетов глубинных температур приведены на рис. 2—4 и в табл. 2.

Поведение температурного поля на срезах 10, 20 и 30 км однотипно (табл. 2). В целом отмечается зависимость температуры от поверхностного теплового потока. Четко эта зависимость проявляется на глубине 30 км, а на 10 км она более смазана. Так, например, на глубине 30 км температура составляет 630 °С при тепловом потоке 67 мВт/м<sup>2</sup>, при 50—60 мВт/м<sup>2</sup> она равна 500—600 °С, при 40—50 мВт/м<sup>2</sup>—350—500 °С, при 30—

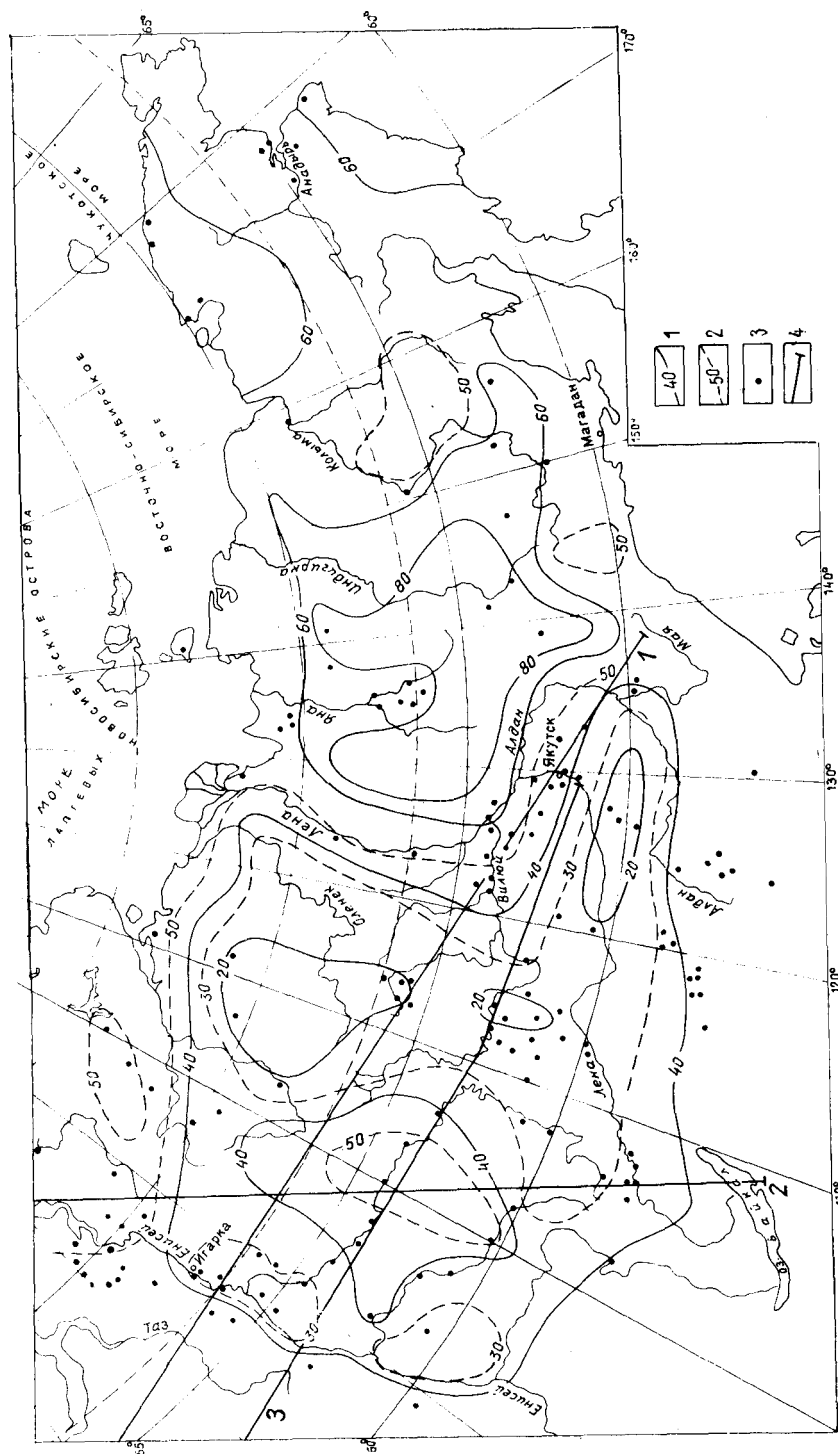


Рис. 1. Карта теплового потока Сибирской платформы и Верхно-Чукотской складчатой области.

1, 2 — изолинии теплового потока, мВт/м<sup>2</sup>; 1 — основные; 2 — дополнительные; 3 — станции измерения теплового потока; 4 — профили ГСЗ; 1 — Березово-Усть-Мая, 2 — Диксон-Хылок, 3 — Ханты-Мансийск-р. Дена.

Температура глубинных срезов и границ в земной коре Сибирской платформы и сопредельных структур. °С

Структура	$q_{\text{изм.}}$ мВт/м <sup>2</sup>	Срез			Граница		
		10 км	20 км	30 км	фундамента	Конграда	Мохо
		360—370	510—590	370—530	8—120	720—740	
350—360	490—500	350—410	150—200	610—640			
210—220	250—280	250—270	60—90	360—370			
440	630	520	110	840			
250	350	310	80	470			
230—400	330—580	370—520	110—230	610—750			
250—380	370—550	320—530	50—150	510—720			
270—280	380—400	390—420	80—100	530			
110—170	150—230	160—250	7—22	180—280			
110—170	160—250	130—190	4—24	210—360			
400	600	380—470	100—300	570—710			
250—270	360—450	290—340	120—140	460—490			
226	325	320	70	460			
254	355	290	1	370			
210—260	290—350	270—300	1—64	410—470			
280	410	250—310	9—14	460—500			
210—290	290—420	280	90	500			
—	—	27—36	27—36	360—430			
—	—	90—190	90—190	590—700			
50—63	180—210	180—170	180—210	720—740			
50—52	180	120—170	180	610—640			
30	110—160	250	110—160	360—370			
67	220	400	220	840			
40	130	226	130	470			
45—53	120—200	254	120—200	610—750			
45—55	120—190	210—260	120—190	510—720			
40	130—150	280	130—150	530			
20—30	69—90	110—170	69—90	180—280			
20—30	60—100	110—170	60—100	210—360			
40	250	400	40	570—710			
50	120—170	250—270	50	460—490			
35	116	226	35	460			
40	137	254	40	370			
35—50	110—150	210—260	35—50	570—710			
45	160	280	45	410—470			
30—37	110—150	210—290	30—37	460—500			
—	—	—	—	500			
—	—	—	—	360—430			
—	—	—	—	590—700			

40 мВт/м<sup>2</sup>—250—350 °С, а при потоках менее 30 мВт/м<sup>2</sup>—150—250 °С. На глубине же 10 км при тепловом потоке 50—67 мВт/м<sup>2</sup> температура составляет 180—220 °С, при 30—50 мВт/м<sup>2</sup>—110—170 °С, а при потоках менее 30 мВт/м<sup>2</sup>—ниже 100 °С. В пределах зон с одной и той же величиной теплового потока температура на глубине 10 км зависит от мощности и состава осадочного слоя. На срезе 10 км наиболее теплыми (150—220 °С) являются центральная часть Тунгусской синеклизы, Таймырский массив, Вилюйская синеклизы, Алданская антеклизы, Алдано-Майский прогиб. Температурами 100—150 °С характеризуются внешние части Тунгусской синеклизы, Ангаро-Ленская ступень, Катангская седловина, Прибайкальский прогиб. Наиболее холодные структуры (менее 100 °С) — Ботуобинская седловина и Анабарская антеклизы.

С возрастанием глубины более четко выделяются в температурном поле отдельные структуры и части структур. Так, в пределах Вилюйской синеклизы своды и южный борт на глубине 30 км имеют температуру 300—350 °С, прогибы — 350—450 °С, а наиболее погруженные части впадин — до 600 °С. Западно-Таймырский выступ и Предтаймырский прогиб на этой же глубине характеризуются температурой 500—600 °С, Алдано-Майский прогиб — всего 400 °С.

Охарактеризуем более детально тепловое состояние горизонтов земной коры глубже 30 км. Анабарская антеклизы, Ботуобинская седловина, северный склон Алданской антеклизы, Приенисейский вал, Енисейский кряж имеют тепловой поток 20—30 мВт/м<sup>2</sup>. Средний тепловой поток здесь близок к 20 мВт/м<sup>2</sup>. Это говорит о незначительной радиогенной теплогенерации коры и слабой тепловой активности мантии. По сведениям из литературы, гранитно-метаморфический слой на Анабарском массиве сложен древним плаггиогнейсовым комплексом — серыми гнейсами. Радиоактивность пород здесь составляет 6—27 мкР/ч. Имеющие наибольшее распространение плаггиогнейсы малорадиоактивны (6 мкР/ч), поэтому кора Анабарской антеклизы генерирует минимальное количество тепла. По нашим расчетам, коровая составляющая теплового потока достигает 14 мВт/м<sup>2</sup>. Мантия под антеклизой плотная, на поверхности Мохо граничная скорость продольных волн равна 8,6—8,8 км/с. По данным МТЗ, под антеклизой отсутствует астеносфера [5]. Все области с низким тепловым потоком характеризуются холодной мантией: Турухано-Норильская гряда — 360—370 °С, Ботуобинская седловина — 180—280 °С, южный склон Анабарской антеклизы — 210—360 °С. Мы считаем тепловой поток 20 мВт/м<sup>2</sup> нормальным и типичным для древнейших образований платформы.

Более высокие значения теплового потока относятся к структурам, активизированным во время перестройки Сибирской платформы. Примером таких структур являются Алданская антеклизы и Ангаро-Ленская ступень.



Алданская антеклиза составляла единое целое с Анабарской антеклизой. С середины палеозоя она испытывает мощную активизацию под влиянием Становой складчатой зоны, Верхояно-Колымской геосинклинальной зоны и Патомского нагорья. В результате северная ее часть погружается под Предверхоанский прогиб, а южная превращается в глыбово-блоковую горную область [11, 14]. Соответственно этому процессу сформировалось и тепловое поле антеклизы. Алданский щит характеризуется тепловым потоком  $40\text{--}50\text{ мВт/м}^2$ , а средняя неактивизированная моноклиальная часть сохраняет тепловой поток  $20\text{--}30\text{ мВт/м}^2$  и этим не отличается от Анабарской антеклизы. Поверхность Мохо на различных структурах антеклизы имеет температуру  $410\text{--}500\text{ }^\circ\text{C}$ , в Ангаро-Ленской ступени —  $460\text{--}500\text{ }^\circ\text{C}$ .

Наиболее теплыми структурами являются депрессии, сформировавшиеся в мезозое: Вилюйская синеклиза, Предтаймырский, Лено-Анабарский и Предверхоанский прогибы. Поле теплового потока всех перечисленных депрессий характеризуется значениями  $40\text{--}60\text{ мВт/м}^2$ . Температура поверхности верхней мантии Вилюйской синеклизы достигает  $700\text{ }^\circ\text{C}$ . Синеклиза осложнена структурами более высоких порядков, что приводит к тепловой дифференциации ее недр. Так, впадины и прогибы имеют температуру  $500\text{--}700\text{ }^\circ\text{C}$ , Сунтарский свод —  $370\text{ }^\circ\text{C}$ , а южный борт синеклизы —  $460\text{ }^\circ\text{C}$ .

Тунгусская синеклиза является крупнейшей отрицательной структурой Сибирской платформы. В ее центральной части поток превышает  $50\text{ мВт/м}^2$ , понижаясь к бортам (рис. 1). В целом температура на поверхности Мохо достигает  $750\text{ }^\circ\text{C}$  и фактически не отличается от температуры Вилюйской синеклизы. Тепловое состояние отдельных блоков синеклизы различно. Впадины и прогибы имеют температуру  $600\text{--}700\text{ }^\circ\text{C}$ , валы, выступы, своды —  $500\text{--}700\text{ }^\circ\text{C}$ , Катангская седловина —  $500\text{--}530\text{ }^\circ\text{C}$ , Рыбинско-Хантайское поднятие —  $800\text{ }^\circ\text{C}$ , Приенисейский прогиб —  $470\text{ }^\circ\text{C}$  и т. д. Но, по всем сведениям, недра Тунгусской синеклизы должны быть холодными. Хотя кора мощная, ее вклад в суммарный тепловой поток не является определяющим. Это следует из того, что мощность гранитно-метаморфического слоя к бортам увеличивается, а величина потока уменьшается. Необходимо также учесть, что уже около 200 млн лет синеклиза пассивна. По-видимому, нагретость недр следует объяснять ослабленным действием мантийного источника, который существует со времени массового траппового магматизма. Подтверждением нагретости недр являются данные МТЗ, которые указывают на наличие астеносферы на глубинах  $95\text{--}110\text{ км}$ . Этим сведениям противоречит наличие высоких граничных скоростей на поверхности Мохо ( $8,3\text{--}8,5\text{ км/с}$ ), что говорит о плотной мантии [6].

Сибирская платформа выделяется замкнутым полем теплового

потока. Его изолинии не секут границ платформы, что говорит о единстве и обособленности теплового поля земной коры. Шовные зоны платформы четко проявляются значительным скачком значений теплового потока всюду, кроме Станового структурного шва. По-видимому, в результате активизации Алданская антеклиза и Становой складчатый пояс соединились в общий литосферный блок с однотипной мантией. Отмечается однонаправленное уменьшение потока с востока на запад от  $40\text{--}50$  до  $25\text{--}40\text{ мВт/м}^2$  для обеих систем.

Самая верхняя часть земной коры Сибирской платформы ( $\sim 1,5\text{ км}$ ) в тепловом отношении характеризуется особым своеобразием, которое вносит наличие толщ мерзлых пород той или иной мощности. Формирование средней годовой отрицательной температуры горных пород происходит под влиянием климатических факторов и тепловых свойств напочвенных покровов и горных пород. Как только сформировалась отрицательная температура на подошве слоя годовых теплооборотов, начинается процесс глубокого промерзания земной коры, продолжающийся до установления стационарного или близкого к нему состояния. Стационарное температурное поле при наличии в среде источников тепла описывается уравнением Пуассона. Решение этого уравнения дает выражение для мощности мерзлой зоны или, другими словами, для мощности стационарной криолитозоны. Из этого выражения глубокое промерзание определяется теплофизическими свойствами прмерзающих пород, тепловым потоком, температурой поверхности и временем промерзания.

Выше мы уже рассматривали тепловую дифференциацию недр платформы в соответствии с тепловым потоком. На многочисленных картах дается сложное распределение температуры на подошве слоя годовых теплооборотов, составляющее интервал от  $0$  до  $-12\text{ }^\circ\text{C}$ .

Теплопроводность магматических и метаморфических пород ниже, чем у большинства массивных осадочных пород. Теплопроводность протерозойско-архейских метаморфических пород лежит в пределах  $2,3\text{--}4,4\text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$ , магматических —  $1,7\text{--}3,6\text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$ .

Наличие льда в качестве минерала изменяет теплопроводность горных пород. У неоген-палеогеновых отложений теплопроводность в мерзлом состоянии на  $30\%$  больше, чем в талом. С увеличением возраста пород эта разница уменьшается, и уже у верхнепалеозойских пород она неразличима. Среди терригенных отложений наиболее теплопроводны песчаники [ $2,7\text{--}4,5\text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$ ], у карбонатных пород — доломиты [ $3,5\text{--}4,9\text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$ ] и известняки [ $2,8\text{--}3,8\text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$ ].

Такое сложное распределение вышеперечисленных параметров создает сложную и пеструю картину потенциальных возможностей глубокого промерзания земной коры. В качестве примера можно рассмотреть схему мощности криолитозоны Якутии, состав-

ленную в Институте мерзлотоведения. Аномально большие мощности криолитозоны (более 1000 м) обусловлены низким тепловым потоком и высокой теплопроводностью карбонатного чехла (рис. 1). Они приурочены к Анабарской антеклизе. Мощности 700—800 м обнаруживаются в пределах Ботуобинской седловины и северного склона Алданской антеклизы. Эти районы характеризуются относительно высокой температурой на подошве слоя годовых теплооборотов (от  $-3$  до  $-4$  °С), низким тепловым потоком ( $20-30$  мВт/м<sup>2</sup>) и высокотеплопроводным карбонатным чехлом, залегающим на кристаллическом основании. На участках с одним и тем же тепловым потоком ведущим фактором является температура поверхности. В мезозойских депрессиях развиты нестационарные мерзлые толщи, мощность которых соответствует уровню теплообмена в последнюю холодную эпоху с учетом скорости протаивания. В Вилюйской синеклизе и Предверхоанском прогибе мощность многолетнемерзлых пород составляет 400—700 м, в то время как современные условия могут обеспечить промерзание только на 300 м.

Полученные материалы позволяют сделать следующие выводы.

1. Верхняя часть земной коры Сибирской платформы мощностью до 1,5 км охлаждена и сложена мерзлыми породами двух типов — стационарными и нестационарными. Стационарные толщи находятся в тепловом равновесии с нижележащими породами. Нестационарные толщи имеют аномально увеличенную мощность. Мощность стационарных мерзлых толщ однозначно определяется температурой поверхности, теплопроводностью массива горных пород и тепловым потоком. Глубина залегания подошвы нестационарных мерзлых толщ определяется в большей степени палеогеокриологической обстановкой.

2. Основные источники тепла, формирующие внутриземной тепловой поток, сосредоточены в гранитно-метаморфическом слое земной коры и в мантии. Источники тепла гранитно-метаморфического слоя имеют радиогенную природу. Величина теплового потока и ее региональное изменение связаны со строением и составом коры и тепловой активностью мантии. Средний тепловой поток на Сибирской платформе составляет 35 мВт/м<sup>2</sup>, пределы его изменения — 13—63 мВт/м<sup>2</sup>. Наиболее древнее образование (Анабарская антеклиза) имеет поток 20 мВт/м<sup>2</sup>. Платформенные депрессии региона характеризуются потоком 40—60 мВт/м<sup>2</sup> и являются наиболее теплыми структурами.

3. Температура недр Сибирской платформы в очень сильной степени зависит от величины теплового потока (табл. 2). Наиболее теплыми структурами являются центральная часть Тунгусской синеклизы, Таймырский массив, Вилюйская синеклиза, где температура на кровле верхней мантии достигает 700—750 °С. Наиболее холодные структуры — Анабарская антеклиза и Ботуобинская седловина, где температура верхней мантии составляет 200—350 °С.

4. Отмечается совпадение наиболее холодных районов с наличием плотной мантии, характеризующейся граничными скоростями продольных волн более 8,5 км/с.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Егоркин А. В., Павленкова Н. И. Изучение структуры мантии на территории СССР по длинным сейсмическим профилям. — Геол. и геофиз., 1981, № 4, с. 86—94.
2. Кутас Р. И. Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры. Киев, Наукова думка, 1978. 148 с.
3. Лутц В. Г. Петрология глубинных зон земной коры и верхней мантии. М., Наука, 1974. 304 с.
4. Моисеенко У. И., Смыслов А. А. Температура земных недр. Л., Недра, 1986. 178 с.
5. Поспелов В. И., Михалевский В. И. Электромагнитные данные об астеносфере в районах Сибирской платформы. — Геол. и геофиз., 1981, № 1, с. 153—157.
6. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур СССР. М., Наука, 1980. 184 с.
7. Сидоров А. М., Дучков А. Д. Механизмы теплопереноса в горных породах. Новосибирск, Наука, 1989. 96 с.
8. Смирнов Я. Б. Тепловое поле территории СССР. Поясн. зап. к Картам теплового потока и глубинных температур в масштабе 1:10 000 000. М., 1980. 150 с.
9. Смыслов А. А., Моисеенко У. И., Чадович Т. З. Тепловой режим и радиоактивность Земли. Л., Недра, 1979. 190 с.
10. Соколова Л. С. Геотермический метод оценки температур земной коры. — Геол. и геофиз., 1975, № 7, с. 103—109.
11. Структура и эволюция земной коры Якутии. М., Наука, 1985. 248 с.
12. Схема плотностной дифференциации мантийно-коровых блоков территории СССР. Л., 1978. 22 с.
13. Схема распределения температуры в земной коре территории СССР на глубине 10 км. Масштаб 1:10 000 000. Объясн. зап. Л., 1986. 30 с.
14. Тектоника Якутии. Новосибирск, Наука, 1975. 198 с.
15. Тепловое поле недр Сибири. Новосибирск, Наука, 1987. 196 с.
16. Физические свойства минерального вещества в термобарических условиях литосферы/Т. С. Лебедев, В. А. Корчин, Б. Я. Савенко и др. Киев, Наукова думка, 1986.
17. Чермак В. Геотермическая модель литосферы и карта мощности литосферы на территории СССР. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1982, № 1, с. 25—38.

УДК 550.36 : 551.14(571.5—13)

*С. В. Лысак, Р. П. Дорофеева*

#### ТЕМПЕРАТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

На юге Восточной Сибири выделяются три тектонических региона, имеющих различный возраст формирования континентальной коры. На западе рассматриваемой территории расположена южная часть Сибирской платформы, где становление

земной коры завершилось к началу рифея, а последняя тектоническая активизация происходила в пермо-триасе, во время внедрения сибирских траппов. В центре находится Саяно-Байкальская складчатая область, в которой формирование коры закончилось в конце девона. В кайнозое эта область испытала такую сильную тектоническую активизацию, что на ее территории образовалась Байкальская рифтовая зона, продолжающая развиваться и в настоящее время, что подтверждается ее повышенной сейсмической активностью, аномалиями других геофизических полей, новейшей тектоникой и интенсивным выносом глубинного тепла из недр Земли. С востока к ней примыкает Забайкальская складчатая область с гетерохронной континентальной корой, формирование которой завершилось в конце палеозоя — начале мезозоя, а активизация происходила преимущественно в позднем мезозое и частично в кайнозое [8, 19].

Сведения о глубинном строении и геолого-геофизических параметрах земной коры рассматриваемых регионов приводятся по данным С. И. Голенецкого [2], Ю. А. Зорина и др. [14, 16], С. В. Крылова и др. [15], о геотермическом поле — по материалам авторов [5, 12, 13].

Средний тепловой поток на юге Сибирской платформы около  $38 \text{ мВт/м}^2$ . Он существенно ниже этой величины на Непском своде и в краевых поднятиях ( $28\text{—}37 \text{ мВт/м}^2$ ), но более высокий (до  $43\text{—}45 \text{ мВт/м}^2$ ) в Саяно-Енисейской и Ангарской синеклизах, а также на Жигаловском валу, т. е. на участках широкого развития траппового вулканизма или крупных антиклинальных поднятий в осадочном чехле платформы.

Геотермические параметры хорошо сопоставимы с другими геолого-геофизическими данными: с низкой изрезанностью рельефа ( $\text{grad } h = 5 \cdot 10^{-3}$ ), с асейсмичностью региона ( $A_{10} \approx 0$ ), с мощным магнитным слоем (в среднем  $32,5 \text{ км}$ ), с большой глубиной залегания слоя повышенной электропроводности (около  $100 \text{ км}$ ), с нормальными скоростями на поверхности Мохо ( $v_r = 8,1 \text{ км/с}$ ) и с корой, имеющей толщину около  $40 \text{ км}$ .

Такие данные свидетельствуют о тектонической стабильности и стационарном тепловом режиме на юге Сибирской платформы.

Тепловой поток в Забайкальской складчатой области выше, чем на Сибирской платформе, и приближается в среднем к  $50 \text{ мВт/м}^2$ . Величины потоков менее  $50 \text{ мВт/м}^2$  приурочены преимущественно к поднятиям,  $50\text{—}75 \text{ мВт/м}^2$  — к межгорным впадинам, заполненным вулканогенно-осадочными образованиями мезозойского и кайнозойского возраста, более  $75 \text{ мВт/м}^2$  — к участкам кайнозойского вулканизма и разломам, по которым происходит разгрузка термальных вод. Морфология и распределение геотермических аномалий во многом предопределяются теплофизической анизотропией этой области и лишь на отдельных участках связаны с разгрузкой подземных, иногда термальных вод.

По сравнению с югом Сибирской платформы величины геотер-

мических градиентов здесь увеличиваются почти в два раза (до  $22 \text{ мК/м}$ ), но уменьшается теплопроводность разреза, состоящего в основном из кристаллических пород [в среднем  $2,5 \text{ Вт/(м} \cdot \text{К)}$ ].

Общий геолого-геофизический фон также становится иным: изрезанность рельефа увеличивается в четыре раза ( $\text{grad } h = 21 \cdot 10^{-3}$ ), сейсмическая активность несколько повышается ( $A_{10} = 0,01$ ), толщина магнитоактивного слоя и глубина залегания слоя повышенной электропроводности сокращаются до  $19,5$  и  $40 \text{ км}$  соответственно, скорость распространения сейсмических волн в верхах мантии сохраняется прежней ( $8,1 \text{ км/с}$ ), а мощность земной коры увеличивается до  $42\text{—}45 \text{ км}$ .

По-видимому, в Забайкальской складчатой области на значительной территории преобладает стационарный геотермический режим, но на некоторых участках, особенно на юго-востоке, тепловое поле носит явно выраженный нестационарный характер. Это объясняется более поздней тектонической активизацией, имевшей место в позднем мезозое и частично в кайнозое.

Наиболее неоднородно тепловое поле центральной части рассматриваемого региона, где расположена Байкальская рифтовая зона. Тепловой поток здесь имеет экстремальные значения и изменяется от  $15$  до  $300\text{—}400 \text{ мВт/м}^2$ . В рифтовых впадинах средние величины теплового потока превышают  $60\text{—}75 \text{ мВт/м}^2$ . На обрамляющих поднятиях они уменьшаются до  $50\text{—}40 \text{ мВт/м}^2$  [4, 11].

Резко дифференцирован тепловой поток в самой Байкальской впадине. Осреднение имеющихся данных (их в настоящее время около  $400$ ) показало, что средняя величина теплового потока здесь около  $75 \text{ мВт/м}^2$ . Геотермические аномалии чаще всего приурочены к зонам разломов, по которым происходит более интенсивный, чем на сопредельных участках, вынос глубинного тепла. Это подтверждается резким нарастанием геотермических градиентов до  $60\text{—}90 \text{ мК/м}$  и более. На таких участках в придонном слое воды часто отмечается заметное повышение температур [1, 3], которое обусловлено, по-видимому, повышенной гидротермальной циркуляцией на локальных разломных участках и субаквальной разгрузкой в этих зонах.

На уменьшение тепловых потоков существенное влияние оказывают седиментация, обвальные и оползневые процессы, происходящие в приобортовых частях рифтовых впадин, особенно в Байкальской.

Резкая дифференциация основных величин геотермических параметров свидетельствует о том, что Байкальская рифтовая зона характеризуется неустановившимся тепловым режимом, который тесно связан с новейшей тектонической активизацией территории. Этот район имеет сильно расчлененный рельеф ( $\text{grad } h \approx 89 \cdot 10^{-3}$ ), повышенную сейсмическую активность ( $A_{10} = 0,21$ ), сокращенные мощности магнитоактивного слоя ( $18,5 \text{ км}$ ), земной коры ( $36\text{—}40 \text{ км}$ ) и литосферы (менее  $75\text{—}40 \text{ км}$ ), аномально пониженные

скорости распространения сейсмических волн в верхней мантии (7,7—7,8 км/с), а также существенно приподнятый проводящий слой, обнаруженный в земной коре на глубине 20 км.

Температуры земной коры на юге Восточной Сибири определены по двум профилям ГСЗ, пересекающим южную (профиль Усть-Уда — оз. Байкал—Хилок) и северную (профиль Усть-Кут — Нижнеангарск — Чара) части региона [6].

Осреднение фактических геофизических данных сделано методом «скользящего окна», размер которого по ширине, ориентированной по простиранию профилей, равен 40 км, что соответствует средней мощности земной коры в рассматриваемом регионе, а по длине, перпендикулярной простиранию профилей, 80 км — по 40 км в обе стороны от профилей, т. е. осреднение данных проводилось в полосе, охватывающей примерно  $1^\circ$  по широте и  $2^\circ$  по долготе. В районе оз. Байкал размер палетки уменьшен вдвое. По экспериментальным данным в полосах профилей оценены теплогенерация и глубинная теплопроводность разреза земной коры.

Для юга Сибирской платформы среднее значение теплогенерации рассчитано для всего осадочного чехла по обобщенному геологическому разрезу, который построен с учетом материалов глубокого бурения. Средняя величина  $A$  равна  $1,3 \text{ мкВт/м}^3$ . Она близка к среднему значению  $A$  в осадочном чехле всей Сибирской платформы по данным А. А. Смылова и др. [18]. Для Байкальской рифтовой зоны и Забайкалья поверхностная теплогенерация была вычислена по отдельным ячейкам, соответствующим величине «окна» осреднения данных в полосах простирания профилей. При этом учитывалась распространенность в «окне» конкретной разновидности горной породы и возраст (по геологической карте). При отсутствии конкретных экспериментальных данных привлекались сведения, имеющиеся по близлежащим массивам, также с учетом их вещественного состава, возраста и тектонического положения.

По профилю Усть-Уда — оз. Байкал—Хилок значения теплогенерации изменяются от 1,87 до  $2,03 \text{ мкВт/м}^3$ . Среднее значение  $A$  для «рифтовой» части профиля принято равным  $2,0 \text{ мкВт/м}^3$ , причем для осадочного слоя рифтовых впадин использовано значение  $0,6 \text{ мкВт/м}^3$  [7]. В Забайкалье величины  $A$  изменяются в полосе простирания профиля от 1,2 до  $4,0 \text{ мкВт/м}^3$ . Средневзвешенное значение  $A$  принято равным  $2,6 \text{ мкВт/м}^3$ .

Северный профиль (Усть-Кут — Нижнеангарск—Чара) пересекает также часть Сибирской платформы, проходит по северо-восточному флангу Байкальской рифтовой зоны и заканчивается на Алданском щите. Для осадочного чехла профиля Усть-Кут — Нижнеангарск—Чара  $A$  было также принято равным  $1,3 \text{ мкВт/м}^3$ . Средневзвешенная величина поверхностной теплогенерации в рифтовой части профиля оказалась равной  $1,64 \text{ мкВт/м}^3$ , т. е. более низкой, чем на южном профиле и особенно в Забайкалье ( $2,0$  и  $2,6 \text{ мкВт/м}^3$  соответственно).

Было принято экспоненциальное распределение теплогенерации горных пород по разрезу земной коры. В расчетах при построении экспоненты характеристическая глубина (параметр  $D$ ) взята постоянной и равной 10 км. Оказалось, что средние величины теплогенерации, существенно отличающиеся на поверхности в изученных тектонических областях, постепенно теряют свои различия и на глубинах 20—30 км мало отличаются друг от друга, а к подошве коры эти различия становятся незначимыми.

В зонах рассматриваемых профилей на юге Сибирской платформы, по данным глубокого бурения и ГСЗ, мощность осадочного чехла достигает 3,5—5,5 км на южном профиле и 2,5—3,5 км — на северном. Этот чехол сложен преимущественно галогенно-карбонатными, реже терригенными осадками, теплопроводность которых варьирует в основном от 2,7 до  $3,2 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$  и составляет в среднем  $3,0 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$ . В Байкальской рифтовой зоне межгорные впадины заполнены терригенными осадками, теплопроводность которых наиболее низкая в донных отложениях оз. Байкал [ $0,8 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$ ]. В других рифтовых впадинах она увеличивается до  $2,0$ — $2,4 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$ , а в их горном обрамлении и кристаллическом фундаменте — до  $2,7 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$ . В Забайкальской складчатой области разрез представлен в основном изверженными и метаморфическими породами, в которых коэффициент теплопроводности изменяется от 2,4 до  $2,6 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$ .

Для определения глубинной теплопроводности использовались зависимости изменения коэффициента температуропроводности, теплоемкости и плотности (через скорость сейсмических волн) горных пород по разрезу земной коры с учетом  $p$ — $T$ -условий [10, 17, 20]. Исходными величинами для определения плотностей послужили скоростные разрезы, полученные по данным ГСЗ [15]. Установлено, что в общем виде теплопроводность постепенно увеличивается от кровли к подошве осадочного слоя (до 3 км), в гранитном слое незначительно уменьшается (до 20 км), в верхней половине базальтового остается почти постоянной и равной  $2,4$ — $2,5 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$ . Начиная с глубины 30 км до подошвы коры и верхов мантии теплопроводность резко увеличивается [до  $3,5 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$ ].

Определение глубинных изотерм по выбранным геотраверсам сделано в предположении, что тепловое поле исследуемого региона стационарно. Для Байкальской рифтовой зоны подобный вариант расчета дает заниженные температуры. Они могут быть уточнены по модели нестационарного температурного поля, разработанной Ю. А. Зориным, С. В. Лепиной и др. [9], в которой рассмотрен двумерный вариант сводной геотермической модели, учитывающей наличие как регионального (широкий астеносферный диапир), так и локального (трещинная интрузия в земной коре под Байкалом) источников глубинного тепла.

*Геотраверс Усть-Уда — оз. Байкал—Хилок* (рис. 1). На подошве осадочного слоя на юге Сибирской платформы расчетные температуры близки к  $50^\circ\text{C}$  (от  $40$  до  $70^\circ\text{C}$ ). В Байкальской

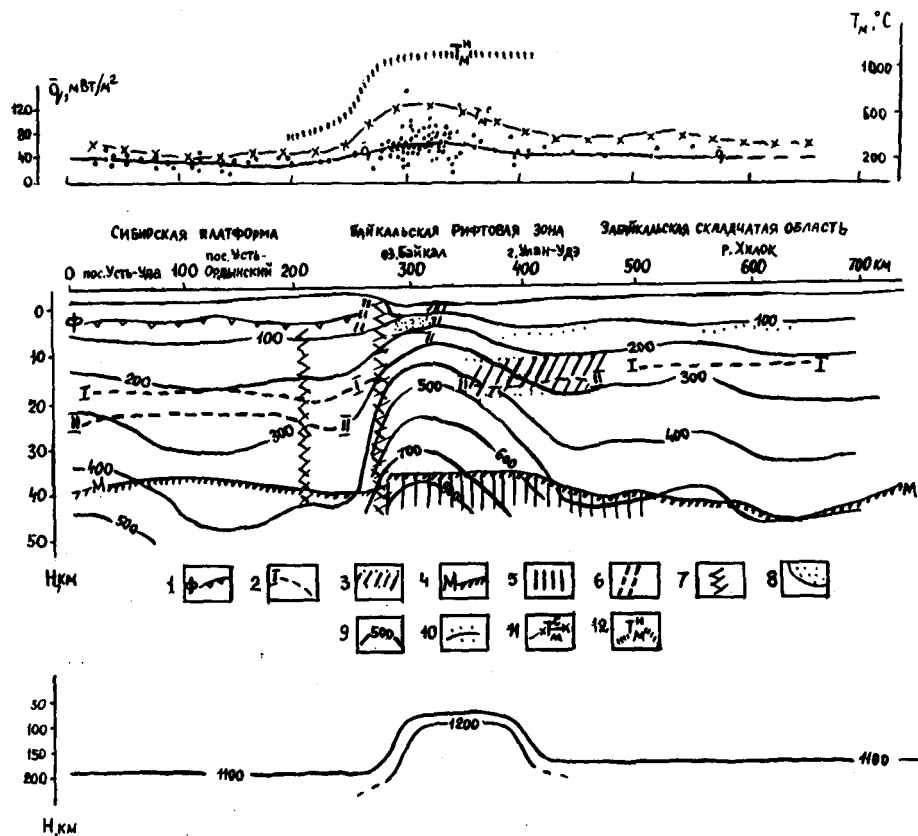


Рис. 1. Геотраверс Усть-Уда—оз. Байкал—Хилок.

1—8 — сейсмический профиль [15]: 1 — кровля фундамента Сибирской платформы, 2 — внутрикоровые границы I и II по данным ГСЗ, 3 — волноводы в коре, 4 — раздел Мохо, 5 — слой с пониженными скоростями (7,7—7,8 км/с) в верхней мантии, 6 — близповерхностные разломы, 7 — глубинные разломы, 8 — терригенные осадки в Байкальской впадине; 9—12 — геотермический профиль [4, 5, 11, 12, 14]: 9 — изотермы в земной коре и верхней мантии для стационарного температурного поля, °С, 10 — график распределения теплового потока в полосе геотраверса, 11, 12 — температуры на подошве земной коры, вычисленные по стационарной (11) и нестационарной (12) моделям.

В нижней части рисунка приведена расчетная температура подошвы литосферы.

впадине средняя мощность терригенных осадков около 5 км. Температуры на их подошве превышают 200 °С. В Забайкалье осадочный слой в зоне влияния геотраверса отсутствует.

Под западным флангом геотраверса первая отражающая граница (I) в земной коре расположена на глубине около 20 км. Температура близка к 230 °С. На участке, где геотраверс пересекает рифтовую зону, эта отражающая граница находится на 6—7 км ближе к поверхности, чем на платформе. Средняя температура

на этой глубине свыше 320 °С. В Забайкалье граница I погружается до 13—15 км и температура на ней уменьшается до 250 °С.

Вторая отражающая граница (II) под платформенной частью геотраверса выделяется на глубинах от 24 до 28 км, на которых расчетные температуры близки к 280 °С. Под рифтовой зоной и Забайкальем эта граница находится на глубине 19 км, а температуры равны 450 и 300 °С соответственно.

Средняя мощность земной коры под западным флангом геотраверса около 40 км. Температура на ее подошве близка к 375 °С. В рифтовой зоне кора «утонена» до 36 км, но температура на ее подошве, полученная по стационарной модели, возрастает до 700 °С. В Забайкалье средняя мощность коры 44,5 км, а температуры снижаются до 500 °С.

При расчетах в условиях стационарного режима установлено, что изотерма 1200 °С под платформенной частью геотраверса находится на глубинах около 180—200 км, в Байкальской рифтовой зоне она поднимается до 80 км и в Забайкалье вновь опускается — до 150 км.

Полученные температуры наиболее достоверны на флангах геотраверса. В его центральной части, находящейся в условиях нестационарного теплового режима, расчетные температуры заведомо занижены, а глубина изотермы 1200 °С завышена. Из двумерной нестационарной геотермической модели Байкальского рифта [9] следует, что такая температура в рифтовой зоне должна быть уже на подошве коры, т. е. примерно на глубине 40 км. Расчетные температуры, полученные по стационарной и нестационарной моделям, практически совпадают в верхней части земной коры (до глубин 10—20 км), но на подошве коры между ними существует заметная разница, достигающая 400 °С. Ее можно рассматривать как дополнительную «геодинамическую» добавку к стационарному температурному полю.

Геотраверс Усть-Кут—Нижеангарск—Чара (рис. 2). В отличие от южного профиля, рассматриваемый геотраверс расположен преимущественно в области развития многолетней мерзлоты, что существенно затрудняет определение величин геотермических параметров по скважинам. Большая часть геотраверса проходит по зоне повышенной сейсмичности, причем максимальные величины  $A_{10}$  приурочены в основном к междувпадинным перемычкам, особенно к Северо-Муйскому хребту. В центральной части геотраверса на отдельных участках по данным ГСЗ выявлены сейсмические волноводы, которые расположены в земной коре в виде отдельных линз.

Западный фланг рассматриваемого геотраверса охватывает часть Сибирской платформы, на которой средняя мощность осадочного чехла, сложенного терригенно-карбонатными и галогенно-карбонатными породами, равна 3 км. Расчетные температуры на поверхности фундамента платформы изменяются от 30 до 75 °С. На северо-восточном фланге Байкальской рифтовой зоны темпера-

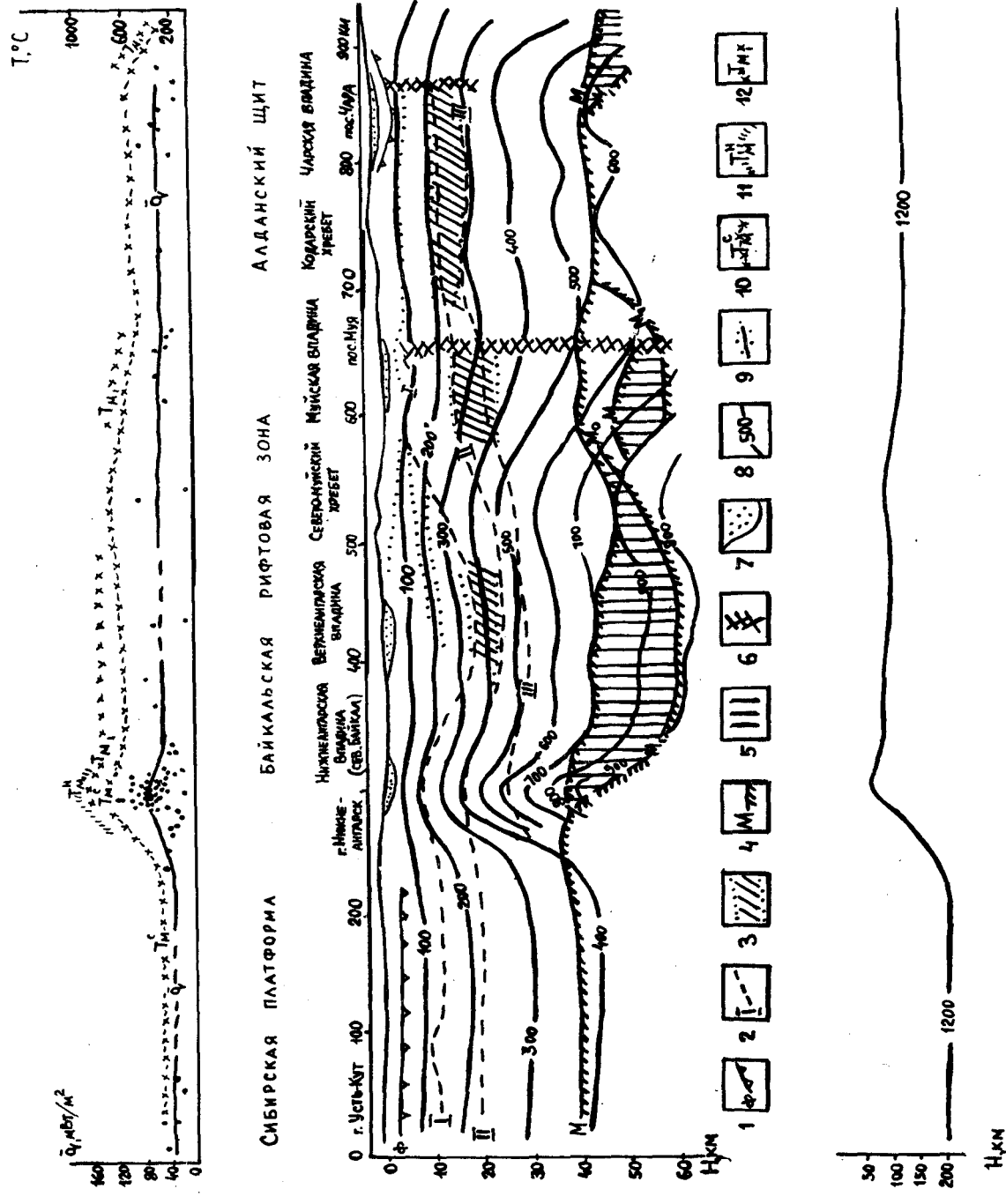


Рис. 2. Геотранверс Усть-Кут — Нижнеангарск — Чара.

1—7 — сейсмический профиль [15]; 1 — поверхность фундамента под Сибирской платформой и Чарской впадиной, 2 — внутрикоревые границы I, II и III по данным ГСЗ, 3 — волноводы в коре, 4 — разломы Мохо (M, M<sub>0</sub>, M<sub>1</sub>), 5 — слои с пониженными скоростями (7,7—7,8 км/с) в верхней мантии, 6 — глубинные разломы, 7 — терригенные осадки в рифтовых впадинах; 8—12 — геотермический профиль [4—6, 11, 12]; 8 — изотермы в земной коре и верхней мантии для стационарного температурного поля, °C, 9 — график распределения теплового потока в зоне геотранверса, 10—12 — температуры на подошве земной коры, рассчитанные по стационарной (10, 12) и нестационарной (11) моделям.

В нижней части рисунка приведена расчетная температура подошвы литосферы.

туры на подошве осадочного чехла в Верхнеангарской и Муйской впадинах не превышают 35 °C, под Нижнеангарской и Северо-Байкальской впадинами они увеличиваются до 40—80 °C, а в Чарской впадине — около 40 °C.

Отражающая граница I под платформенной частью геотранверса обнаружена на глубинах 11—12 км. Расчетная температура здесь около 140 °C. Под Байкальской впадиной эта граница, как и другие (II и III), выделена лишь предположительно с вероятной температурой 200 °C. Под остальной территорией северо-восточного фланга Байкальского рифта на отдельных участках граница I установлена более определенно и температура на ее глубинах варьирует от 100 до 375 °C. На Алданском щите эта граница фиксируется только под Чарской впадиной на глубинах от 2,25 до 4,25 км. Вероятная температура в земной коре на этих глубинах равна 40—80 °C.

Региональными исследованиями ГСЗ отражающие границы II и III на западном фланге геотранверса не обнаружены. В рифтовой зоне граница I выявлена на глубинах от 15 км (Муйская впадина) до 24 км (Верхнеангарская впадина). Соответственно температуры на этих глубинах могут достигать 250—475 °C, что примерно на 150 °C выше, чем на платформе на тех же глубинах.

Граница III находится на глубинах от 21 км (Муйская впадина) до 29,5 км (Верхнеангарская впадина), на которых температуры в земной коре

могут превышать 375—550 °С. Возможно, что под Северным Байкалом эта граница расположена примерно на глубине 26 км, а температура превышает 600 °С.

Средняя мощность коры под западным флангом геотраверса 38,5 км. Температура на ее подошве изменяется от 360 до 380 °С. В центральной части геотраверса толщина коры под рифтовыми впадинами 36,5—42 км, а под междувпадинными перемычками — 45—47 км и более. Температуры на поверхности Мохо, рассчитанные по стационарной модели, под Северо-Байкальской и Нижнеангарской впадинами превышают 750—890 °С, под Муйской—600—700 °С. Аномальным участком является район Северо-Муйского хребта, где, несмотря на увеличенную мощность коры, температуры на ее подошве, возможно, достигают 700—800 °С.

Изотерма 1200 °С в платформенной части северного геотраверса (как и южного) соответствует глубинам 180—200 км. Под Байкальской впадиной она поднимается до 60 км (возможно, 40 км). На остальной территории, находящейся в зоне влияния геотраверса, она вновь погружается до глубин 80—120 км.

Построенные геотраверсы и проведенные расчеты глубинных температур из-за неравномерного распределения и разной степени надежности геотермических данных, по-видимому, следует считать предварительными (особенно северный профиль). По мере накопления экспериментальных данных и усовершенствования методики расчетов они будут уточнены. Тем не менее полученные результаты свидетельствуют о значительном разогреве земной коры в зоне рифта, о больших вариациях температур в каждом геофизическом слое и на подошве земной коры, а также о неизотермичности верхней мантии.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геотермические исследования на озере Байкал/А. Д. Дучков, С. А. Казанцев, В. А. Голубев, С. В. Лысак. — Геол. и геофиз., 1977, № 6, с. 126—130.
2. Голенецкий С. И. Анализ эпицентрального поля. Сейсмическая активность. — В кн.: Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы. Новосибирск, Наука, 1977, с. 162—184.
3. Голубев В. А. Тепловой поток через впадину оз. Байкал. — Докл. АН СССР, 1979, т. 245, № 6, с. 658—661.
4. Голубев В. А. Геотермия Байкала. Новосибирск, Наука, 1982. 150 с.
5. Дорофеева Р. П. Теплопроводность земной коры юга Восточной Сибири. — Геол. и геофиз., 1986, № 10, с. 85—93.
6. Дорофеева Р. П., Лысак С. В. Геотермические разрезы (геотраверсы) литосферы южной части Восточной Сибири. — Геол. и геофиз., 1987, № 6, с. 71—80.
7. Дучков А. Д., Соколова Л. С. Геотермические исследования в Сибири. Новосибирск, Наука, 1974. 279 с.
8. Зорин Ю. А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М., Наука, 1971. 168 с.
9. Зорин Ю. А., Лелина С. В. К вопросу о термическом

утошении литосферы под континентальными рифтами. — Геол. и геофиз., 1984, № 7, с. 99—106.

10. Леонидов В. Я. Теплоемкость некоторых горных пород при высоких температурах. — Геохимия, 1967, № 4, с. 470—472.

11. Лысак С. В. Методика и результаты геотермического картирования территории юга Восточной Сибири. — В кн.: Применение геотермии в региональных и поисково-разведочных исследованиях. Свердловск, 1983, с. 55—60.

12. Лысак С. В. Тепловой поток континентальных рифтовых зон. Новосибирск, Наука, 1988. 200 с.

13. Лысак С. В., Зорин Ю. А. Геотермическое поле Байкальской рифтовой зоны. М., Наука, 1976. 90 с.

14. Модели строения и развития литосферы Байкальского рифта/Ю. А. Зорин, Н. А. Логачев, В. А. Голубев и др. — В кн.: Региональные комплексные геофизические исследования земной коры и верхней мантии. М., Радио и связь, 1984, с. 56—68.

15. Недра Байкала (по сейсмическим данным)/С. В. Крылов, М. М. Мандельбаум, Б. П. Мишенькин и др. Новосибирск, Наука, 1981. 104 с.

16. Очерки по глубинному строению Байкальского рифта/Ю. А. Зорин и др. Новосибирск, Наука, 1977. 153 с.

17. Семенова С. Г. Соотношения плотности и скорости продольных волн для горных пород земной коры и верхней мантии. — В кн.: Методика и интерпретация геофизических исследований. Киев, Наукова думка, 1978, с. 3—10.

18. Смыслов А. А., Моисеенко У. И., Чадович Т. З. Тепловой режим и радиоактивность Земли. Л., Недра, 1979. 190 с.

19. Тектоника Северной Евразии. Объясн. зап. к Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1:5 000 000/А. В. Пейве, Л. П. Зоненшайн, А. Л. Книппер и др. М., Наука, 1980. 222 с.

20. Seipold V., Gutzeit W. Untersuchungen der Druckabhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit einiger Gesterne. — Gerlands Beiträge zur Geophysik, 1974, vol. 83, № 6, S. 498—504.

УДК 550.36 : 551.14(571.1—13)

А. Д. Дучков, Л. С. Соколова

#### ГЕОТЕРМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЮЖНЫХ РАЙОНОВ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

Сведения о температурных условиях в недрах осадочных бассейнов активно используются при оценке их потенциальной нефтегазосности, разведке геотермальных ресурсов, при геотектонических построениях, интерпретации материалов глубинной геофизики и т. д. В настоящем сообщении представлены результаты анализа геотермических данных по югу Западно-Сибирской плиты и смежным регионам (примерно до 61° с. ш.) с учетом новой информации [1, 4, 8, 9, 13].

Западно-Сибирская плита является крупнейшей эпигерцинской платформой и нефтегазоносной провинцией СССР [2, 6, 7, 11]. Мезозойско-кайнозойский осадочный чехол на юге плиты построен сложно, имеет мощность 1—4 км и выклинивается к бортам впадины (рис. 1).

В южной части плиты в процессе геологических работ пробурены тысячи скважин, в части из которых проведены температур-

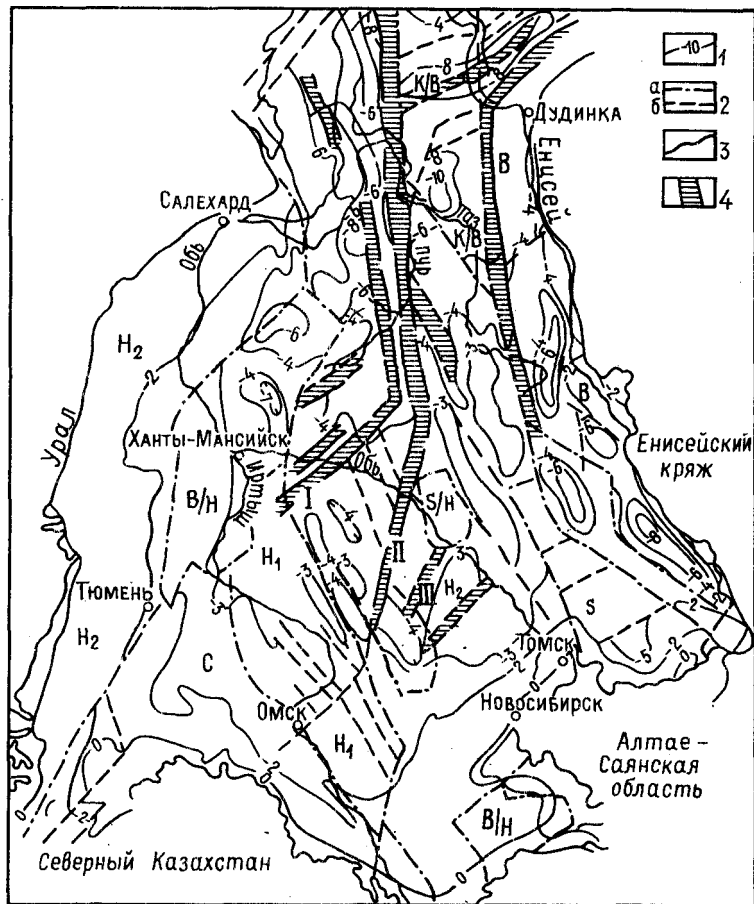


Рис. 1. Схема тектонической зональности и рельефа поверхности геосинклинальных комплексов Западно-Сибирской плиты [7].

1 — изогипсы поверхности геосинклинальных комплексов, км; 2 — глубинные разломы, разграничивающие: а — складчатые системы, б — крупные структуры; 3 — граница распространения мезозойско-кайнозойского платформенного чехла; 4 — триасовые грабен-рифты: I — Аганский, II — Колтогорско-Уренгойский, III — Усть-Тымский.

Области складчатости: В — байкальской, С — каледонской,  $H_1$  — раннегерцинской,  $H_2$  — позднегерцинской, S — салаирской, K/V — карельской, переработанной байкальским тектогенезом, B/H — байкальской, переработанной герцинским тектогенезом, S/H — салаирской, переработанной герцинским тектогенезом.

ные измерения, позволяющие составить представление о современном тепловом режиме недр региона. В разные периоды температурные данные анализировались В. И. Роменко, Б. П. Ставицким,

А. Р. Курчиковым, авторами настоящей статьи и другими исследователями [5, 12]. Появление в последние годы дополнительной информации позволяет несколько уточнить представления о геотермических параметрах региона.

Имеющиеся температурные данные весьма разнородны. Основной их объем получен производственными организациями при геофизических исследованиях (термограммы ОГГ и ОЦК) и испытаниях скважин. Имеется некоторый объем высокоточных измерений, проведенных, к сожалению, в основном в неглубоких скважинах (50—200 м). С нашей точки зрения, наиболее достоверный материал может быть получен по термограммам ОГГ, естественно, при достаточной выстойке скважин. Температура (Т) в этом случае может быть определена с точностью порядка 0,5—1 °С, а геотермический градиент (Г) — порядка 5—7 %. Точность измерения пластовых температур, видимо, не лучше 3—5 °С, практически невозможно без специальной обработки определить естественную температуру пород по термограммам ОЦК. В то же время эти данные позволяют выполнить достоверные оценки геотермического градиента, особенно при наличии дополнительной информации о температуре земной поверхности (нейтрального слоя). Сопоставление значений градиента, определенных по термограммам ОГГ ( $\Gamma_{\text{ОГГ}}$ ), ОЦК ( $\Gamma_{\text{ОЦК}}$ ) и пластовым температурам ( $\Gamma_{\text{п.т}}$ ) по одним и тем же скважинам, показало наличие между ними линейной корреляции (коэффициент корреляции 0,6—0,7) вида

$$\begin{aligned}\Gamma_{\text{ОГГ}} &= 14 + 0,63 \Gamma_{\text{ОЦК}}, \\ \Gamma_{\text{ОГГ}} &= 16 + 0,46 \Gamma_{\text{п.т}}.\end{aligned}$$

Стандартные отклонения по  $\Gamma_{\text{ОГГ}}$  в обоих случаях составляют 7—8 мК/м.

Естественно, что при обобщении оценки Т и Г по термограммам ОЦК и пластовым температурам рассматривались как приближенные. Следует также отметить, что анализировались только измеренные значения Т и Г, т. е. без введения каких-либо поправок, кроме учета влияния рельефа поверхности Земли в горных районах.

При расчете теплового потока (ТП) и прогнозировании температуры необходимо иметь информацию о теплопроводности пород. В большинстве случаев для пунктов в пределах плиты использовались средние значения коэффициента теплопроводности по отдельным свитам и литологическим типам пород, полученные при обработке наличного массива данных (порядка 1 тыс. измерений пород осадочного чехла и 2—3 тыс. — пород фундамента). Такой подход представляется оправданным вследствие выдержанности разреза плиты по латерали. В среднем теплопроводность пород мезозойско-кайнозойского чехла составляет 1,8—2,0 Вт/(м·К), хотя возможные вариации: битуминозные аргиллиты баженовской свиты (верхняя юра) характеризуются значениями коэффициента теплопроводности 1,4—1,6 Вт/(м·К), а песчаники тюменской свиты (нижняя юра) — 2,3—2,4 Вт/(м·К).



Уже упоминалось, что в южной части плиты выполнены температурные измерения в большом количестве неглубоких скважин (порядка 100). Сопоставление этих данных с глубинной информацией свидетельствует, что практически повсеместно значения геотермического градиента в приповерхностной части разреза занижены на 20—30 %. Можно предположить, что это связано с фильтрацией подземных вод от обрамления к центру плиты. При анализе измерения по неглубоким скважинам использовались в основном для корректировки значений температуры нейтрального слоя.

Прогнозирование температуры в случае необходимости осуществлялось разными способами: наращивание термограмм по глубоким скважинам, использование решений одномерного уравнения теплопроводности с учетом известного значения ТП и модели разреза. С той же целью применялись экспериментальные зависимости между тепловым потоком и температурой на определенной глубине, установленные по наиболее качественным данным (термограммы ОГГ по скважинам с выстойкой более 30 суток и некоторый объем высокоточных измерений). Результаты сопоставления этих параметров приведены в табл. 1. Для глубины 5 км использовались прогнозные оценки температуры ( $T_5$ ), выполненные разными способами и разными исследователями. Интересно отметить, что установленная таким образом зависимость  $T_5$  от ТП достаточно близка к аналогичной, предложенной нами еще в 1974 г. для южных районов Сибири (табл. 1).

Таблица 1

**Параметры корреляционной зависимости между тепловым потоком и температурой на определенной глубине ( $T=a+bТП$ )**

Глубина, км	a, °C	b, м <sup>2</sup> ·°C/мВт	Число измерений или оценок	Стандартное отклонение для T, °C
0,5	3	0,25	74	3
1	1	0,54	58	4
2	12	0,84	47	5
3	27	1,17	23	7
5	8,3	2,26	140	10
5	-23	2,58	—	20

Примечания. 1. Коэффициент корреляции составляет 0,7—0,9 для всех регрессий.

2. Последняя строка таблицы — по данным работы [12].

Температурные условия в недрах могут быть охарактеризованы термограммами, геотермическими разрезами и распределениями геотермических параметров на определенных глубинах. В настоящем сообщении рассмотрены два таких распределения — теплового потока и температуры на глубине 5 км, т. е. на уровне дна впадины.

Некоторое представление о температурных условиях в более высоких горизонтах можно получить из табл. 2, при составлении которой использовались практически все измерения.

Кратко рассмотрим распределения ТП и  $T_5$ , приведенные соответственно на рис. 2 и 3. При анализе использовалась геологическая информация, указанная частично на рис. 1 и в работах [2, 6, 7, 10].

В пределах южной части Западно-Сибирской плиты и окружающих ее территорий определение теплового потока выполнено более чем на 450 участках. Установлено, что ТП изменяется здесь от 20 до 80 мВт/м<sup>2</sup> при среднем его значении  $52 \pm 10$  мВт/м<sup>2</sup>. При построении распределения учтено порядка 370 наиболее достоверных оценок ТП. Согласно прогнозу, температура на глубине 5 км изменяется от 80 до 200 °C, составляя в среднем  $141 \pm 26$  °C. Распределения ТП и  $T_5$  имеют много общего. Это и понятно, если учесть, что тепловой поток является основным фактором, формирующим температурный режим в земной коре. Можно отметить две характерные черты распределений: широтную зональность параметров теплового поля (в отличие от субмеридиональной ориентировки геологических структур фундамента и осадочного чехла) и заметную прогретость недр центральных районов плиты по сравнению с периферийными.

Таблица 2

**Температурные условия в приповерхностном слое пород южных районов Западно-Сибирской плиты и смежных территорий**

Глубина, км	Число измерений температуры	Температура, °C		
		Диапазон изменения	Среднее значение	Стандартное отклонение
0,5	206	4—35	18	5,5
1	180	17—58	33	8
2	150	37—95	64	10
3	82	65—130	96	13
4	4	119—139	128	—
4,3	1	—	123	—
4,5	1	—	148	—

Тепловой поток и температура, превышающие средние значения (ТП более 60 мВт/м<sup>2</sup>,  $T_5$  более 140 °C), характерны для зоны сложной конфигурации в центральной части плиты. На западе прогретый блок сравнительно узок, на востоке он существенно расширяется к югу. В целом зона сдвинута к Уральскому антиклинорию. Известно, что именно здесь сосредоточены основные выявленные в рассматриваемой части Западно-Сибирской плиты запасы углеводородного сырья. В пределах прогретой зоны

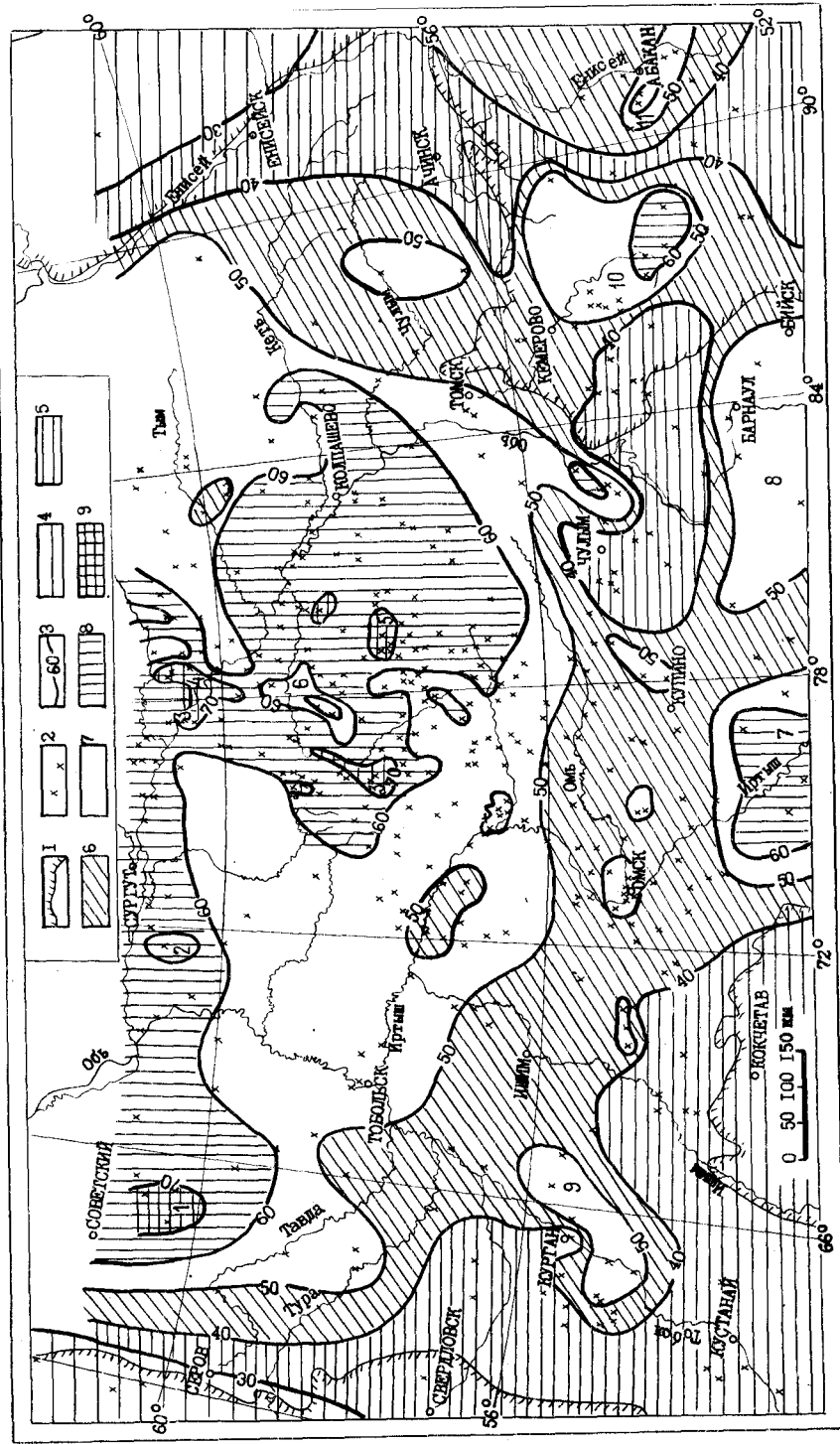


Рис. 2. Карта теплового потока южных районов Западно-Сибирской плиты.

1 — граница Западно-Сибирской плиты; 2 — пункты определения тепловыделения теплового потока; 3 — изолинии теплового потока, мВт/м<sup>2</sup>; 4—9 — зоны теплового потока, мВт/м<sup>2</sup>: 4 — менее 30, 5 — 30—40, 6 — 40—50, 7 — 50—60, 8 — 60—70, 9 — более 70.

оконалированы локальные районы, где тепловой поток и температура достигают аномально высоких значений (ТП 70—80 мВт/м<sup>2</sup>, T<sub>5</sub> 160—180 °С). Аномальными геотермическими параметрами выделяются (рис. 2, цифры на карте): Шаимская (1) и Салымская (2) антиклинали, некоторые участки Колтогорско-Уренгойского прогиба (3), Александровско-Васюганское (4) и Сенькинско-Пудинское (5) поднятия. Известен еще целый ряд более мелких аномалий. В то же время оконалированы и районы низких значений ТП и T<sub>5</sub>. Наиболее крупный из них располагается между Колтогорско-Уренгойским и Усть-Тымским прогибами (6).

Периферийные части Западно-Сибирской плиты и окружающие ее складчатые сооружения в геотермическом отношении пока охарактеризованы недостаточно, однако можно с уверенностью говорить, что они в целом отмечаются пониженными значениями параметров (ТП в среднем 40—50 мВт/м<sup>2</sup>, T<sub>5</sub> 100—120 °С). На этом фоне выявляется существенная дифференциация теплового поля. Локальные зоны повышенных ТП и T<sub>5</sub> выявлены в пределах Павлодарского Прииртышья (7), Бийско-Барнаульской впадины (8), центральной части Тобольского антиклинория (9), Кузнецкого (10) и Южно-Минусинского (11) прогибов Алтае-Саянской области. Наиболее охлажденными блоками земной коры представляются Уральский антиклинорий и Енисейский кряж, где ТП менее 30 мВт/м<sup>2</sup>, а T<sub>5</sub> менее 80 °С. Если для древнего Енисейского кряжа такие температурные условия представляются оправданными, то тепловое поле герцинид Урала выглядит загадочно. Низкие ТП и T<sub>5</sub> присущи каледонидам Северного Казахстана, обширным районам в Алтае-Саянской области.

Наблюдающийся средний уровень теплового потока для герцинид (56 мВт/м<sup>2</sup>) и более древних структур (44 мВт/м<sup>2</sup>) соответствует среднемировым оценкам ТП для герцинид и каледонид [10], которые в основном и слагают регион.

В большой степени структура теплового поля определяется вариациями радиогенного тепловыделения в верхней части земной коры. В ряде случаев высокие значения геотермических параметров могут быть связаны с повышенной теплогенерацией в гранитоидах, которые вскрываются скважинами и прогнозируются по геофизическим данным в фундаменте во многих местах Западно-Сибирской плиты, в том числе в пределах Шаимского и Салымского сводов, Бийско-Барнаульской впадины и западной части Алтае-

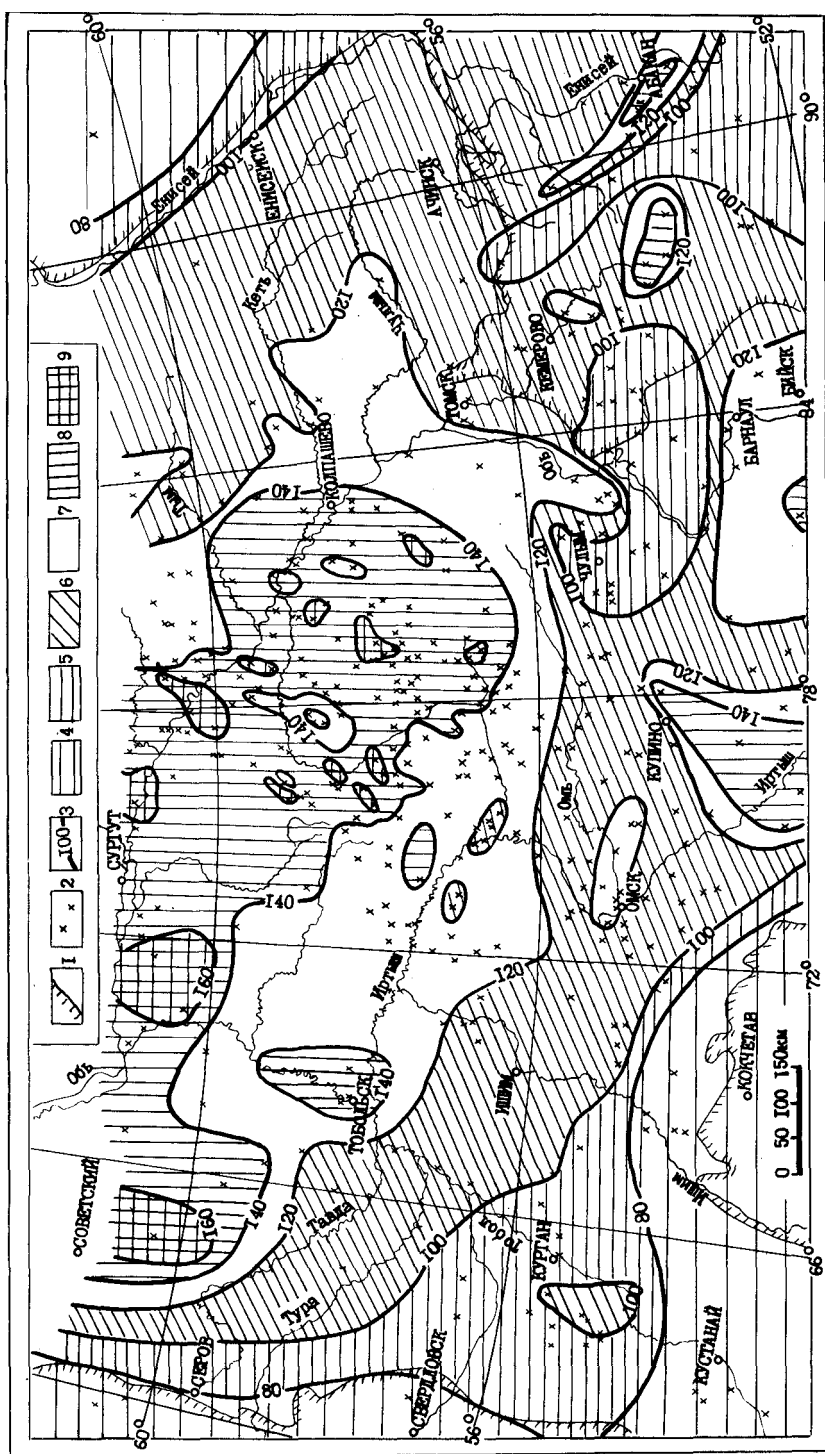


Рис. 3. Распределение температуры на глубине 5 км в южных районах Западно-Сибирской плиты.

1 — граница Западно-Сибирской плиты; 2 — пункты определения теплового потока и оценки температуры; 3 — изолинии температуры, °С; 4—9 — зоны температуры, °С: 4 — менее 80, 5 — 80—100, 6 — 100—120, 7 — 120—140, 8 — 140—160, 9 — более 160.

Саянской области. Не все изученные гранитные породы содержат высокие концентрации радиоактивных элементов. Однако в регионе известны гранитные батолиты, теплогенерация в которых составляет 5—7 мкВт/м<sup>3</sup>, т. е. в несколько раз выше, чем в наиболее распространенных типах пород фундамента (1—2 мкВт/м<sup>3</sup>). С другой стороны, известны разрезy с аномально низким радиогенным тепловыделением — порядка 0,3—0,7 мкВт/м<sup>3</sup>. Такая ситуация характерна для горных пород Урала, Северного Казахстана, северо-западной части Алтае-Саянской области.

Обсуждается связь высоких значений теплового потока и температуры в центральной части плиты с остаточным тепловым влиянием раннемезозойской активизации региона. Конечно, магматические тела, внедрившиеся тогда в верхнюю часть земной коры, триасовые эффузивные покровы, вскрытые многими скважинами, уже давно остыли. Но глубокие зоны литосферы могут быть прогреты, о чем, в частности, свидетельствует аномальное распределение сейсмических скоростей в литосфере центральных районов плиты [3]. Небезынтересно в этой связи подчеркнуть, что отмеченное ранее расширение к востоку аномальной зоны достаточно ясно контролируется соответствующим размещением раннемезозойских грабен-рифтов — Усть-Тымского, Чузыкского, южной части Колтогорско-Уренгойского (рис. 1—3).

В районах неглубокого залегания фундамента возможно влияние его рельефа. Рефракция теплового потока на подземном рельефе может явиться причиной ряда контрастных аномалий в Бийско-Барнаульской впадине.

В работе представлены и анализируются уточненные варианты распределения теплового потока и температуры на глубине 5 км на южные районы Западно-Сибирской плиты и смежные складчатые сооружения. Сделан вывод, что тепловое поле региона определяется целым рядом причин, а именно вариациями коровой и мантийной составляющих теплового потока, структурными, климатическими и гидрогеологическими факторами. Для температурных условий характерна широтная зональность, максимальные значения параметров приурочены в основном к центру плиты.

Районирование территории по температурным условиям в недрах представляется полезным для целей регионального прогноза перспектив нефтегазоносности, запасов геотермальной энергии. Следует, в частности, отметить, что, судя по распределению температуры на глубине 5 км, «главная зона нефтеобразования» (по Н. Б. Вассоевичу, 60—160 °С) в настоящее время в центральной части плиты располагается на глубинах 2—6 км. На востоке плиты эта зона смещается еще глубже. Здесь в благоприятных для формирования углеводородов температурных условиях длительное время находятся палеозойские отложения плитного комплекса.

Выявленные взаимосвязи между значениями теплового потока и температуры на определенных глубинах могут быть использованы для прогноза температуры в недрах южных районов Западно-Сибирской плиты по ТП.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булашевич Ю. П., Шапов В. А. Об аномально низком тепловом потоке в Тагильском синклинии. — В кн.: Ядерно-геофизические и геотермические исследования. Свердловск, 1987, с. 4—12.
2. Геология нефти и газа Западной Сибири/А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, Ф. К. Салманов и др. М., Недра, 1975. 679 с.
3. Глубинное строение Западной Сибири/Е. В. Карус, Г. А. Габриэлянц, В. М. Ковылин и др. — Сов. геол., 1984, № 5, с. 75—84.
4. Каталог данных по тепловому потоку Сибири. Новосибирск, 1985. 82 с.
5. Курчиков А. Р., Ставицкий Б. П. Геотермия нефтегазоносных областей Западной Сибири. М., Недра, 1987. 134 с.
6. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Алтае-Саянской складчатой области/В. С. Сурков, В. П. Коробейников, А. В. Абрамов и др. М., Недра, 1988. 195 с.
7. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты/В. С. Сурков, А. А. Трофимук, О. Г. Жеро и др. М., Недра, 1986. 149 с.
8. Новые данные о тепловом потоке Западной Сибири/А. Д. Дучков, Л. С. Соколова, В. И. Лебедев и др. — Геол. и геофиз., 1989, № 1, с. 140—144.
9. Результаты геотермических работ в южных районах Западно-Сибирской плиты/А. Д. Дучков, Б. С. Мишинов, Л. С. Соколова, Н. П. Вахромеев. — Геол. и геофиз., 1984, № 4, с. 78—88.
10. Смирнов Я. Б. Тепловое поле территории СССР. Поясн. зап. к Картам теплового потока и глубинных температур в масштабе 1 : 10 000 000. М., 1980. 150 с.
11. Сурков В. С., Жеро О. Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М., Недра, 1981. 143 с.
12. Тепловое поле недр Сибири/А. Д. Дучков, С. В. Лысак, В. Т. Балобаев и др. Новосибирск, Наука, 1987. 196 с.
13. Тепловой поток юго-восточной части Западно-Сибирской плиты/А. Д. Дучков, Л. С. Соколова, Г. Н. Новиков и др. — Геол. и геофиз., 1988, № 8, с. 77—86.

УДК 550.36 : 551.14(571.6)

*О. В. Веселов, В. В. Гордиенко, О. В. Завгородняя*

#### ТЕПЛОВАЯ МОДЕЛЬ ЛИТОСФЕРЫ ВДОЛЬ ПРОФИЛЯ СИХОТЭ-АЛИНЬ — ПОДНЯТИЕ ЗЕНКЕВИЧА

Профиль пересекает ряд разновозрастных структур окраины Азии, переходной зоны и заканчивается на краевом валу Тихого океана. В такой ситуации очень сложной проблемой представляется выбор типов эндогенного режима для каждого из регионов: необходимо применить единый подход к диагностике структур, образовавшихся, возможно, разными путями. Используя для этой цели критерии, разработанные при исследованиях регионов с континентальными типами режимов, мы, естественно, допускаем определенную искусственность, влияние которой на результат —

расчет тепловой модели — трудно оценить. Вероятно, в будущем применяемая в этой работе схема эндогенных режимов изменится. Но в настоящее время в рамках развиваемых авторами представлений о глубинных процессах нет готовых механизмов для океанических регионов.

Кроме указанных принципиальных трудностей диагностики эндогенных режимов, на континентах встречаются препятствия, связанные с недостаточной геологической изученностью. В районе профиля они усугубляются тем, что объектом геологического исследования является дно моря, и это затрудняет получение информации.

Была принята следующая схема эндогенных режимов, сознательно упрощающая имеющиеся сведения о тектоно-магматических процессах, приведенные в работах [2, 3, 7—10 и др.]. Геосинклинальный процесс в Сихотэ-Алине завершился складчатостью около 100 млн лет назад. Последующая магматическая активность считалась в основном продолжением геосинклинального процесса и лишь на побережье и вблизи него была связана с разломно-магматической активизацией плиоцен-четвертичного возраста, охватившей и акваторию Татарского пролива.

Сахалин и прилегающие районы шельфа включились в геосинклинальный процесс позже, складчатость началась здесь около 20 млн лет назад. Часть территории молодой геосинклинали охвачена разломно-магматической активизацией (Татарский пролив).

Охотское море, Курилы и район вала Зенкевича также прошли через геосинклинальную стадию развития, завершившуюся около 50 млн лет назад. Для последнего региона проявления процесса в событиях приповерхностной зоны могли быть совершенно иными, чем на континенте, речь идет о принципиальной схеме событий в мантии. В Охотском море названная дата характеризует скорее всего лишь средний возраст для различных частей региона, завершивших геосинклинальный цикл развития в разное время.

Перечисленные геосинклинали разделены участком, не вовлеченным в процесс, шириной около 200 км в районе Курило-Камчатского желоба.

На геосинклиналь Охотского моря и Курил наложена зона разломно-магматической активизации плиоцен-четвертичного возраста. На поднятии Зенкевича этот этап активизации отсутствует.

Изучение теплового потока (ТП) в пересекаемых профилем регионах проводится в течение последних 20—25 лет [4, 5, 11, 12 и др.]. Однако очевидная сложность этой работы позволила сформировать лишь относительно редкую сеть, особенно в Сихотэ-Алине. Во многих частях исследуемых регионов ситуация усугубляется резкой изменчивостью ТП, которая вообще характерна для зон разломно-магматической активизации [6], а в данном

случае часто усиливается влиянием осадконакопления, небольшой мощностью земной коры и ее повышенной проницаемостью для магматических вторжений и потоков мантийных флюидов, создающих многочисленные локальные аномалии. Все это осложняет даже простую операцию вычисления среднего ТП в регионе. Так, ближайšie к профилю определения ТП в Сихотэ-Алине свидетельствуют о довольно небольшом значении среднего — около 45 мВт/м<sup>2</sup>, но по более удаленным пунктам можно получить несколько большую величину — 50—55 мВт/м<sup>2</sup>. Встречены и значения порядка 60—90 мВт/м<sup>2</sup>. Этот разброс говорит о недостаточной изученности сложной в тепловом отношении структуры и преждевременности установления ее региональной характеристики.

Не вызывает сомнения резкий рост ТП в Татарском проливе, отчетливо заметный и на окраине континента. Однако по имеющимся данным довольно сложно определить форму и интенсивность аномалии именно в районе профиля. Можно снести на профиль результаты многочисленных определений высоких ТП, сделанных в основном южнее, в более широкой части пролива. Но неясно, насколько правомерна такая процедура. По данным в районе профиля, ТП в Татарском проливе растет до 110 мВт/м<sup>2</sup>, предельные значения — 125—140 мВт/м<sup>2</sup>.

Существенно более спокойно тепловое поле Сахалина. Наблюдаемые значения ТП позволяют оценить среднее — около 50 мВт/м<sup>2</sup>.

Севернее профиля, вблизи восточного побережья Сахалина располагается интенсивная положительная аномалия. Ее сравнительно небольшая площадь и крутизна, вероятно, указывают на небольшой и малоглубинный (по-видимому, и молодой) источник тепла, его влияние на глубинные температуры (Т) в недрах под профилем маловероятно. Поэтому данные из этого района не вынесены на профиль.

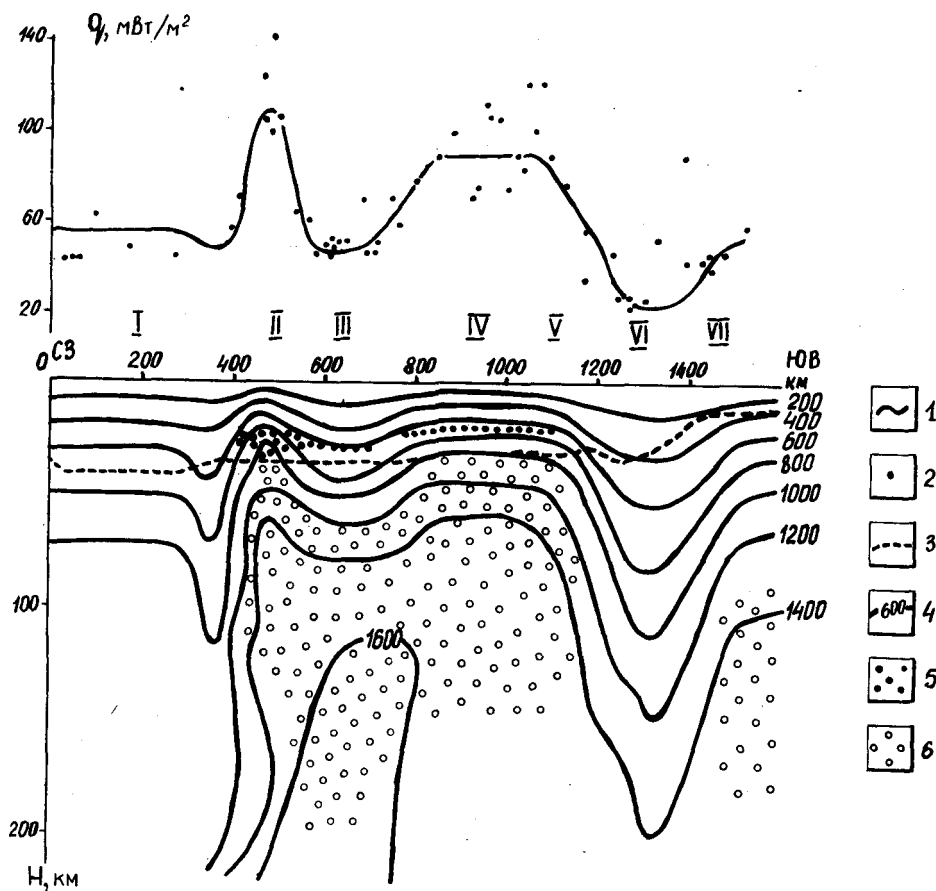
Значения ТП, наблюдаемые на акватории Охотского моря, Курило-Камчатского желоба и вала Зенкевича, сносились на профиль не по нормали к нему, а преимущественно вдоль изобат. Считалось, что молодое опускание котловины и желоба связано с теми же глубинными источниками энергии, что и тепловой поток, и между интенсивностью обоих проявлений активизации возможно соответствие.

В Курильской котловине ТП достигает в среднем (если можно говорить о некотором среднем значении для региона со столь изменчивым тепловым потоком) 90 мВт/м<sup>2</sup>, в пределе — до 120—125 мВт/м<sup>2</sup>. Сопоставимая (возможно, несколько меньшая) величина среднего ТП характерна и для Курил в районе профиля.

Восточнее, при приближении к оси Курило-Камчатского желоба тепловой поток резко сокращается, хотя присутствуют и отдельные высокие значения. Среднее в желобе оценивается в 25—30 мВт/м<sup>2</sup>. Начиная с восточного борта желоба величины

ТП растут к поднятию Зенкевича примерно до 60 мВт/м<sup>2</sup>. И здесь на региональное изменение ТП накладываются интенсивные положительные возмущения до 90 мВт/м<sup>2</sup>.

Чрезвычайно контрастное распределение теплового потока вдоль профиля (рисунок) производит еще большее впечатление при сравнении его со структурой земной коры по данным ГСЗ [10 и др.]. Очевидно, что максимальные ТП совсем не согласуются с максимальными радиогенными потоками из коры: наиболее



Распределение глубинных температур в литосфере и астеносфере вдоль геотрансверса Сихотэ-Алинь — поднятие Зенкевича.

1 — расчетный тепловой поток; 2 — наблюдаемый тепловой поток; 3 — раздел Мохо; 4 — изотермы, °С; 5 — зоны частичного плавления в коре; 6 — зоны частичного плавления в мантии.

1 — Сихотэ-Алинь; II — прогиб Татарского пролива; III — Сахалин; IV — Курильская впадина Охотского моря; V — Курилы; VI — Курило-Камчатский желоб; VII — поднятие Зенкевича.

мощный гранитный слой — в западной части профиля, в частности в Сихотэ-Алине и на Сахалине. Расчет корового радиогенного ТП — составная часть методики построения тепловой модели. Несколько опережая эту операцию, отметим, что при различии региональных ТП через поверхность до четырех раз на профиле мантийные ТП различаются в шесть-семь раз. Это свидетельствует о решающем вкладе глубинных подкоровых процессов в создание тепловых аномалий.

Построение тепловой модели литосферы выполнялось по методике, разработанной для континентальных регионов и широко апробированной в их пределах [6 и др.]. Впрочем, распространена точка зрения, что большая часть регионов, пересекаемых профилем восточнее Сахалина, еще геологически недавно обладала континентальной корой. Причем эта кора, вплоть до восточной окраины поднятия Зенкевича, сформировалась еще в протерозое [7, 9 и др.]. В таком случае использование континентальной методики выглядит вполне правомочным: ведь и на континентах встречаются регионы с магматически переработанной корой, пусть не в такой степени и не на такой огромной территории.

Считалось, что значения ТП и Т представляют собой в каждый момент геологической истории района сумму нормального и аномального распределений. Первое отвечает докембрийской платформе с неподвижной мантией и корой, в которой радиогенная теплогенерация (ТГ) присуща именно данному району в настоящее время. Такая кора для полного соответствия расчетной модели должна была появиться 30—40 млн лет назад, для ее хотя бы частичного сохранения при последней переработке достаточно 10—20 млн лет. Второе распределение создается активными процессами, которые, в соответствии с принятой гипотезой [6], представляют собой адвективное перемещение вещества мантии разной длительности и интенсивности для разного эндогенного режима. Нагретое вещество с больших глубин поступает в подкоровое пространство и в кору. На его место опускается холодное вещество, но замкнутая конвективная ячейка не образуется.

Первый этап построения модели — объяснение наблюдаемого регионального распределения ТП вдоль профиля.

Сначала был вычислен коровый радиогенный ТП. Использовались как осредненные данные по ТГ пород для слоев с определенной средней скоростью продольных сейсмических волн [6], так и результаты непосредственных определений содержания радиоактивных элементов в породах пересекаемых профилем регионов [1]. В первом случае всем породам осадочного слоя приписывалась ТГ, равная  $1,35 \text{ мВт/м}^3$ , во втором — ТГ получалась несколько ниже на западе профиля и значительно ниже на востоке, но здесь мощность осадков невелика и различия в расчетном ТП были незначительны. В консолидированной ко-

ре перед вычислением ТГ по скоростям продольных сейсмических волн в них были внесены поправки за температуру. Для этого пришлось провести предварительные оценки коровых Т в рамках стационарной задачи для Татарского пролива, Охотского моря и Курил. Как и в случае осадочного слоя, использование теплогенераций, определенных по скоростям и содержаниям радиоактивных элементов, не приводило к радикальным различиям в коровом ТП, если последние рассматривались как характеристика кровли слоя. В восточной части профиля различия в оценках ТГ вообще потеряли значение из-за резко сокращенной мощности коры.

Полученный коровый ТП существенно изменяется вдоль профиля, составляя ( $\text{мВт/м}^2$ ): в Сихотэ-Алине — 20, Татарском проливе и Сахалине — 22, Охотском море — 17, на Курилах — 14, в желобе — 8, на поднятии Зенкевича — 4. В чрезвычайно низких значениях отражено сокращение мощности коры и исчезновение ее верхних слоев, где в основном концентрируются радиоактивные элементы.

Нормальный мантийный ТП был принят практически одинаковым во всех регионах —  $15\text{--}16 \text{ мВт/м}^2$ , что характерно для мест любого вида активного режима в фанерозое [6 и др.]. Очевидно, что нормальный ТП объясняет наблюдаемый поток только в Курило-Камчатском желобе ( $25\text{--}30 \text{ мВт/м}^2$ ), где при построении модели и предполагалось отсутствие аномальных источников тепла. Во всех других регионах в модель были введены источники, отвечающие данному типу эндогенного режима, его возрасту и размерам региона (а следовательно, и источника, который, как правило, был несколько меньше региона по площади).

Геосинклинальные источники тепла позволили получить следующие значения ТП ( $\text{мВт/м}^2$ ): в Сихотэ-Алине — 57, в Татарском проливе и на Сахалине — 48, в Охотском море — 70, на Курилах — 65, на поднятии Зенкевича — изменяющийся от 40 до 60. Практически достигнуто объяснение наблюдаемых ТП в регионах, где отсутствует плиоцен-четвертичная активизация, — в Сихотэ-Алине, на Сахалине и поднятии Зенкевича.

Параметры источников тепла активизации были в значительной мере подобраны по геологическим данным. Это касается охваченных процессом областей и времени формирования вторжений перегретого вещества. Последние порции (наиболее близкие к поверхности) считались появившимися в самое последнее время — порядка 1—3 млн лет назад. Максимальная величина ТП над рассматриваемыми источниками в значительной мере определялась глубиной их кровли. Обычная средняя глубина — 10—15 км — приводит к аномалии около  $20 \text{ мВт/м}^2$ , минимальная — около 5 км — к аномалии  $60 \text{ мВт/м}^2$ . Полученных результатов достаточно для объяснения ТП на всем протяжении профиля.

Сопоставление расчетного ТП со всеми снесенными на профиль значениями обнаруживает среднюю величину расхождения около 10 мВт/м<sup>2</sup>. Она вполне объясняется погрешностью измерения ТП и локальными аномалиями, объяснение которых, конечно, и не могло быть достигнуто с помощью построенной сугубо региональной модели.

Достигнутое совпадение расчетного и наблюдаемого ТП и выбор соответствующих источников тепла делают возможным переход к расчету глубинных температур.

Вначале, как и для ТП, были определены нормальные Т по расчетному нормальному потоку, ТГ пород коры и теплопроводности, для которой учитывалось влияние температуры и давления. В мантии температуры были продолжены в соответствии с вариантами нормальных мантийных распределений Т, дававших на разделе Мохо ту же температуру, что получилась при расчете «сверху» [6]. Нормальные Т в коре и мантии вдоль профиля сравнительно низки и резко не изменяются от региона к региону. Различия между ними сформированы колебаниями мощности и состава коры. Поскольку в восточной части профиля кора аномально тонкая (по сравнению с континентальной), здесь получены минимальные нормальные Т. Они ниже, чем в большинстве районов континентальных платформ и щитов, и могут быть сопоставлены только с отдельными блоками необычайно основной коры на Украинском щите, южной части Балтийского щита, Сибирской платформе. Достоверность такого результата внешне подтверждается очень низким ТП в Курило-Камчатском желобе. Но насколько измеренные значения отвечают глубинным, предстоит еще выяснить. Не исключены значительные искажения, связанные со специфической седиментацией, скучиванием осадков и т. д. С другой стороны, возможны и иные подходы к расчету нормального мантийного ТП под океанической корой, отличающиеся от апробированных на континентах.

Сделанные оговорки лишь в небольшой степени относятся к основной части профиля — пк 0—1200. Здесь нормальная модель скорее всего в основных чертах достоверна.

Для построения полного современного распределения глубинных Т нормальные Т суммированы с аномальными — результатами действия различных источников тепла в геосинклиналиях и зонах молодой активизации. Эти Т представлены на рисунке.

Распределение очень контрастно. Перепад Т на одной глубине достигает 600 °С, что близко к пределу в рамках развиваемых (адвекционных) представлений о происхождении тепловых аномалий. Минимальные глубинные Т приурочены к желобу и небольшому участку на восточном краю Сихотэ-Алиня, где отсутствуют геосинклинальные источники этого региона и соседнего — Сахалина. Существование такого промежутка предпо-

лагается принятой концепцией, но необязательно. Наличие этого элемента модели может быть подтверждено или опровергнуто только детальными геотермическими исследованиями Сихотэ-Алиня.

Максимальные расчетные Т, естественно, под молодой геосинклиналию Сахалина, хотя ТП здесь много ниже, чем в зонах активизации, где сравнительно небольшие объемы перегретого вещества резко приближены к поверхности. Такой внешне парадоксальный результат может быть получен только при используемом подходе к построению модели. Действительно, любая методика, опирающаяся на величину наблюдаемого ТП, даст более высокие Т в недрах района с более высоким потоком.

Построенная тепловая модель позволяет выделить зоны частичного плавления в коре и верхней мантии. Они отсутствуют в Сихотэ-Алине и Курило-Камчатском желобе, широко развиты во всех остальных регионах.

Условием частичного плавления в коре считалось достижение температуры 600—650 °С на глубине, где, судя по скоростному разрезу, еще могут находиться породы в амфиболитовой фации метаморфизма, или на большей глубине, в области развития пород гранулитовой фации, но уже при достижении 1050 °С. В мантии необходимым считалось достижение температур «сухого» солидуса, хотя в рассматриваемых регионах в принципе возможно и частичное плавление мантийных пород в присутствии заметного количества воды. Таким образом, в мантии выделялась минимальная возможная астеносфера.

Мощности слоев частичного плавления в коре невелики — порядка первых километров. В мантии они значительно больше — 80—130 км. Под Татарским проливом зоны плавления в мантии и низах коры соприкасаются. Возможна и связь с зоной плавления в средней части коры. Восточнее коровые и мантийные зоны скорее всего разобщены.

Широко распространенная и мощная астеносфера, слои частичного плавления в коре создают в недрах рассматриваемых регионов обширную область высокой проводимости пород. По имеющимся результатам можно оценить ее параметры. Степень частичного плавления [6] была оценена по превышению расчетных температур над солидусом. Определены удельные сопротивления частично расплавленных пород. Построена геоэлектрическая модель вдоль профиля, учитывающая всю сложность тепловой (эта работа выполнена Е. Р. Мартанус). Решена прямая задача для созданной геоэлектрической модели. Результаты полностью объясняют данные МТЗ, полученные на Сахалине. Естественно, изученная МТЗ территория невелика по сравнению со всей, пересеченной профилем. Астеносфера под поднятием Зенкевича заметно не сказывается на интерпретируемых МТЗ. Но зоны частичного плавления на остальной части профиля не могут

быть радикально изменены без нарушения согласования расчетных и наблюдаемых данных.

Таким образом, проведенные геотермические исследования позволили построить тепловую модель литосферы (и астеносферы) в чрезвычайно сложном районе переходной зоны континент — океан. Она сугубо региональна, в некоторых чертах намеренно упрощена. Возможно, что некоторые ее элементы нуждаются в существенном пересмотре. Но в уже достигнутом виде построенная модель не только позволяет объяснить тепловой поток и увязать глубинные температуры с историей геологического развития регионов, но и хорошо согласуется с независимыми геоэлектрическими данными.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Веселов О. В., Волкова Н. А. Радиоактивность горных пород Охотоморского региона. — В кн.: Геофизические поля переходной зоны тихоокеанского типа. Владивосток, 1981, с. 51—70.
2. Геологическое строение и геологическая природа Курильской глубоководной котловины Охотского моря по новым геолого-геофизическим данным/И. К. Туезов, Б. И. Васильев, М. Л. Красный и др. — В кн.: Структура и геодинамика литосферы северо-запада Тихого океана по геофизическим данным. Владивосток, 1978, с. 14—25.
3. Геологическое строение подножий южной части Курильской островной дуги/Б. И. Васильев, М. Л. Красный, Ю. А. Павлов и др. — В кн.: Структура и геодинамика литосферы северо-запада Тихого океана по геофизическим данным. Владивосток, 1978, с. 3—13.
4. Геотермические исследования в Верхнеамурском районе/И. К. Туезов, П. Ю. Горнов, В. П. Жигалов и др. — Тихоокеан. геол., 1986, № 6, с. 115—117.
5. Геотермические исследования Комсомольского рудного района/И. К. Туезов, В. П. Жигалов, В. Н. Гагаев и др. — Тихоокеан. геол., 1986, № 1, с. 123—125.
6. Геофизическая модель тектоносферы Европы/В. Б. Бурьянов, В. В. Гордиенко, О. В. Завгородняя и др. Киев. Шуклова думка, 1987, 181 с.
7. Глубинное строение и особенности металлогении юга Дальнего Востока. М., Наука, 1984. 168 с.
8. Короновский Н. В. Краткий курс региональной геологии СССР. М., 1984. 334 с.
9. Салун С. А. Тектоника и история развития Сихотэ-Алинской складчатой системы. М., Недра, 1978. 183 с.
10. Сергеев К. Ф., Аргентов В. В., Бикенина С. Н. Сейсмическая модель земной коры южной части Охотоморского региона и некоторые результаты ее геологической интерпретации. — Тихоокеан. геол., 1982, № 6, с. 3—12.
11. Туезов И. К., Веселов О. В., Липина Е. К. Тепловой поток запада Тихого океана, востока Азии и Австралии. Владивосток, 1984.
12. Шевалдин Ю. В., Балабошин В. И., Зимиин П. С. Новые данные о геотермике Татарского пролива. — Тихоокеан. геол., 1987, № 3, с. 61—64.

УДК [550.36 : 551.14] : 553.98(47—17)

Н. М. Невская

#### ТЕМПЕРАТУРНОЕ ПОЛЕ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ И ЕГО СВЯЗЬ С НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ

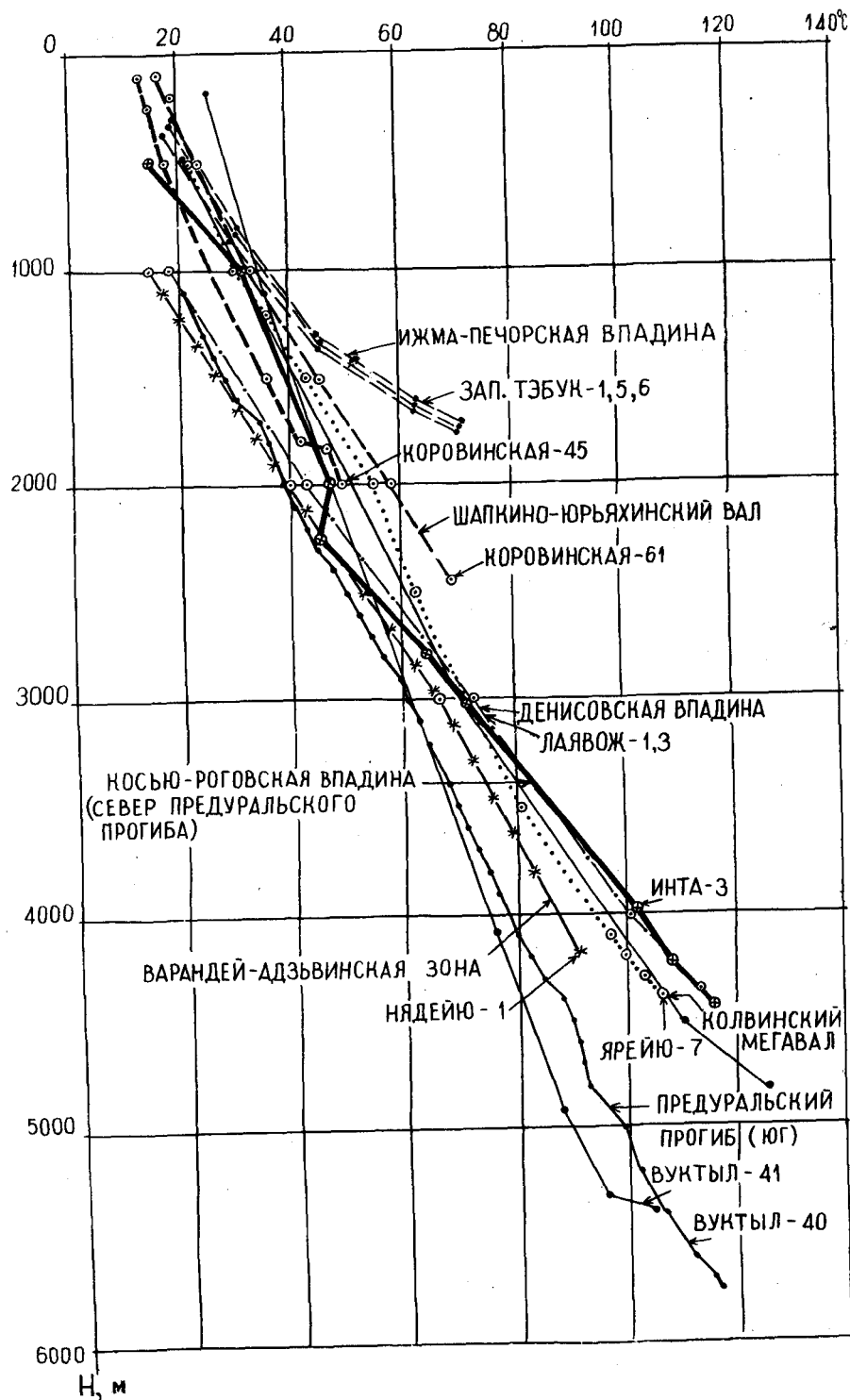
Основой для построения карт температур на отметках 1, 2, 3, 4, 5 км послужили точечные замеры температур отдельных скважин и данные высокоточной термометрии с непрерывной записью по стволу скважины при выстойке ее перед замером не менее 8 ч (рис. 1). При этом было использовано свыше 300 точечных замеров в поисково-разведочных, опорных и параметрических скважинах и свыше 30 термограмм по более чем 10 разведочным площадям и месторождениям. Кроме того, на основе лабораторных определений теплопроводности горных пород различного состава и возраста (аргиллиты, песчаники, известняки, доломиты, сланцы и т. д.) по методике ВСЕГЕИ были выполнены расчеты тепловых потоков для некоторых геолого-тектонических зон Тимано-Печорской провинции (ТПП) [3].

Вновь полученные данные и ранее опубликованные сведения были использованы для расчета глубинных температур верхней части земной коры на отметках 6—10 км и более.

По данным точечных замеров и термометрии, температуры осадочного чехла в провинции изменяются от  $-2,1$  до  $+126$  °С. При этом на глубине 1 км происходит колебание пластовых температур от 14—15 до 36—39 °С (Западный Тэбук). Почти все из выявленных положительных температурных аномалий имеют локальный характер и на глубинах 2, 3, 4 км нередко прослеживаются как «движущиеся», т. е. имеющие смещение каждой последующей относительно предыдущей. На срезе 2 км температуры колеблются от 37—38 до 85—93 °С, а на глубинах 3 и 4 км — соответственно от 54—57 до 83—102 °С и от 54—65 до 75—102 °С. Для более глубоких срезов осадочного чехла провинции (5, 6 км и более), а также для поверхности нижнедевонско-ордовикского комплекса и кристаллического фундамента расчет температур производился из предположений о сохранении линейного характера зависимости  $T_{cp} = f(H)$  и о стационарности теплового потока. Максимальные температуры в земной коре на отметке 5 км достигают 185 °С и фиксируются, по расчетам У. И. Моисеенко, в районе Южного Тимана и в центральной части Печорской синеклизы.

Согласно расчетным данным, температуры поверхности нижнедевонско-ордовикского комплекса изменяются от 23—25 °С в районе Южного Тимана до 150—157 °С в Косью-Роговской впадине. Как и в вышележащих отложениях, по поверхности нижнедевонско-ордовикского комплекса довольно четко выделяются геотемпературные максимумы: в центральной части Ижма-Печорской впадины (Западный Тэбук, Айюва), в районе Печоро-





Кожвинского мегавала (Мутно-Материковая структура) и в северной части провинции (Денисовская впадина, северная часть Колвинского мегавала и Хорейверской впадины). В Косью-Роговской впадине геотемпературный максимум отмечается в районе Интинского месторождения. Область пониженных температур приурочена к районам неглубокого залегания поверхности нижнедевонско-ордовикского комплекса, т. е. к западным районам Ижма-Печорской впадины. Другая область пониженных температур располагается в Варандей-Адзвинской зоне, где на глубинах 2,3—3,3 км температуры составляют 39—68 °С. Существование области пониженных температур можно объяснить низкими значениями геотермических градиентов — 0,015—0,0197 °С/м (Наульская, Адзвинская, Усть-Талотинская структуры), что, в свою очередь, можно объяснить особенностями теплопроводных свойств вскрытого разреза. В соответствии с дифференциацией геотермических градиентов находятся и величины тепловых потоков, которые изменяются в пределах провинции от 40 до 80 мВт/м<sup>2</sup>, составляя в среднем 53 мВт/м<sup>2</sup> [2, 3, 4], что, например, по сравнению с центральными районами Русской платформы является повышенным. Максимальные значения потоков отмечаются в северных частях Шапкино-Юрьяхинского мегавала — 44—68 мВт/м<sup>2</sup> (Коровинское месторождение), Колвинского мегавала — 41—68,3 мВт/м<sup>2</sup> (Ярейюское, Хыльчуйюское месторождения), в центральной части Ижма-Печорской впадины (Западно-Тэбукское месторождение). Умеренные значения тепловых потоков имеют место в районе Пашнинского месторождения — 44—48 мВт/м<sup>2</sup> и месторождений Варандей-Адзвинской зоны — 41,4—62,1 мВт/м<sup>2</sup>.

Согласно существующим представлениям о корреляционных зависимостях между геотемпературными условиями и геохимическими особенностями углеводородов [6], можно сделать предварительный прогноз фазового состояния углеводородов для нижней части осадочного чехла. Для анализа геотермических условий кровли и подошвы нижнедевонско-ордовикского комплекса (поверхности кристаллического фундамента) принимались усредненные значения геотермических градиентов по отдельным разведочным площадям и месторождениям с последующей экстраполяцией на глубины (рис. 2). Вычисленные среднеарифметические значения градиентов для каждой из тектонических зон были положены в основу построения геотермической карты по поверхности фундамента. Полученные значения градиентов изменяются от 0,015 до 0,0482 °С/м, составляя в среднем по разрезу 0,0256 °С/м. При такой величине градиента температуры поверхности фундамента колеблются от 21—25 до 200—250 °С и более в Предуральском прогибе (рис. 3). При значении

Рис. 1. Сводная геотермограмма разреза осадочного чехла Тимано-Печорской провинции.

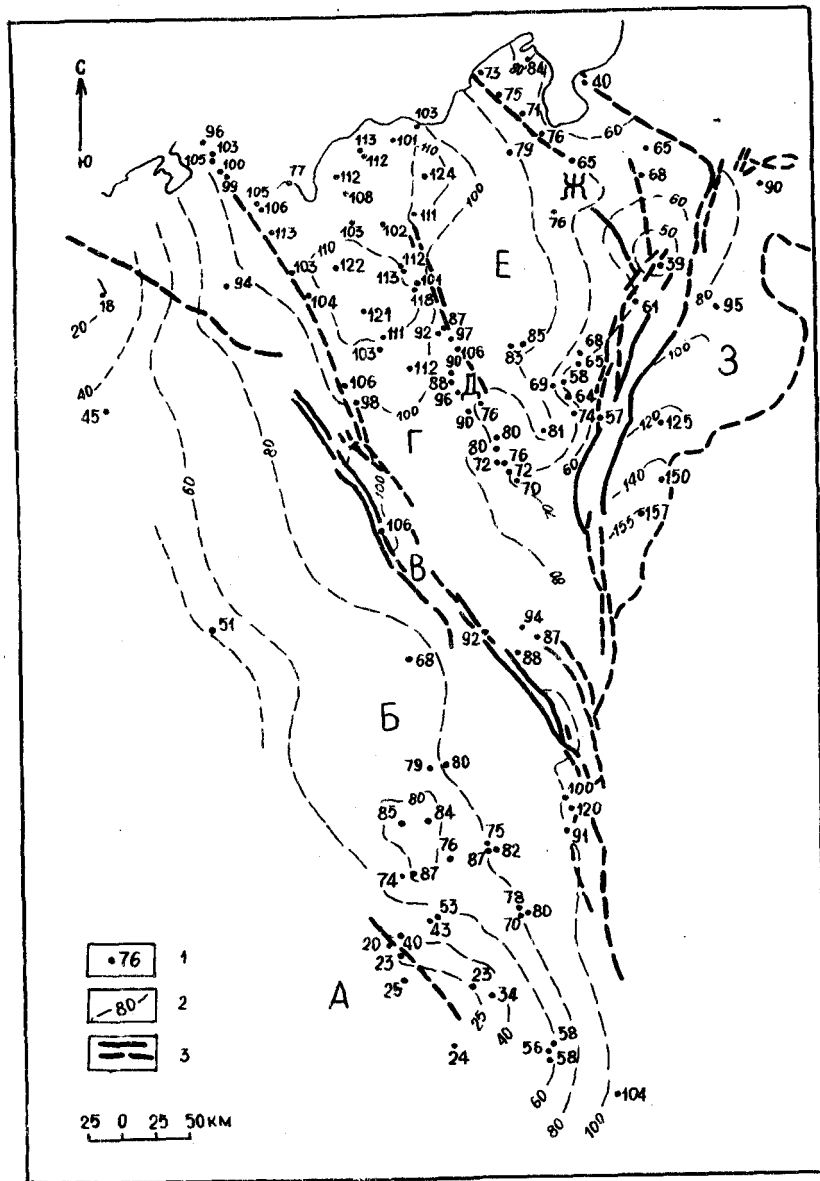


Рис. 2. Схематическая карта распределения температур по поверхности нижнедевонско-ордовикского комплекса.

1 — температура кровли нижнедевонско-ордовикского комплекса, °С; 2 — изотерма по кровле нижнедевонско-ордовикского комплекса, °С; 3 — тектонические нарушения.

А — Тиманская гряда; Б — Ижма-Печорская впадина; В — Печоро-Кожвинский мегавал; Г — Денисовская впадина; Д — Колвинский мегавал; Е — Хорейверская впадина; Ж — Варандей-Адзьвинская зона; З — Косью-Роговская впадина.

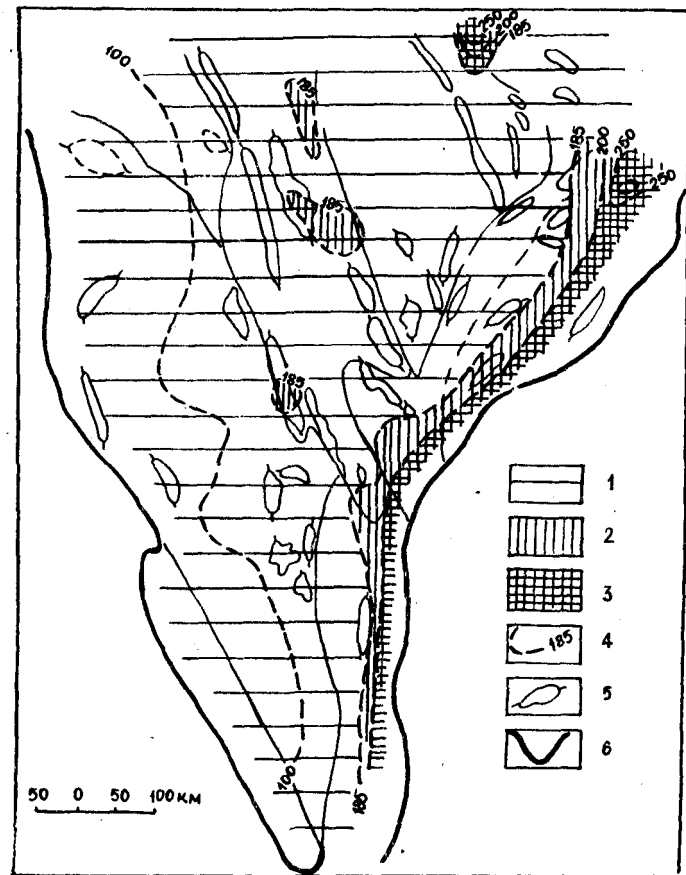


Рис. 3. Схема распределения зон нефте- и газонакопления в осадочном чехле Тимано-Печорской провинции (при усредненном геотермическом градиенте 0,0256 °С/м).

1 — область возможного нефтенакопления; 2 — область возможного конденсатонакопления; 3 — область возможного газонакопления; 4 — геотерма по поверхности фундамента и ее значение; 5 — перспективные зоны (по верхним отложениям осадочного чехла); 6 — условные границы Тимано-Печорской провинции.

градиента, равном среднему — 0,033 °С/м, максимальные температуры на глубине 10 км составляют 300—330 °С (рис. 4). Полученные результаты хорошо согласуются с расчетами У. И. Моисеенко, согласно которым диапазоны изменения температур земной коры в провинции на глубине 10 км составляют 200—380 °С [4].

Региональная тепловая аномалия ТПП, которая прослеживается на глубинах 5—10 км и более, по мнению У. И. Моисеенко, вызвана существованием магматических очагов расплава базаль-

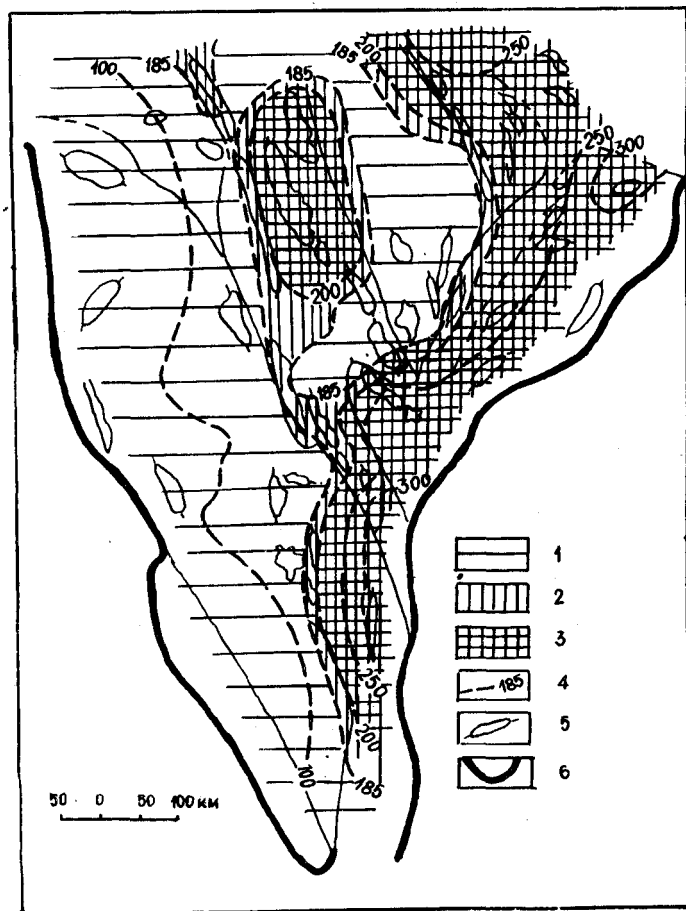


Рис. 4. Схема распределения возможных зон нефте- и газонакопления в осадочном чехле Тимано-Печорской провинции (при среднеземном геотермическом градиенте  $0,033\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{м}$ ).

1 — область возможного нефтенакпления; 2 — область возможного газо- и конденсатонакопления; 3 — область возможного газонакопления; 4 — геотерма по поверхности фундамента и ее значение; 5 — перспективные структурные зоны по верхним отложениям осадочного чехла; 6 — условные границы Тимано-Печорской провинции.

тового слоя, благоприятные условия для плавления которого с температурами  $1000\text{--}1150\text{ }^{\circ}\text{C}$  возникают на глубинах  $23\text{--}42\text{ км}$  [4]. Увеличение активизации геологических процессов, в частности тектонических, способствует выносу глубинного тепла и формированию неоднородностей теплового поля провинции. Подтверждением активизации геотермического режима

в настоящее время служит сводная термограмма (рис. 1), составленная по отдельным геолого-тектоническим элементам провинции, где нелинейное распределение градиентов является критерием жизни нефтегазоносного бассейна. Согласно [6], существующие корреляционные зависимости между распределением температуры в разрезе и нефтегазоносностью свидетельствуют о последовательной смене нефтяных залежей газонетяжными, газоконденсатными и чисто газовыми, что позволило прогнозировать фазовое состояние углеводородов и глубину исчезновения нефти. При нормальном пластовом давлении зона исчезновения нефти определяется как жидкая фаза при температурах  $150\text{--}180\text{ }^{\circ}\text{C}$ , в случае аномального увеличения пластового давления указанная граница должна опуститься ниже [6]. По другим представлениям [5], граница «термической зрелости» нефти может опускаться до температуры  $250\text{ }^{\circ}\text{C}$  и ниже.

Подобные зависимости между геотемпературными условиями и нефтегазоносностью разреза впервые в провинции были отмечены А. Я. Кремсом в 1973 г., хотя главная роль при этом отводилась пластовому давлению. Последующие исследования геотемпературных условий осадочного чехла привели к выводу о преобладающей роли температурного фактора при оценке фазового состояния углеводородов и позволили впервые для ТПП наметить возможные зоны нефте- и газонакопления. Позднее автор совместно с У. И. Моисеенко [1] был сделан предварительный прогноз фазового состояния флюидов — подземных вод, нефтей, газов в зависимости от геотемпературного режима. При этом, согласно полученным данным, был сделан вывод о том, что при температуре  $250\text{--}300\text{ }^{\circ}\text{C}$  пластовые воды будут находиться, по-видимому, в состоянии парогазовой смеси (надкритическое состояние), а области нефте- и газонакопления будут последовательно смещены в восточном направлении, в сторону Предуральского прогиба. В настоящей работе, с целью дальнейшего исследования вопросов взаимосвязи с нефтегазоносностью, были проанализированы геотермические условия нижней части осадочного чехла — по поверхности фундамента. Исходя из предельной температуры существования нефтей как жидкой фазы  $185\text{ }^{\circ}\text{C}$ , можно наметить в регионе возможные области нефте- и газонакопления.

В первом варианте (при геотермическом градиенте  $0,0256\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{м}$ ) области нефтенакпления в нижней части осадочного чехла будут занимать обширные территории Ижма-Печорской впадины и Большеземельского свода, а области газоконденсато- и газонакопления отдельными локальными пятнами, ограниченными изотермой  $185\text{ }^{\circ}\text{C}$ , выступают в пределах Печоро-Кожвинского, Колвинского мегавалов и Денисовской впадины. Следовательно, для отмеченных территорий в нижних частях разреза осадочного чехла следует ожидать появление углеводородов в конденсатной и газовой фазах. Максимальные области

распространения конденсатной и газовой фаз, по-видимому, будут иметь место в Предуральском прогибе и в северной части Варандей-Адзвинской зоны (Медынско-Тобойская зона).

При втором варианте расчетной геотермической поверхности фундамента (при градиенте  $0,033\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{м}$ ) области с изотермой  $185\text{ }^{\circ}\text{C}$  значительно расширяются, а в пределах Предуральского прогиба появляются территории с температурами  $300\text{ }^{\circ}\text{C}$  и более. С расширением диапазона температур увеличиваются площади возможного газо- и конденсатонакопления, особенно на территории Большеземельского свода. Возможные зоны газо- и конденсатонакопления охватывают нижние части разреза значительных территорий Денисовской впадины, Шапкино-Юрьяхинского и Колвинского мегавалов и т. д. С увеличением градиента, согласно полученным расчетам, резко расширяются области газо- и конденсатонакопления в Предуральском прогибе. Следует отметить, что при возникновении более жестких температурных условий ореол нефте- и газонакопления в нижних частях осадочного чехла, по-видимому, будет значительно сужаться при одновременном увеличении областей газонакопления. Однако отмечается [6], что увеличение пластового давления в земных недрах (особенно АВПД) с глубиной может сдерживать разрушение жидкой фазы углеводородов, т. е. способствовать сохранению нефти на значительных глубинах. Тем не менее остается пока неизученным совместное влияние пластовых температур и давлений на фазовое состояние углеводородов. Есть основание предполагать возможность значительного проявления АВПД в нижних горизонтах осадочного чехла и, следовательно, опускание границы распространения жидкой фазы углеводородов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геотермические условия Тимано-Печорской провинции в связи с нефтегазоносностью/Н. М. Невская, У. И. Моисеенко, А. А. Смыслов, П. Ф. Муранова. — В кн.: Геология месторождений нефти и газа европейского северо-востока СССР. Сыктывкар, 1987, с. 136—138.
2. Гордиенко В. В., Завгородняя О. В., Якоби Н. М. Тепловой поток континентов. Киев, Наукова думка, 1982. 173 с.
3. Карта теплового потока европейской части СССР. Масштаб 1 : 5 000 000. Объясн. зап./В. В. Гордиенко, О. В. Завгородняя, У. И. Моисеенко, А. А. Смыслов. Л., 1987.
4. Моисеенко У. И. Температурное поле земной коры территории СССР. — Докл. АН СССР, 1983, т. 270, № 6, с. 1431—1434.
5. Berthrand R., Chagnon A., Negroix J. Compilation and correlation of major thermal maturation indicators. — AAPG, Bull., 1979, vol. 63, № 12, p. 2128—2144.
6. Zandes K. Eoemathomorphism and oil and gas in time and space. — AAPG, 1967, vol. 51, № 6, p. 828—841.

УДК [550.36:551.14]:553.98(571.1)

А. Р. Курчиков

#### ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПРИ ПРОГНОЗЕ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Можно считать твердо установленным положением, что геотермическая история недр во многом определяет интенсивность и масштабы процессов нефте- и газообразования. В то же время нерешенным остается вопрос о существовании вблизи углеводородных скоплений каких-то структурных изменений в геотемпературном поле. Поэтому высока эффективность использования геотермических данных при оценках перспективных и прогнозных ресурсов углеводородов в разных регионах и весьма противоречивы выводы исследователей о разработке геотермических критериев локального прогноза нефтегазоносности.

Геотермические условия формирования залежей нефти и газа в Западной Сибири рассматривались неоднократно [1—4, 7 и др.]. Общий интервал изменения температур в залежах углеводородов в Западной Сибири достаточно велик —  $10\text{—}150\text{ }^{\circ}\text{C}$  (рис. 1). Минимальные значения параметра отмечены в газовых залежах. В подавляющем большинстве случаев (свыше 90 %) они не превышают  $70\text{ }^{\circ}\text{C}$ . В газоконденсатных залежах температуры изменяются от  $40$  до  $120\text{ }^{\circ}\text{C}$ , а в газоконденсатных с нефтяной оторочкой — от  $50$  до  $110\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Наиболее широкий диапазон изменений температур в нефтяных залежах  $30\text{—}150\text{ }^{\circ}\text{C}$ , при этом, за исключением нескольких случаев, температура пород превышает  $60\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Приведенные данные свидетельствуют о том, что определенная дифференциация залежей разного типа по температурам имеет место.

Установлено [1, 2], что осадочный чехол Западно-Сибирского бассейна может быть разделен на несколько нефтегазосодержащих горизонтов, являющихся одновременно и нефтегазопроизводящими. Поэтому если рассматривать не современные, а максимальные за геологическую историю недр палеотемпературы, то по геотермическим условиям залежей углеводородов могут быть охарактеризованы условия генерации углеводородов из рассеянного органического вещества пород. Выполненный в работе [5] анализ показал, что генерация газообразных углеводородов начинается при температурах пород  $45\text{—}50\text{ }^{\circ}\text{C}$  и происходит интенсивно до температур  $100\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Вероятно, указанные величины могут быть приняты за температурные границы верхней главной фазы газообразования. Нижняя главная фаза газообразования по имеющимся данным не выявлена. Жидкие углеводороды начинают образовываться при температурах  $65\text{—}70\text{ }^{\circ}\text{C}$ , однако значительных масштабов этот процесс достигает при погружении пород до глубин с температурами  $85\text{—}90\text{ }^{\circ}\text{C}$ . По крайней

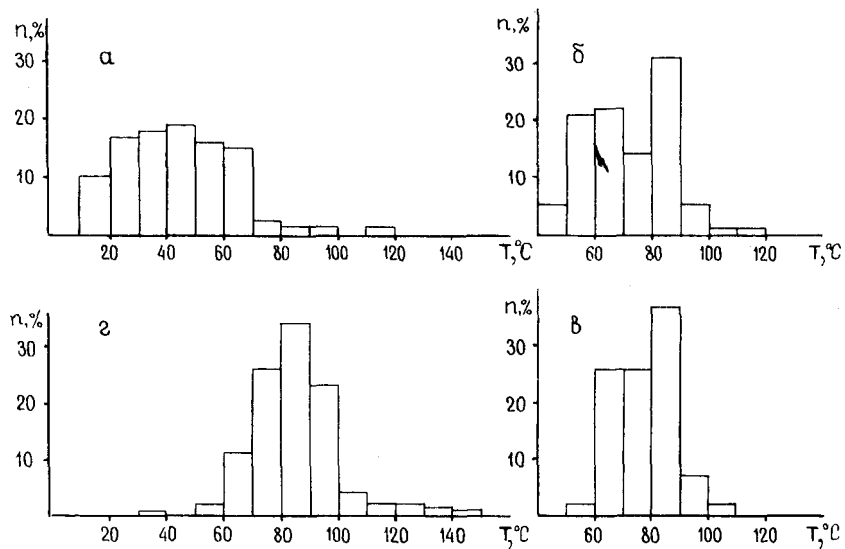


Рис. 1. Распределение залежей по зонам температур.

а — газовые; б — газоконденсатные; в — газоконденсатные с нефтяной оторочкой; г — нефтяные.

мере до 140 °С деструкция жидких углеводородов не приводит к разрушению нефтяных скоплений или переформированию их в газовые или газоконденсатные. Полученные результаты могут рассматриваться в качестве фактического обоснования возможности использования геотермической информации при оценке нефтегазоносности отдельных районов Западной Сибири. В то же время только по этим данным невозможен достоверный раздельный прогноз нефтегазоносности или, тем более, локальный.

В настоящее время в Западной Сибири имеется около 6000 глубоких поисково-разведочных скважин, расположенных на 1200 локальных структурах, по которым выполнены термометрические исследования. При этом только немногим более чем в 5 % скважин проведен непрерывный термокаротаж, в 10—15 % случаев производились точечные замеры температур при испытании продуктивных объектов в широком интервале глубин — до 1000—1500 м. В остальных скважинах имеются или 1—2 замера температур, или все они сосредоточены в очень узком интервале глубин. Сопоставление данных по разным скважинам — сложная задача. Накопленного объема информации достаточно для установления региональных закономерностей, однако для характеристики локальных неоднородностей геотемпературного поля требуется разработка специальных методов интерпретации температур с целью установления распределения параметра по всему стволу скважин.

Наиболее точно особенности структуры геотемпературных полей могут быть описаны в вариациях теплового потока. В работе [5] обоснована математическая модель геотемпературного поля Западной Сибири. Тепловой поток предложено рассчитывать путем обратной задачи геотермии. При этом появилась возможность отказаться от геотермического градиента как от основного параметра, а в качестве исходной информации использовать непосредственно величины температур. Показано, что с погрешностью 10—15 % тепловой поток может быть определен и по данным точечных замеров температур, выполненных с точностью 2—3 °С по скважинам, где имеется не менее 5—6 замеров, произведенных в интервале глубин не менее 1000—1500 м. Используя такие скважины в качестве опорных, можно рассчитать величину параметра и по близко расположенным скважинам, где число замеров температур меньше. При этом, что очень важно, относительная погрешность в них, по сравнению с опорными скважинами, не превышает 3—5 %. Такой подход позволяет перейти к анализу локальных вариаций теплового потока с высокой разрешающей способностью (до 2 мВт/м<sup>2</sup>), что невозможно при традиционном методе независимых определений потока по каждой скважине. Одновременно с расчетом теплового потока рассчитывается и соответствующее ему распределение температур.

По большинству месторождений нефти и газа в Западной Сибири установлено распределение теплового потока. Анализ полученных результатов показывает, что структура геотемпературного поля региона значительно сложнее, чем представлялось ранее. Прежде всего необходимо отказаться от широко распространенного мнения, согласно которому одно надежное определение параметра достоверно характеризует тепловое состояние литосферы на значительной территории. Области с малыми вариациями теплового потока совпадают с установленными ранее областями низкого (менее 50 мВт/м<sup>2</sup>) теплового потока: Гыданский полуостров, северная часть Сургутского района, районы, прилегающие к восточному обрамлению плиты. Вариации параметра здесь на локальных структурах не превышают 5—7 мВт/м<sup>2</sup>, на остальной части региона достигают 10—20 мВт/м<sup>2</sup> и более.

Особый интерес представляет анализ структуры геотемпературных полей вблизи углеводородных скоплений. На рис. 2 показан фрагмент карты теплового потока по Вартовскому району, включающий ряд месторождений нефти. При этом использованы данные почти по 600 скважинам. Особенностью в распределении параметра на Самотлорском месторождении является наличие относительно «холодной» полосы, пересекающей в юго-восточном направлении центральную часть, и «горячих» западной и восточной окраин. Общий перепад значений теплового потока достигает 20 мВт/м<sup>2</sup>. Аналогичная картина отмечается и в пределах Вартовско-Советского месторождения. В противоположность описанному на Полуденном месторождении через центральную часть про-



Рис. 2. Распределение теплового потока на участке Вартовского района.

А — изолинии равных значений теплового потока; Б — контуры месторождений нефти: 1 — Курраганское, 2 — Малоключевое, 3 — Урьевско-Поточное, 4 — Аганское, 5 — Большое Самотлорское, 6 — Малочерногорское, 7 — Среднечерногорское, 8 — Северо-Покурское, 9 — Ларьеганское, 10 — Сороминское, 11 — Ватинское, 12 — Ореховское, 13 — Северо-Ермаковское, 14 — Малореченское, 15 — Вартовско-Советское, 16 — Южное, 17 — Южно-Ермаковское, 18 — Полуденное, 19 — Ермаковское.

ходит относительно «горячая» полоса той же ориентации. О наличии положительной геотемпературной аномалии в определенном смысле можно говорить, имея в виду Аганское и Ватинское месторождения. В зонах размещения Курраганского, Сороминско-

го, Ермаковского, Северо-Ермаковского, Ореховского и ряда других месторождений происходит монотонное возрастание величины теплового потока при движении от одного крыла залежи к противоположному. В других районах Западной Сибири встречаются разные виды распределений теплового потока на месторождениях нефти и газа, однако, как и в Вартовском районе, в большинстве случаев отмечено монотонное возрастание параметра в каком-то направлении. Таким образом, можно констатировать следующее: залежи углеводородов в Западной Сибири находятся в зонах значительной латеральной неоднородности теплового потока, причем в большинстве случаев эта неоднородность не может быть квалифицирована как аномалия. Поэтому попытки связать обоснование локальных методов прогноза нефтегазоносности с обоснованием необходимости поиска и выделения локальных геотемпературных аномалий по крайней мере для Западной Сибири являются неперспективными.

Переход на новый уровень исследований (имеется в виду локальный) требует нового подхода и к проблеме происхождения геотемпературных полей. В частности, установленная на большом фактическом материале по всему миру зависимость величины теплового потока от возраста консолидации фундамента, вероятно, эффективна только при анализе теплового состояния крупных блоков литосферы, но не может объяснить особенности вариаций параметра на отдельных участках.

Если распределение давлений в осадочном чехле является гидростатическим, минерализация подземных вод изменяется мало, то закон изменения пластовых давлений с глубиной рассчитывается по формуле

$$p = \gamma_0 \int_0^z \exp \left[ \beta p - \int_0^z \alpha(T) dT \right] dz, \quad (1)$$

где  $p$  — давление;  $\gamma_0$  — удельный вес воды в нормальных условиях;  $\beta$  — коэффициент сжимаемости воды;  $\alpha(T)$  — коэффициент температурного расширения;  $T_0$ ,  $T(z)$  — температуры на глубине нейтрального слоя и на глубине  $z$  соответственно. Если продифференцировать (1) по  $z$ , то решение полученного уравнения относительно  $p$  имеет вид

$$p = -\frac{1}{\beta} \ln \left\{ 1 - \rho \gamma_0 \int_0^z \exp \left[ - \int_0^z \alpha(T) dT \right] dz \right\}. \quad (2)$$

В предположениях  $T_0=0$ ,  $T(z)=qz/\lambda$ ,  $\alpha(T)=3 \cdot 10^{-4} \text{K}^{-1}$ ,  $\beta=5 \cdot 10^{-4} \text{ МПа}$ ,  $\lambda=2 \text{ Вт/(м} \cdot \text{К)}$  перепад тепловых потоков на расстоянии 10 км составляет 10 мВт/м<sup>2</sup>, а проницаемость пород коллектора равна 0,5 дарси; с учетом формулы (2) скорость фильтрации флюидов на глубинах 1000, 2000, 3000, 4000 м оценивается величинами 1,5, 6,4, 15 и 40 см/год соответственно.

Полученные скорости фильтрации подземных флюидов вполне могут обеспечить подток необходимого объема содержащихся в них углеводородов в ловушки. Если же движение подземных вод по каким-либо причинам не происходит, то различие в напорах подземных вод в водоносных пластах может провоцировать движение углеводородов по простиранию горизонтов по механизму «всплывания» — от холодных участков к более прогретым.

Если залежи нефти и газа сформированы в результате вертикальной миграции подземных флюидов, то хорошо известно, что в таких зонах формируются положительные геотемпературные аномалии. Отсутствие их в Западной Сибири свидетельствует либо об отсутствии таких перетоков (и тогда справедлив указанный выше вывод исследователей о возможности разделения осадочного чехла этого бассейна на несколько нефтегазосодержащих горизонтов, являющихся одновременно и нефтегазопроизводящими), либо о том, что они имели место в прошлые геологические эпохи. В этом случае приуроченность залежей к зонам латеральной неоднородности тепловых потоков никак не объясняется.

Наиболее вероятным и повсеместным является процесс фильтрации флюидов по простиранию водоносных горизонтов. Большинство исследователей не рассматривается возможность значимого изменения структуры геотемпературного поля под воздействием этого фактора. М. М. Митником [6] предложен достаточно эффективный метод расчета охлаждения флюида при движении по горизонтально залегающему водоносному горизонту. Этот подход может быть распространен и на водоносные горизонты с изменяющейся глубиной залегания. Если в некотором направлении глубина кровли водоносного горизонта изменяется по закону  $z = z(x)$ , то в предположениях М. М. Митника уравнение для расчета температур в пласте приобретет вид

$$h \lambda \frac{d^2 T}{dx^2} \frac{1}{\sqrt{1 + z'^2(x)}} - h \rho_0 c_0 v \frac{dT}{dx} + q - \lambda \frac{T - T_0}{z(x)} = 0, \quad (3)$$

где  $h$  — мощность водоносного горизонта;  $\rho_0$ ,  $c_0$  — соответственно плотность и теплоемкость флюида;  $v$  — скорость фильтрации флюида;  $q$  — глубинный тепловой поток. При  $z'(x) \neq \text{const}$  уравнение (3) не имеет аналитического решения и поэтому поиск решения осуществлялся численными методами. На рис. 3 представлены расчеты изменения теплового потока над положительной и отрицательной складками высотой 200 м при мощности водоносного горизонта 50 м и скорости фильтрации 30 см/год. Видно, что при характерных для Западной Сибири условиях возникающие искажения теплового потока достигают 10—15%. Поэтому в определенной степени латеральные его вариации на локальном уровне могут быть объяснены движением подземных вод по водоносным горизонтам, а наличие в таких зонах залежей

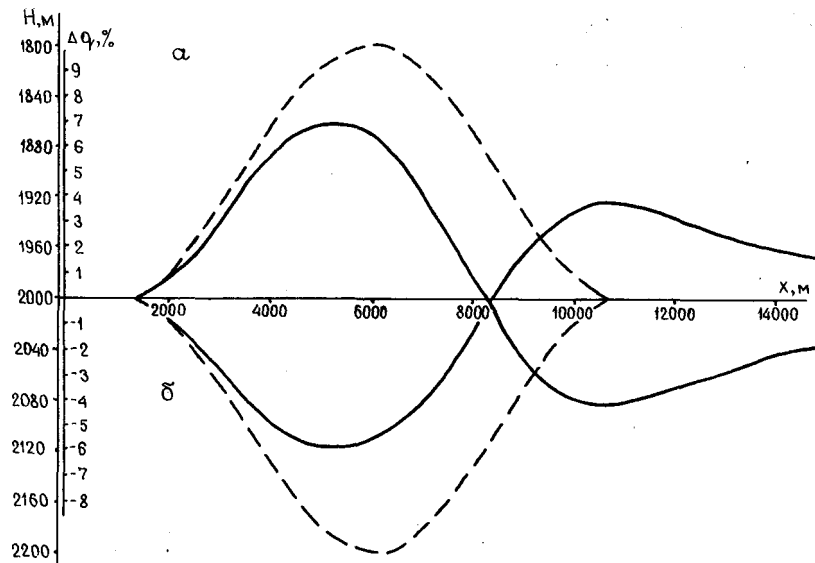


Рис. 3. Искажение теплового потока при движении подземных вод над положительной (а) и отрицательной (б) складками.

углеводородов при этом обусловлено именно фильтрацией флюидов.

Обобщая изложенное, можно сделать следующие выводы.

1. Геотермические условия недр в Западной Сибири достаточно точно отражают стадийность образования жидких и газообразных углеводородов.

2. Перспективы разработки методов локального прогноза нефтегазоносности с использованием геотермических данных можно рассматривать как благоприятные. Однако для решения этой задачи необходимо установление роли глубинных факторов в формировании латеральной неоднородности теплового поля, использование данных о гидродинамическом режиме недр.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология нефти и газа Западной Сибири/А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, Ф. К. Салманов и др. М., Недра, 1975. 680 с.
2. Геолого-геохимические условия размещения жидких и газообразных углеводородов в мезозойских отложениях Западной Сибири/И. И. Нестеров, А. В. Рывков, Н. Х. Кулахметов и др. — Труды ЗапСибНИГНИ, 1977, вып. 138, с. 3—10.
3. Гурари Ф. Г., Зимин Ю. Г., Карагодин Ю. Н. Термодинамические факторы размещения нефтяных и газовых залежей Западной Сибири. — Докл. АН СССР. Сер. геол., 1973, т. 203, № 2, с. 453—455.
4. Куликов Д. П. Связь теплового потока с геологическим строением фундамента Западно-Сибирской плиты. — Геол. нефти и газа, 1984, № 3, с. 58—60.

5. Курчиков А. Р., Ставицкий Б. П. Геотермия нефтегазоносных областей Западной Сибири. М., Недра, 1987. 134 с.

6. Лялько В. И., Митник М. М. Исследование процессов переноса вещества в земной коре. Киев, Наукова думка, 1978. 152 с.

7. Сергиенко С. И. Влияние теплового потока на нефтегазоносность мезозойских отложений Западно-Сибирского бассейна. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 1, с. 104—114.

УДК [550.36 : 551.14] : 553.98(477)

*Р. М. Новосилецкий, А. Ю. Полутранко*

## ГЕОТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ НЕДР УКРАИНЫ

Теплоэнергетическое состояние верхних частей земной коры территории Украины характеризуется большой сложностью, особенно в нефтегазоносных областях с изменяющимися в широких пределах (2—25 км) мощностями отложений с их многослойной физически изменчивой структурой, и определяется взаимодействием эндогенных и экзогенных источников тепловой энергии, что находит свое отражение в распределении залежей углеводородов (УВ) в толщах осадочных образований. При этом основными определяющими факторами теплового поля нефтегазоносных областей являются температура в основании осадочного чехла, глубина его залегания и интенсивность теплопереноса в разрезе осадочных образований, в пределах которых выделяется несколько объемных зон (пластин) постдиагенетического преобразования отложений с присущими им физическими свойствами, источниками пластовой энергии, гидродинамическими режимами, активизирующими теплоперенос и формирование залежей УВ.

Накопленный обширный фактический материал по замерам пластовой температуры в глубоких скважинах нефтегазоносных областей (НГО) Украины послужил основой для составления температурной карты территории республики на срезе 3000 м (рис. 1) и позволил рассмотреть тепловое состояние осадочных толщ в пространстве и времени, а также в зависимости от происходящих процессов развития отдельных структурных элементов [7].

Рассматривая карту установленных нами температур на поверхности среза 3000 м, можно выделить слабпрогретые районы с минимальной температурой менее 40 °С и районы с повышенной прогретостью пород — до 130—180 °С. Минимум прогретости на этом срезе (38—40 °С) приходится на центральную часть Украинского щита, выполненную метаморфизованными и гранитизированными докембрийскими породами.

Повышенной прогретостью пород — с температурой на срезе 3000 м от 120 до 180 °С — характеризуются осадочные бассейны с мощной толщей кайнозойско-мезозойских осадков. Существенные различия в геологическом строении, возрасте и составе сла-

гающих осадочных образований нефтегазоносных областей Украины обусловили большую изменчивость температурного режима, определяющего распространение залежей УВ.

Наиболее детально, на основании более 5000 замеров температуры в скважинах 246 площадей и месторождений, изучены геотермические условия Днепровско-Донецкой впадины. Для нее характерно полосообразное проявление температурного режима. Изотермой 80 °С на срезе 3000 м оконтуривается полоса более прогретых пород прибортовых зон, соединяющихся на юго-востоке впадины и в пределах северной окраины Донбасса.

Максимальные значения температуры на этой отметке установлены на обширной территории юго-востока впадины, где их значения колеблются от 120 до 127 °С (Краснопоповская, Новомечевилевская, Краснооскольская и Боровская площади).

Минимальные температуры в приосевой зоне впадины на срезе 3000 м отмечены в наиболее погруженной ее части, где каменноугольные и девонские породы перекрыты мощной нижнепермской хемогенной толщей, под которой активно проявился верхнедевонский соляной тектогенез. Пониженные температуры отмечаются и на северо-западе региона, где установлена небольшая мощность осадочных образований. В центральной части региона самая низкая температура (56—58 °С) на рассматриваемом срезе установлена на Новоукраинском и Распашновском газоконденсатных месторождениях, расположенных в приштоковых частях соляных тел (рис. 2).

Низкие значения температуры (до 70—90 °С) наблюдаются также в Донбассе — в осадочных образованиях, находящихся в инверсионном положении.

Бортовые части впадины, представленные на срезе 3000 м в основном кристаллическими породами фундамента, менее прогреты, и по мере уменьшения мощности осадочных образований температура на этом срезе опускается до 50 °С и ниже.

В Карпатской НГО обработка имеющихся замеров температуры в скважинах на 113 площадях и месторождениях позволила установить пониженный геотермический режим отложений юго-западного окончания Восточно-Европейской платформы. Приведенные температуры на срезе 3000 м изменяются в пределах от 49 до 89 °С. При общей тенденции к понижению температуры в восточном направлении, по мере уменьшения мощностей осадочных образований отмечается слабо выраженное перераспределение температур вдоль Устилуг-Рогатинского разлома, которое проявляется незначительным увеличением геотермического градиента вдоль разлома — от Литовижской до Перемышлянской структуры.

Более детально температурный режим в НГО изучен в Предкарпатском прогибе. В пределах региона отмечается интенсивное возрастание температуры в юго-западной части Косовско-Угерской подзоны Бильче-Волицкой зоны Предкарпатского про-



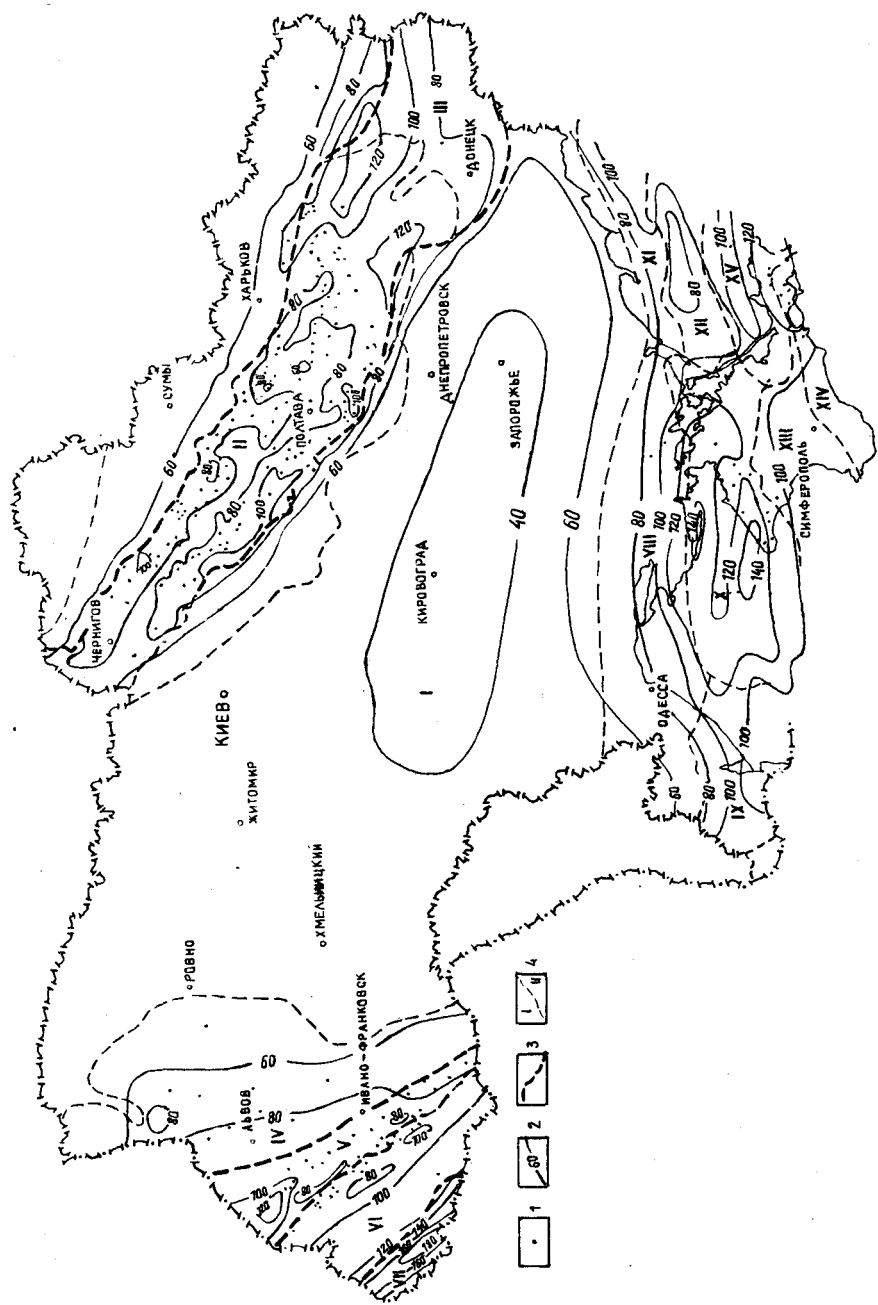


Рис. 1. Карта температуры территории Украины на срезе 3000 м. Составили Р. М. Новосилецкий, А. Ю. Полугранко, 1986 г.  
 1 — пункты замера температуры; 2 — изотермы, °С; 3 — региональные разломы; 4 — контуры крупнейших (платформенных) структур.

I — Украинский щит и его склоны; II — Днепровско-Донецкая впадина; III — Складчатый Донбасс; IV — Львовский палеозойский прогиб; V — Предкарпатский прогиб; VI — Складчатые Карпаты; VII — Закарпатский прогиб; VIII — Южно-Украинская моно-клиналь; IX — Предобрудулжинский прогиб; X — Каркинитско-Северо-Крымский прогиб; XI — Северо-Азовский прогиб; XII — Среднеазовское поднятие; XIII — Каламитско-Центральнокрымское мегаподняtie; XIV — мегаантиклинарий Горного Крыма и его восточное погружение; XV — Индоло-Кубанский прогиб.

гиба. Максимум, достигающий 132 °С на срезе 3000 м, выделяется в Крученической подзоне по замерам температуры на Пынянском и Новоселовском газовых месторождениях и приурочен к участку с максимальными мощностями (3,5—5,0 км) неогеновых отложений. Температурный максимум также выделяется вдоль Краковецкого разлома.

Максимальный прогрев отложений Бильче-Волицкой зоны в Предкарпатском прогибе сменяется минимальным прогревом отложений Самборской зоны, в которой пластовая температура на срезе 3000 м, по данным немногочисленных замеров, изменяется от 76 до 90 °С, а геотермический градиент уменьшается до значений менее 2,22 °С/100 м.

В полосе распространения нефтегазовых и газоконденсатных залежей от Старосамборского до Лопушнянского месторождения, в пределах Бориславско-Покутской зоны намечаются небольшие положительные температурные аномалии с прогревостью отложений на отметке 3000 м до 90—99 °С. Геотермические градиенты в пределах Старосамборского, Оров-Уличнянского, Северо-Долинского, Росильнянского, Космачского и Битковского месторождений возрастают до 2,44—2,59 °С/100 м, и их максимумы в основном совпадают со сводами складок, в которых поверхность зоны аномально высоких давлений (АВД) приподнимается на минимальные отметки. На участках, перекрытых надвигом Береговой скибы Карпат, пластовая температура на срезе 3000 м уменьшается до 82—86 °С, а геотермический градиент — до 2,33—2,08 °С/100 м (Заводовское и Спасское месторождения). На юго-востоке зоны, в районе Покутских Карпат, температура на том же срезе понижается до 82—88 °С [5, 6].

В Складчатых Карпатах, по немногочисленным замерам, пластовая температура на отметке 3000 м составляет 77—124 °С. Пониженный геотермический режим характерен для пород Береговой скибы и центральной части Складчатых Карпат, где температура на срезе 3000 м понижается до 77 °С (Мизунская площадь).

В направлении к Закарпатскому прогибу и в пределах самого прогиба интенсивность геотер-

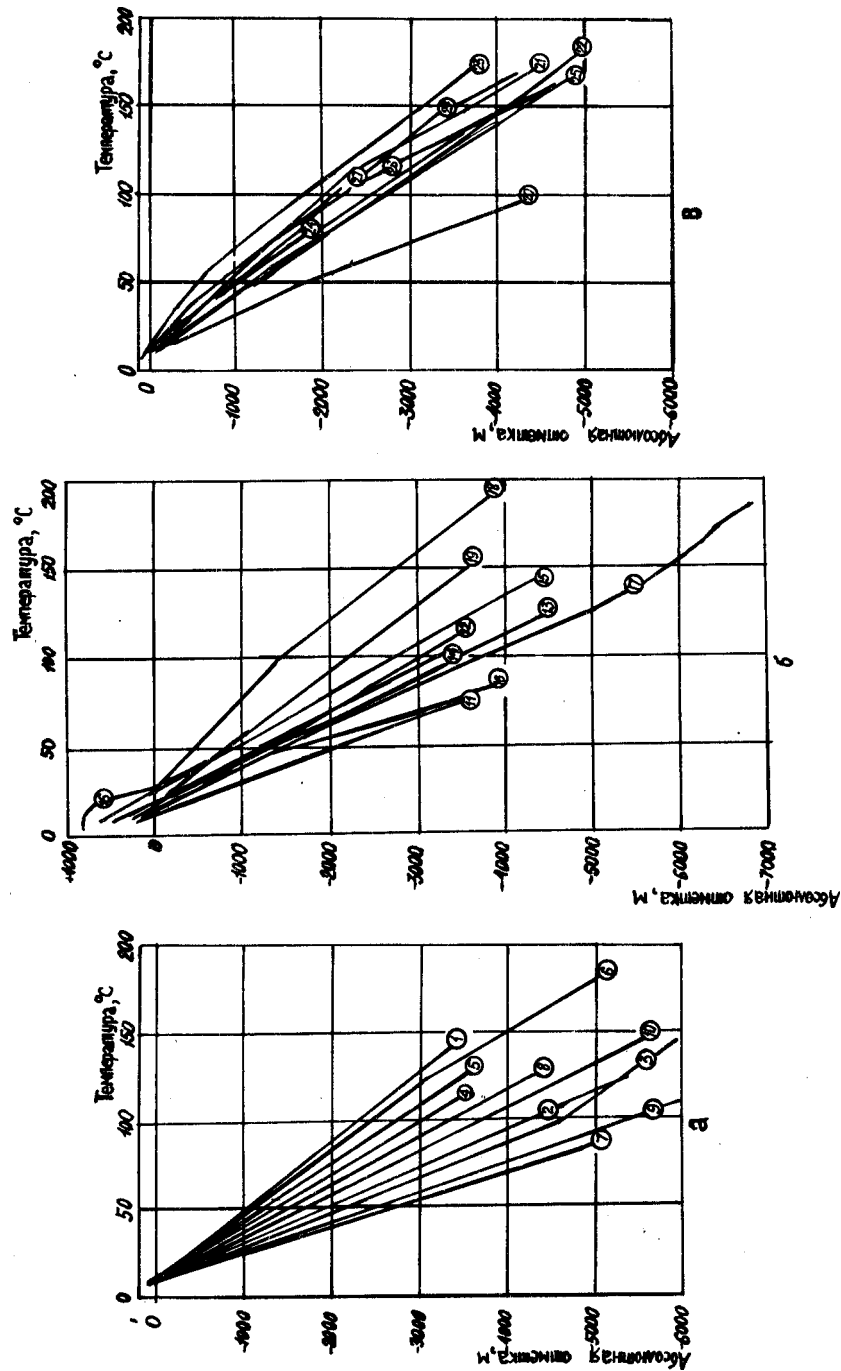


Рис. 2. Изменение температуры с глубиной на площадях нефтегазоносных областей Украины.

а — Днепровско-Донецкая НГО, площади: 1 — Боровская, 2 — Восточно-Полтавская, 3 — Западно-Крестинская, 4 — Голубовская, 5 — Новолиманская, 6 — Новомечетловская, 7 — Новоукраинская, 8 — Опшанская, 9 — Распашновская, 10 — Харьковцевская; б — Карпатская НГО, площади: 11 — Гороховская (Львовский палеозойский прогиб), 12 — Залужанская, 13 — Пасецинская, 14 — Росильянская (Предкарпатский прогиб), 15 — Борынская, 16 — Космач-Покутская, 17 — Шевченковская (Складчатые Карпаты), 18 — Русско-Комаровская (Закарпатский прогиб); в — Причерноморско-Крымская НГО, площади: 20 — Саратская, 21 — Голицынская, 22 — Борисовская, 23 — Карлавская, 24 — Серебрянская, 25 — Кореньковская, 26 — Мошкаревская, 27 — Слюсаревская.

мического режима резко возрастает. В сопредельной с прогибом полосе породы на отметке 3000 м прогреты до 117—124 °С (Даниловская, Свалаявская площади), а в пределах прогиба на Залужской, Иршавской и Ужгородской площадях ожидается температура 177—182 °С. Геотермический градиент изменяется соответственно от 2,56—3,45 до 5,00—5,55 °С/100 м. Температура, замеренная на Русско-Комаровской площади, на отметке 3000 м составляет 157 °С.

Замеры пластовых температур в глубоких скважинах на 68 площадях Причерноморско-Крымской НГО, а также опубликованные данные [2, 5] позволили выделить на срезе 3000 м более прогретые участки, совпадающие с максимумами накопления мезозойско-кайнозойских осадков (рис. 1).

В Индоло-Кубанском прогибе максимум прогрева пород приурочен к Слюсаревской площади, где температура на рассматриваемом срезе достигает 141 °С. Зона высоких значений температур протягивается вдоль центральной части полуострова, причем некоторое ее возрастание прослеживается в восточном направлении. К северу и югу от Керченского полуострова на срезе 3000 м отмечается постепенное уменьшение температур до 100—110 °С. В приосевой зоне Индоло-Кубанского прогиба температура понижается до 92 °С. У северной границы прогиба ожидается повышение ее до 100—115 °С.

В Каркинитско-Северо-Крымском прогибе температура на отметке 3000 м изменяется от 110 °С (Борисовская площадь) до 148 °С (Черноморская, Карлавская площади). Максимум прогрева пород, как и на Керченском полуострове, приурочен к участкам наиболее активного проявления флюидодинамических процессов, связанных с развитием на небольших глубинах АВД. В юго-восточной части Каркинитского залива и на Борисовской, Серебрянской и Татьяновской площадях Тарханкутского полуострова, где накоплены максимальные мощности майкопских глинистых отложений, выделяется область пониженных температур со значениями на срезе 3000 м менее 120 °С. Отмеченная область накопления значительной

мощности майкопских отложений окаймляется полосой более прогретых пород, охватывающей Голицынскую, Шмидтовскую, Черноморскую, Карлавскую, Славянскую, Джанкойскую, Красноперекопскую, Таврийскую и Тендровскую площади. В пределах НГО в направлении Горного Крыма и Украинского щита прогретость пород постепенно понижается до значений менее 90 °С на срезе 3000 м.

По Предобруджинскому и Северо-Азовскому прогибам, а также по Среднеазовскому поднятию и Южно-Украинской моноклинали имеются единичные замеры пластовых температур в скважинах. В пределах Южно-Украинской моноклинали на срезе 3000 м ожидается понижение температуры до 60—70 °С. В Северо-Азовском прогибе температуры на рассматриваемом срезе составляют 70—115 °С. Заметное повышение температуры, по замерам в скв. Морская-1, отмечается в юго-восточном направлении по мере увеличения мощности осадочных образований. В пределах Среднеазовского поднятия температура на срезе 3000 м ожидается от 78 до 115 °С с максимальными значениями в приграничных районах с Индоло-Кубанским прогибом. В Предобруджинском прогибе на рассматриваемом срезе ожидается температура от 79 до 112 °С.

В районах НГО, характеризующихся активным проявлением АВД флюидов, более четко выражена зависимость изменения геотермического градиента и прогретости пород от изменения степени катагенеза вмещающих отложений и характера проявления АВД [3, 6, 7].

При комплексном анализе установлено, что на изменение прогрета отложений в осадочных бассейнах оказывает воздействие целый ряд факторов. К доминирующему следует отнести гидродинамический режим глубоководных отложений, находящихся в условиях позднего катагенеза [1, 6]. В свою очередь, термобарические условия на этапе позднего катагенеза зависят от геологического строения осадочного бассейна, мощности отложений, степени их преобразования, прогретости пород в основании осадочного чехла и распределения региональных флюидоупоров. На распределение температуры в осадочных образованиях влияют также вещественный состав пород, соляной диапиризм, глубинные разломы и разрывные нарушения, локальные перетоки флюидов повышенного давления и их прорыв из зон генерации флюидов с АВД, наличие очагов внедрения интрузивных тел и ряд других особенностей геологического строения.

Возрастание температуры с глубиной при погружении отложений с захороненной органикой приводит к росту интенсивности генерации углеводородного газа, причем происходит это не пропорционально увеличению глубины или температуры, а проявляется в виде скачка при погружении отложений, преобразованных на этапе раннего катагенеза (по маркам углей Б, Д, Г) в условия позднего (по маркам углей Ж, К, О, С, Т) по схеме Н. В. Логвиненко [4].

Температура как основной фактор совместно с геологическим давлением и геологическим временем на современном этапе развития НГО Украины и других нефтегазоносных бассейнов мира определяет при непрерывном осадконакоплении пород степень катагенетического преобразования отложений и тем самым влияет на распределение залежей УВ [6, 8]. Для выяснения влияния температурных условий на распределение этих залежей в разрезе отложений нефтегазоносных регионов составлен график зависимости расположения последних от температуры и возраста пород (рис. 3). Из него следует, что с уменьшением геотермического градиента возрастают глубины и температуры, при которых распространены залежи углеводородных флюидов.

В палеозойских отложениях при изменении геотермического градиента с 8,5 до 2,3 °С/100 м максимальные глубины распространения залежей УВ изменяются от 0,5 до 7,8 км, а максимальные температуры — соответственно от 50 до 185 °С.

В мезозойско-кайнозойских нефтегазоносных бассейнах при таком же прогреве отложений глубина границы распространения залежей изменяется от 1,8 до 8 км, ее температура — от 158 до 193 °С. Отмеченное увеличение температуры в мезозойско-кайнозойских отложениях при одновременном уменьшении геотермического градиента, по всей вероятности, вызвано возрастанием с глубиной величины геостатического давления, тормозящего миграцию летучих веществ при катагенетическом преобразовании пород и органического вещества, а также уменьшением времени на их удаление. Из графика следует, что условия катагенетических преобразований отложений и захороненной органики в районах с меньшими геотермическими градиентами создаются на нескольких больших глубинах и при повышенных температурах и давлениях.

Полученные выводы находят свое подтверждение на примере распределения залежей углеводородных флюидов с глубиной в зависимости от прогретости и возраста пород в НГО Украины. На обобщенный график (рис. 3) нанесены все известные залежи УВ Днепровско-Донецкой, Карпатской и Причерноморско-Крымской НГО. Основная масса залежей УВ в Днепровско-Донецкой впадине находится в интервале изменения геотермического градиента от 2,2 до 3,2 °С/100 м. При этом следует отметить, что глубины продуктивных горизонтов примерно на 1,1—1,9 км меньше среднемировой границы распространения залежей.

Отмеченное распределение залежей УВ в зависимости от изменения геотермических условий недр, видимо, обусловлено тем, что в регионах, не испытывавших в прошлом крупных инверсионных поднятий и значительного прогрета, мощность отложений, находящихся на этапе раннего катагенеза, с уменьшением геотермического градиента возрастает. Это повышает сопротивляемость оттоку флюидов в основном углеводородного газа из пород, в которых создались условия позднего катагенеза. Повышение дав-

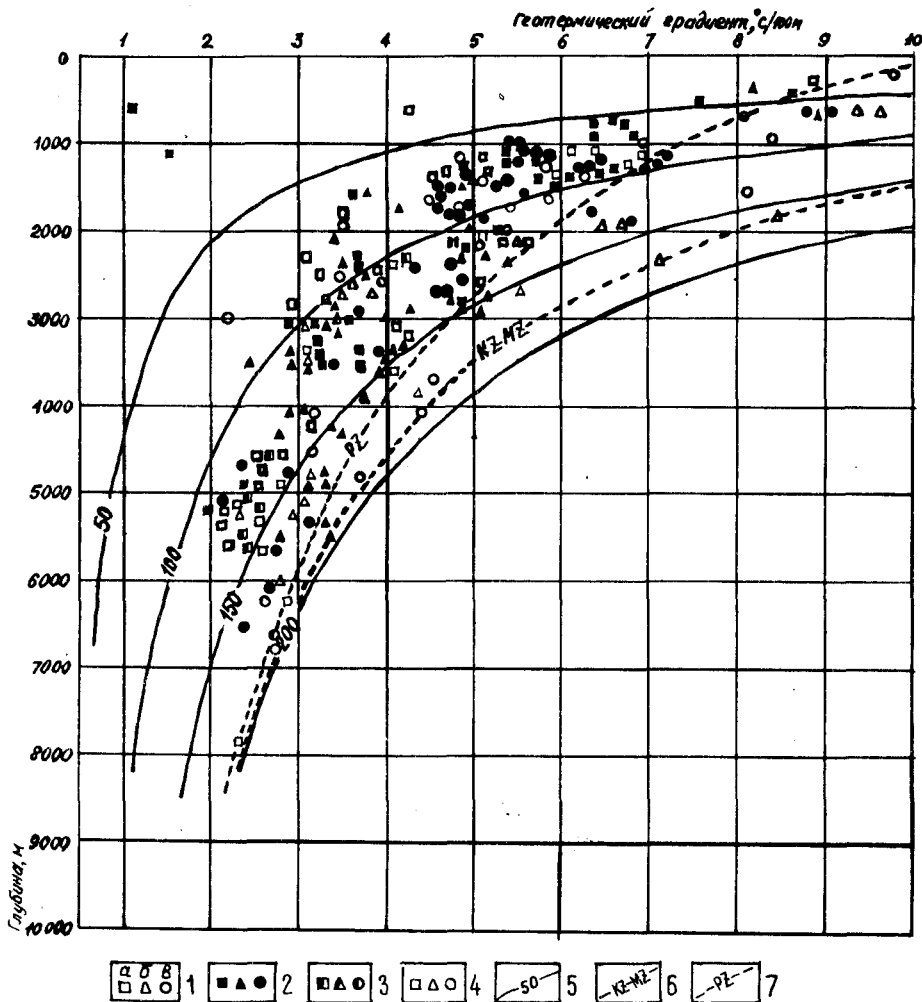


Рис. 3. Изменение глубины распространения залежей углеводородов в зависимости от величины геотермического градиента, температуры и возраста пород нефтегазовых бассейнов мира.

1—4 — месторождения: 1 — нефтегазовые (а), нефтегазоконденсатные (б), газовые (в) в бассейнах разного возраста: 2 — палеозойского, 3 — мезозойского, 4 — кайнозойского; 5 — изотермы; 6 — нижняя граница распространения залежей в кайнозойско-мезозойских отложениях; 7 — то же в палеозойских отложениях.

ления при генерации углеводородного газа по принципу Лешателье в глубоких горизонтах оказывает тормозящее действие на ход катагенетического преобразования органического вещества. В связи с этим в НГО со слабопрогретыми породами залежи УВ встречаются на глубинах с более высокой температурой.

Однако следует отметить, что залежи УВ на больших глубинах с высокой температурой будут наблюдаться лишь изредка, так как недра нефтегазовых регионов характеризуются обычно средней и высокой прогретостью и геотермическими градиентами более  $2,0\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ .

Из приведенного графика видно, что влияние возраста пород нефтегазовых бассейнов на процессы формирования залежей УВ весьма заметно проявляется на малых (до 2,5 км) и средних (2,5—4,5 км) глубинах и его воздействие усиливается при увеличении прогретости пород — с повышением градиента от 4,0 до  $10,0\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ .

С уменьшением прогретости пород возрастают максимальные значения температуры распространения залежей с глубиной. Так, для нефтегазовых регионов, выполненных в основном палеозойскими отложениями, с уменьшением прогретости пород по геотермическим градиентам от 8,5 до  $2,5\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$  максимальные температуры, при которых возможно распространение залежей, изменяются от 50 до  $190\text{ }^{\circ}\text{C}$  соответственно. Из графика следует, что с уменьшением прогретости на  $1,0\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$  по геотермическому градиенту максимальные значения температуры распространения скоплений УВ с глубиной возрастают на  $23\text{ }^{\circ}\text{C}$  [6].

В значительно меньшей степени уменьшение прогретости пород сказывается на увеличении максимальных значений температуры при распространении залежей УВ с глубиной в мезозойско-кайнозойских отложениях. При разнице  $6,0\text{ }^{\circ}\text{C}$  между указанными выше геотермическими градиентами максимальные значения температуры возрастают всего лишь на  $35\text{ }^{\circ}\text{C}$ , т. е. на  $1,0\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$  уменьшения геотермического градиента максимальные значения температуры распространения залежей с глубиной возрастают в среднем на  $6,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

Приведенный материал по изменению глубины распространения скоплений УВ в зависимости от прогретости и возраста пород позволяет сделать ряд практических и научных выводов.

В слабопрогретых породах с геотермическими градиентами менее  $2,5\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ , не испытавших в прошлом значительной амплитуды инверсионного поднятия, существуют условия для формирования и сохранения залежей углеводородных флюидов (газовых, газоконденсатных и нефтегазовых) при температуре до  $200\text{ }^{\circ}\text{C}$  и на глубинах 8—10 км.

В пределах НГО Украины слабопрогретые отложения с геотермическими градиентами менее  $2,5\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$  широко развиты в центральной части Днепровско-Донецкой впадины, и в этой части региона залежи УВ встречены на максимальных глубинах, т. е. в интервале 5—6 км (Кошевоиское, Мачехское, Березовское и другие месторождения). В отношении перспектив открытия глубокозалегающих залежей УВ определенный интерес представляет зона структур со слабопрогретыми отложениями в северной при-

бортовой части впадины, от Колонтаевского до Рябухинского поднятия.

В западных областях Украины к перспективным глубоким горизонтам следует отнести полосу отложений фанерозоя, расположенную вблизи северной части Устилуг-Рогатинского разлома и в Предкарпатском прогибе. Осадочные образования в этой полосе на всю глубину минимально прогреты и характеризуются геотермическими градиентами до  $2,9\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ .

Значительные изменения геотермических градиентов как с глубиной, так и по латерали и приуроченность высокопрогретых пород к зонам интенсивного проявления АД флюидов указывают на существование активных естественных флюидодинамических процессов, определяющих в результате коллективного переноса тепла геотермальный режим в осадочных толщах НГО Украины.

В заключение следует отметить, что при возникающих естественных потоках флюидов в отложениях разница в давлении и температуре между продуктивными горизонтами означает, что они разделены непроницаемой породой, играющей роль флюидоупора.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Габинет М. И. Вторичные изменения и катагенетическая зональность осадочных пород Украинских Карпат. — В кн.: Геология и геохимия неметаллических полезных ископаемых. Киев, Наукова думка, 1982, с. 115—127.
2. Геотермические условия осадочной толщи северного и восточного обрамления Черноморской впадины/И. М. Буачидзе, Г. И. Буачидзе, Ю. А. Головачев и др. — В кн.: Тепловые потоки из коры и верхней мантии Земли. Верхняя мантия. Вып. 12. М., Наука, 1973, с. 47—57.
3. Кутас Р. И., Гордиенко В. В. Тепловое поле Украины. Киев, Наукова думка, 1971. 140 с.
4. Логвиненко Н. В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л., Наука, 1968. 92 с.
5. Новосилецкий Р. М. Геогидродинамические и геохимические условия формирования залежей нефти и газа Украины. М., Недра, 1975. 228 с.
6. Новосилецкий Р. М., Витенко В. А., Полутранко А. Ю. Зоны Украины. М., Недра, 1987. 196 с.
7. Новосилецкий Р. М., Полутранко А. Ю., Шпарик В. И. Геотермический режим недр Украины. — Геол. журн., 1989, № 1, с. 27—37.
8. Осадчий В. Г., Лурье А. И., Ерофеев В. Ф. Геотермические критерии нефтегазоносности недр. Киев, Наукова думка, 1976. 142 с.

УДК 550.36:551.14

*В. Ф. Ерофеев*

#### ПОЛЕ ТЕРМОДЕГРЕССИЙ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ В ЗОНАХ ГЛУБОКОГО ПОГРУЖЕНИЯ ФУНДАМЕНТА

Тепловое поле осадочных пород Земли прошлых геологических эпох (на любой период существования) было не менее разно-

образным, чем в настоящее время. Разнообразие палеогеотермических условий в зонах глубокого погружения фундамента иллюстрируется графиками изменения максимальных значений палеотемпературы (рис. 1), составленными на основе данных витринитовой термометрии [1—12]. На палеотемпературные кривые нанесены границы катагенетической зональности в соответствии с принятой шкалой.

Как показали исследования, существовавшие в прошлом максимальные температуры нередко значительно превышали современные. Анализ современных геотермических градиентов и палеоградиентов свидетельствует, что диапазон их колебаний достаточно широк. В осадочном чехле эпигерцинских платформ они вполне сопоставимы, а в пределах эпипалеозойской Восточно-Европейской платформы они различаются, т. е. современные градиенты в два-три раза меньше палеоградиентов [8, 15]. В то же время следует отметить, что значения палеоградиентов юго-востока Восточно-Европейской и Центральноевразийской платформ практически одинаковы [1, 2].

Главная причина различий палео- и современных геотермических градиентов связана скорее всего со значительным ослаблением тепловых потоков в пределах древних платформ вследствие более раннего затухания активных тектонических процессов в этих регионах [15].

С целью анализа эволюции теплового поля нефтегазоносных бассейнов нами построена карта полей термодегрессий на глубине 5 км в зонах глубокого погружения фундамента (рис. 2, таблица). Термодегрессией называется разница между палео- и современной температурой. Практическая ценность такой карты вытекает из возможности анализировать связанные с процессами эволюции теплового поля закономерности миграции и размещения углеводородов в недрах осадочного чехла.

Анализ палео- и современной зональности температур на глубине 5 км в нефтегазоносных регионах позволил наметить ряд особенностей и подтвердить выявленные ранее закономерности температурного режима недр как между различными регионами с разновозрастными (палеозойскими и мезозойскими) осадками, так и в целом между осадками древних и молодых платформ [3, 4, 8, 13, 14 и др.].

Исследование динамики изменения палеотемператур осадочных комплексов свидетельствует, что наиболее значительное охлаждение испытали осадки нефтеносных бассейнов, расположенных на древних платформах — Восточно-Европейской и Сибирской. Но процесс остывания, видимо, проходил неодинаково в различных частях регионов. В наиболее тектонически стабильных частях платформ он шел значительно интенсивнее, и там значения термодегрессий достигают  $200\text{—}175\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Это Волго-Уральская, Тимано-Печорская, Лено-Тунгусская, Лено-Виллюйская провинции. В то же время на участках плат-

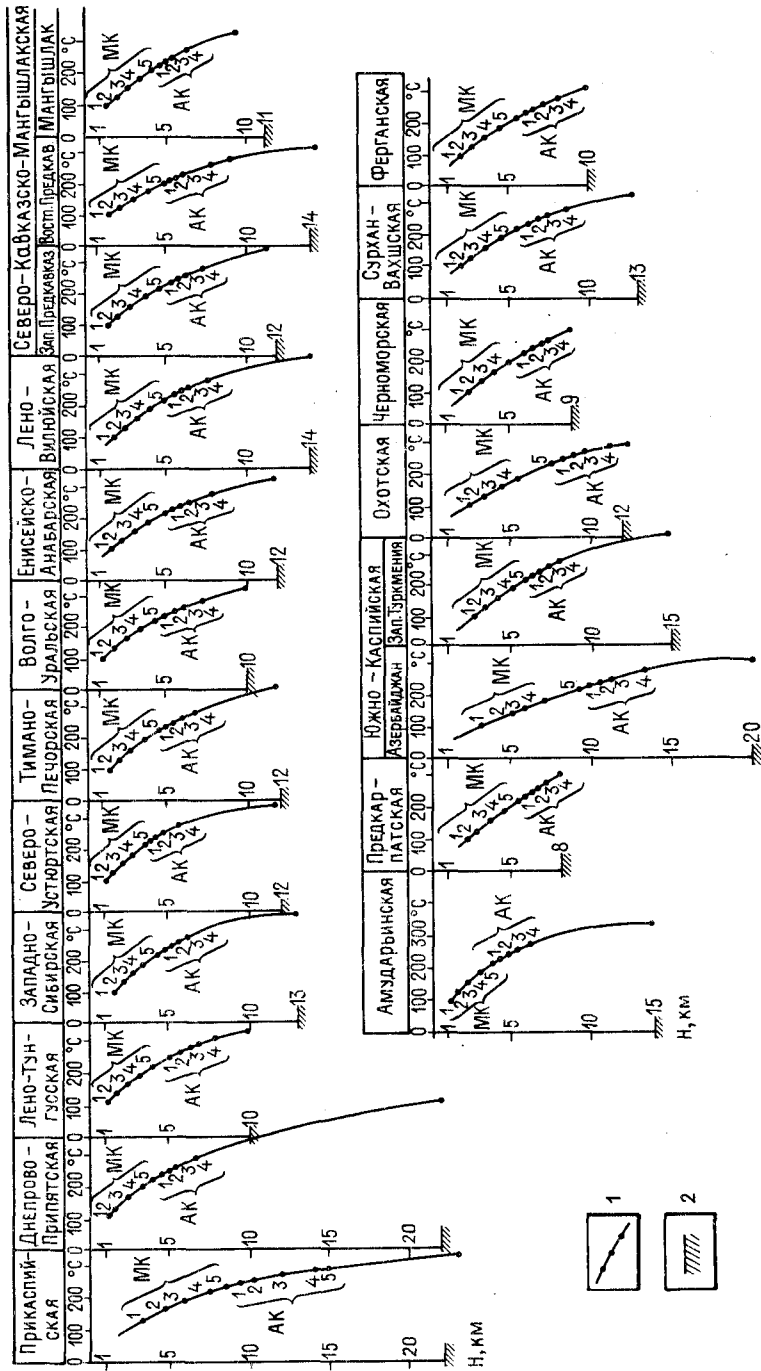


Рис. 1. Графики изменения максимальных значений палеотемпературы и прогноз глубинно-катагенетической зональности осадочного чехла в глубокопогруженных зонах нефтегазоносных провинций и областей СССР.

1 — палеотемпературная кривая; 2 — фундамент.  
MK — мезокатагенез, AK — апокатагенез.

форм, где происходили молодые тектонические движения альпийской фазы тектогенеза и новейшего времени, диапазон колебаний палео- и современных температур достаточно широк. Здесь величины термодегрессий снижаются до минимальных значений, что может быть объяснено, вероятнее всего, активными неотектоническими перемещениями одних блоков фундамента и стабильностью других. В результате на одном уровне залегающие оказываются различно прогретые в прошлом и настоящем осадочные толщи пород.

В мезозойских отложениях молодой Центральноевразийской платформы соотношение между современными и палеотемпературами несколько иное. Тепловое поле здесь характеризуется более высокими современными температурами и значительной дифференциацией их в пространстве. Вследствие этого значения термодегрессий здесь в ряде случаев достигают минимальных величин.

Палеотемпературное поле в пределах зон глубокого погружения нефтегазоносных платформ весьма сходно, т. е. тонких различий между ними отметить на прилагаемой карте нельзя, но можно сказать, что процесс весьма дифференцированного охлаждения наблюдается на тех и на других. Причем, как уже говорилось выше, в пределах более стабильных участков отмечается интенсивное охлаждение, в сравнении с другими, испытывавшими активизацию.

Величины термодегрессий в Западно-Сибирском, Мангышлакском и Амударьинском регионах в осадках молодых платформ варьируют в пределах 50—125 °С, что значительно меньше, чем на древних платформах. В работе И. И. Аммосова и др. [2] подчеркивается, что речь идет прежде всего об осадочном чехле нефтегазоносных бассейнов, основной особенностью которых является процесс длительного и относительно устойчивого прогибания.

По анализу характера охлаждения осадочных пород было выяснено, что минимальные значения термодегрессий, равные 25—0 °С, характерны для некоторых частей таких провинций и областей, как Ферганская, Сурхан-Вахшская, Северо-Кавказско-Мангышлакская, Прикаспийская, Западно-Сибирская. Современные температуры можно считать максимальными в районах, где существует полнота стратиграфического разреза вплоть до четвертичных отложений, т. е. в случае непрерывного осадконакопления. В принципе это верно, но существенное значение имеет как геологическое строение, так и тектоническая история, от чего зависят особенности эволюции теплового режима бассейна.

Характер температурной зональности в различных регионах позволяет сделать вывод о наличии двух типов зональности тепловых полей. Первый тип описывается закономерной сменой тепловых полей в соответствии с увеличением мощности осадоч-

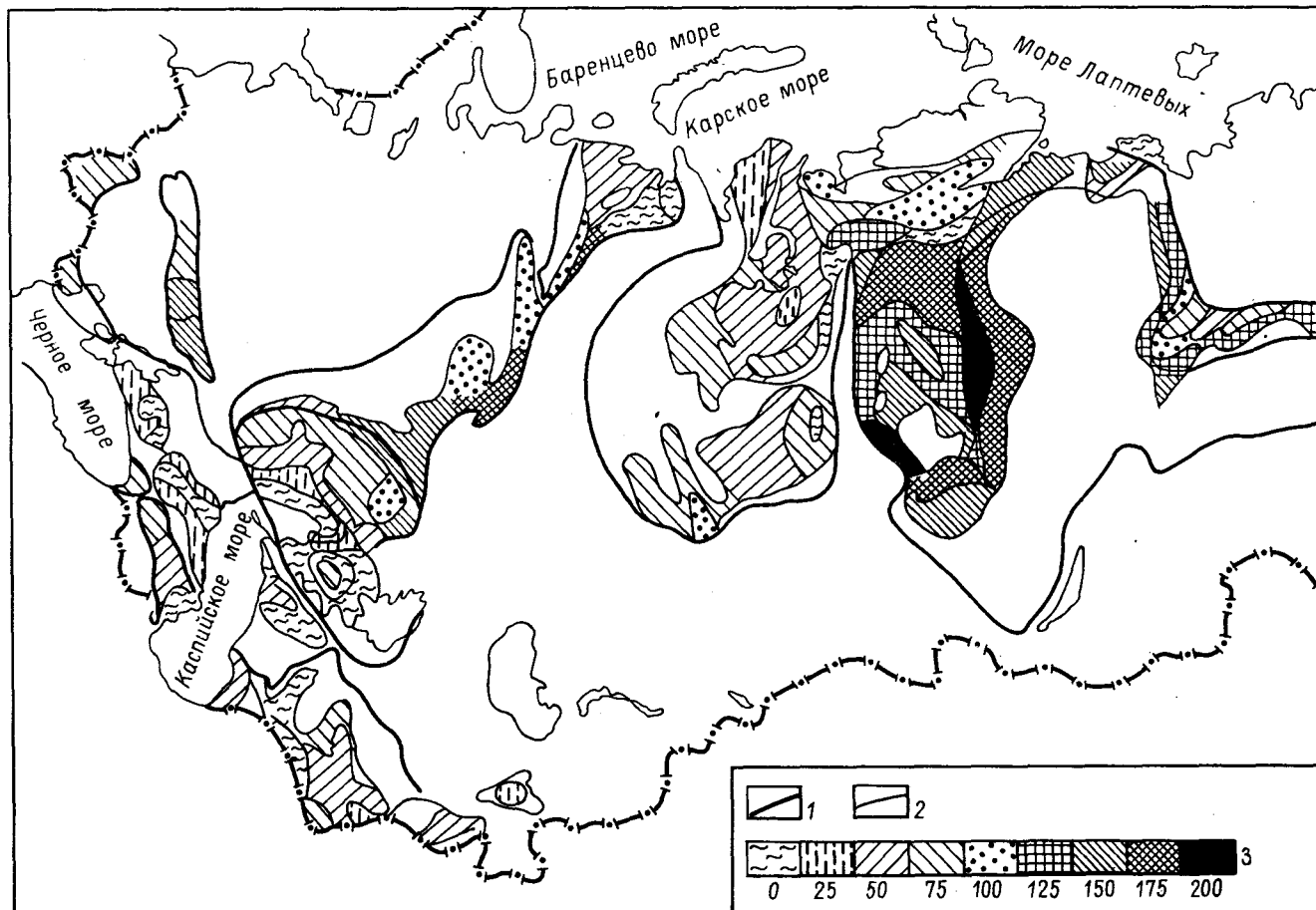


Рис. 2. Карта полей термодегрессий на глубине 5 км в зонах глубокого погружения фундамента.

1 — границы нефтегазоносных провинций и областей; 2 — границы районов глубокого погружения фундамента; 3 — шкала преобладающих значений термодегрессий  $\Delta t$ , °C:  $\Delta t = T_n - T_c$ , где  $T_n$  — палеотемпература,  $T_c$  — современная температура.

#### Геотермические параметры глубокопогруженных горизонтов нефтегазоносных провинций и областей СССР

Нефтегазоносная провинция или область	Максимальная мощность чехла, км	Тепловой поток, мВт/м <sup>2</sup>	Геотермический градиент, °C/км	Палеоградиент, °C/км	Диапазон температур, °C, на глубине		Палеотемпература на глубине 5 км	Термодегрессия на глубине 5 км
					фундамента	5 км		
Прикаспийская	22	50,2—54,4	18—35	25	150—570	80—170	150—225	125—25—0
Днепровско-Припятская	22	33,5—50,2	15—40	30	700—750	110—180	200—250	125—25
Лено-Тунгусская	10	53,3—58,6	12—40	33	150—200	60—125	225—250	175—100
Западно-Сибирская	13	56,5—62,8	15—29	37—75	120—300	130—200	200—250	100—25
Северо-Устьюртская	12	56,5—62,8	23—32	40	300—400	120—170	> 250	125—50
Тимано-Печорская	12	52,3—58,6	18—22	34	100—250	80—150	175—250	175—50
Волго-Уральская	10	43,9—54,4	10—18	36	90—150	60—100	175—250	200—75
Енисейско-Анабарская	12	50,2—66,9	18—35	36	200—250	90—130	175—225	100
Лено-Вилуйская	14	54,4—62,8	15—40	39	300—400	120—150	200—250	175—50
Северо-Кавказско-Мангышлакская	12	52,3—75,4	18—45	33	250—500	150—200	175—250	150—0
Амударьинская	14	33,5—50,4	18—46	47	126—300	125—190	225—250	100—25
Предкарпатская	8	50,2—66,9	15—25	38	150—200	130—160	175—200	75—50
Южно-Каспийская	22	33,5—58,6	21—29	27—39	300—500	90—180	175—200	100—25
Черноморская	9	35,6—66,9	12—34	39	170—200	109—185	175—200	75—50
Сурхан-Вахшская	13	50,2—66,9	17—35	37	125—320	125—170	175—200	75—0
Ферганская	10	58,6—75,4	24—36	40	130—360	130—160	175—200	25—0

ного чехла, второй — характеризуется сильной дифференциацией теплового поля и неравномерностью перехода одного поля в другое. Если первый тип зональности свойствен бассейнам древних платформ, то второй прослеживается в бассейнах молодых платформ, выполненных мощными слабо литифицированными толщами осадков, а также в ряде элементов эпиплатформенных орогенных областей, иногда на отдельных участках синеклиз древних платформ. В регионах, относимых ко второму типу зональности, намечается связь тепловых полей с тектоно-магматической деятельностью. Это выявляется при более тонком анализе связи тепловых полей со структурным рельефом фундамента и прослеживается в ряде аномальных зон Печорской синеклизы, Предуральяского прогиба, Западной и Восточной Сибири, Прикарпатья.

Во всех рассмотренных глубокопогруженных зонах прослеживается, с различной степенью четкости, связь температурных полей с этапами геологического развития регионов.

Результаты сопоставления зон палео- и современных температур, существующих на больших глубинах, дают возможность оценить более обоснованно рекомендации по направлениям поисковых работ на углеводороды и сделать соответствующие выводы, имеющие теоретическое и практическое значение. Так, данные о прогнозных палео- и современных температурах позволяют делать оценку возможной сохранности углеводородных скоплений на разных глубинах, довольно точно устанавливая горизонты или интервалы глубин, где скопления жидких углеводородов встречаются редко и последние сменяются газоконденсатными и газовыми залежами. С достаточной достоверностью можно установить, что на глубине более 5 км лишь на отдельных участках в большинстве регионов может быть нефть, более вероятны газоконденсатные и газовые залежи. Об этом свидетельствует широкое распространение высокотемпературных палеозон — 200—250 °С и выше, которые служили основным генератором углеводородных флюидов из осадочных толщ. В зонах же ниже 200 °С происходила не только генерация, но и основная аккумуляция углеводородов, мигрировавших из сильно прогретых толщ.

В каждом конкретном нефтегазоносном регионе предельно возможная глубина залегания промышленных скоплений нефти и других углеводородов, при прочих благоприятных условиях, определяется характером изменения геотермических параметров (степени прогретости, величины максимальных палеотемператур и др.). Статистические данные показывают, что удельная плотность потенциальных ресурсов углеводородов находится в прямой зависимости от напряженности геотермического режима, и с учетом характера уже определенной нефтегазоносности (на меньших глубинах) можно сделать заключение о перспективах нефтегазоносности на глубине более 5 км.

1. Аммосов И. И., Горшков В. И. Палеотемпература нефтяных пород. — В кн.: Проблема диагностики углей и зон нефтегазообразования. М., 1971, с. 19—30.
2. Аммосов И. И., Горшков В. И., Гречишников Н. П. Палеотемпературы преобразования нефтегазоносных отложений. М., Недра, 1980. 109 с.
3. Горшков Н. П. Палеогеотермическая зональность осадочных толщ. — Нефтегаз. геол. и геофиз., 1988, № 7, с. 14—18.
4. Историко-генетический метод оценки перспектив нефтегазоносности/А. А. Польштер и др. М., Недра, 1984. 199 с.
5. Катагенез и нефтегазоносность/Г. М. Парнарова, С. Г. Неручев, А. В. Жукова и др. Л., Недра, 1981. 240 с.
6. Лопатин Н. В. Образование горючих ископаемых. М., Недра, 1983.
7. Назаркин П. А. Влияние тепла седиментации и эрозионных срезов на нефтегазоносность осадочных бассейнов. Саратов, 1979. 336 с.
8. Осадчий В. Г., Лурье А. И., Ерофеев В. Ф. Геотермические критерии нефтегазоносности недр. Киев, Наукова думка, 1976. 142 с.
9. Палеогеотермические критерии размещения нефтяных залежей/И. И. Аммосов, В. И. Горшков, Н. П. Гречишников, Г. С. Калмыков. М., Недра, 1977. 156 с.
10. Палеогеотермия и нефтегазоносность/И. И. Аммосов, Н. П. Гречишников, В. И. Горшков и др. М., Наука, 1982. 108 с.
11. Петрология органических веществ в геологии горючих ископаемых/И. И. Аммосов, В. И. Горшков, Н. П. Гречишников и др. М., Наука, 1987. 232 с.
12. Прогноз палеотемператур и степени преобразованности органического вещества подсолевых отложений Прикаспийской впадины/О. К. Навроцкий, Г. П. Былинкин, И. В. Орешкин и др. — Геол. нефти и газа, 1982, № 4, с. 28—32.
13. Смирнов Я. Б. Тепловое поле территории СССР. Поясн. зап. к Картам теплового потока и глубинных температур в масштабе 1 : 10 000 000. М., 1980. 150 с.
14. Смыслов А. А., Моисеенко У. И., Чадович Т. З. Тепловой режим и радиоактивность Земли. Л., Недра, 1979. 190 с.
15. Тепловой режим недр СССР/Под ред. Ф. А. Макаренко. М., Наука, 1970. 220 с.

УДК [550.36:551.14]:553.98(47+57)

*В. Ф. Ерофеев*

#### ГЕОТЕМПЕРАТУРНОЕ ПОЛЕ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ В ЗОНАХ ГЛУБОКОГО ПОГРУЖЕНИЯ ФУНДАМЕНТА

Изученность распределения геотермических параметров различных частей территории СССР, особенно связанных с нефтегазоносностью, крайне неравномерна как по глубине, так и по площади. Наибольшее количество измерений геотермических параметров (глубинных температур и геотермических градиентов) сосредоточено в главнейших нефтегазоносных провинциях и областях, в чехлах платформ и краевых прогибов, где глубина геотермических исследований достигает 1—3 км и более. Начиная с глубины 3—4 км количество измерений убывает, и лишь еди-



нические замеры превышают глубину 6 км. В последнее десятилетие наиболее полно изучены геотермические условия верхней части осадочного чехла в пределах Волго-Уральской, Северо-Кавказско-Мангышлакской, Южно-Каспийской, Припятско-Днепровской, Тимано-Печорской, Амударьинской, Сурхан-Вахшской, Западно-Сибирской и ряда других нефтегазоносных провинций.

Несмотря на неравномерную изученность теплового поля верхней части осадочного чехла, результаты геотермических исследований позволили не только получить общее представление о региональных закономерностях изменения геотермических параметров недр в главнейших тектонических структурах, но и выявить особенности распределения этих параметров в отдельных нефтегазоносных провинциях и экстраполировать их на большие глубины [4, 9, 10].

В основу составленной карты геотермической зональности положен как фактический, так и расчетный материал, полученный различными научно-исследовательскими и производственными организациями, а также опубликованные схемы и карты [1—4, 10, 11]. Экстраполяция на глубину 5 км осуществлялась с использованием формулы, представляющей собой приближенное решение уравнения теплопроводности [7]. Такая экстраполяция связана с известными трудностями, поэтому прогнозная температура имеет точность не выше 10—20 %. Экстраполируя температуру, мы старались учитывать зависимость геотермического градиента от литологического состава пород и структурных особенностей. Особенно учитывались резкие изменения теплофизических свойств пород, которые в значительной степени нарушают и изменяют поле температур.

После определения значений температур была построена (путем интерполяции) система изолиний, отражающая изменения температур в региональном плане. Учитывая, что картирование геотемпературного поля проводилось только в пределах глубоководных зон, изолинии температур обрывались на границе зон, хотя, в принципе, их можно было бы продлить и в пределы фундамента. В ряде случаев изолинии равных температур обрывались в границах глубинных разломов и зон дробления фундамента, так как в этих местах наблюдается сильная дифференциация геотермических параметров, резкие изменения их величин на незначительных расстояниях от точек интерполяции. При отсутствии достаточного количества данных аномалии выделялись гипотетически по комплексу геолого-геофизических параметров.

Интерполяция температур на глубине 5 км проводилась в пределах глубоководных зон, верхней границей которых принята глубина 4,5 км. Эта условно принятая граница имеет важный тектонический и геологический смысл. Во-первых, изолинии глубин подошвы осадочных отложений со значением 4,5 км отделяют крупнейшие относительно поднятые блоки от крупнейших опущенных и часто совпадают с разломами. Во-вторых,

они совпадают с границами резкого сокращения гранитного слоя земной коры [5]. На этой же глубине в большинстве регионов устанавливается изотерма 100 °С, отделяющая зону развития перегретых минеральных вод. Эта зона отличается повышенной активностью обменных реакций и связанных с ними литологических преобразований, оказывающих большое влияние на формирование коллекторов, а через них — на размещение углеводородных скоплений [8].

На карте зональности четко выделяются поля повышенных значений температур, приуроченные к районам неглубокого залегания фундамента. Это отмечается в глубоководных горизонтах ряда элементов Прикаспийской синеклизы, Днепровско-Донецкого авлакогена, Тунгусской синеклизы, Западно-Сибирской плиты. Особенно неоднородным и мозаичным является геотемпературное поле Западно-Сибирской плиты и Афгано-Таджикской впадины.

На фоне общей закономерности — приуроченности зон повышенных температур к наиболее приподнятым участкам фундамента — отмечаются зоны максимальных температур, приуроченные к наиболее погруженным участкам, заполненным мощными слабо литифицированными толщами осадков. Это характерно для Вилуйской синеклизы, Западно-Кубанского прогиба и ряда других регионов. Аналогичные зоны вытянуты в направлении раскрытия прогибов или оконтуривают впадину, т. е. в большинстве случаев повторяют конфигурацию тектонического элемента. Низкие температуры отмечаются в глубоководных горизонтах прогибов перед герцинскими складчатыми сооружениями, т. е. на фоне закономерного снижения температур с увеличением мощности осадочного чехла наблюдаются аномальные участки, что может быть объяснено как особенностями осадконакопления, так и сложным распределением плотности теплового потока, течением физико-химических процессов и другими факторами, происходящими на больших глубинах. В ряде случаев тепловые аномалии, предположительно соответствующие прогибам кристаллического фундамента, могут быть объяснены внедрением мощных магматических толщ, образующих крупные базальтовые перидотитовые покровы. Но это характерно в основном для платформ. Следует учитывать и наличие углеводородных скоплений, а также зон глубинных разломов, с которыми сопряжены повышенные значения геотермических параметров теплового поля, в том числе и палеотемпературного.

Если снять осадочный чехол по плоскости 5 км, по которой построена карта, то можно заметить, что относительно повышенные параметры теплового поля почти во всех регионах будут приурочены к границе контакта осадочного чехла с фундаментом.

Значения основных геотермических параметров глубоководных горизонтов рассмотренных нефтегазоносных провинций, приведенные в таблице, в совокупности с картой (рисунок) ука-

Термобарические параметры глубокопогруженных гори

Нефтегазоносная провинция или область	Максимальная мощность чехла, км	Тепловой поток, мВт/м <sup>2</sup>	Геотермический градиент, °С/км	Диапазон температур, °С	
				фундамента	1 км
Прикаспийская	22	50,2—54,4	18—35	150—570	22—50
Днепровско-Припятская	22	33,5—50,2	15—60	700—750	22—49
Лено-Тунгусская	10	53,3—58,6	12—40	150—200	10—18
Западно-Сибирская	13	56,5—66,9	15—29	120—300	27—44
Северо-Устьюртская	12	56,5—62,8	23—32	300—400	30—50
Тимано-Печорская	12	52,3—58,6	18—22	100—250	25—30
Волго-Уральская	10	43,9—54,4	10—18	90—150	20—25
Енисейско-Анабарская	12	50,2—66,9	18—35	200—250	19—25
Лено-Вилюйская	14	54,4—62,8	15—40	300—400	10—30
Северо-Кавказско-Мангышлакская	12	52,3—75,4	18—45	250—500	32—75
Амударьинская	14	33,5—50,4	18—46	126—300	42—67
Предкарпатская	8	50,2—66,9	15—25	150—200	42—59
Южно-Каспийская	22	33,5—58,6	21—29	300—500	32—59
Черноморская	9	35,6—66,9	12—34	170—200	35—80
Сурхан-Вахшская	13	50,2—66,9	17—35	125—320	55—78
Ферганская	10	58,6—75,4	24—36	130—360	50—65

зывают на ярко выраженную гетерогенность геотемпературного поля. Каждому нефтегазоносному региону присущи свои геотермические параметры.

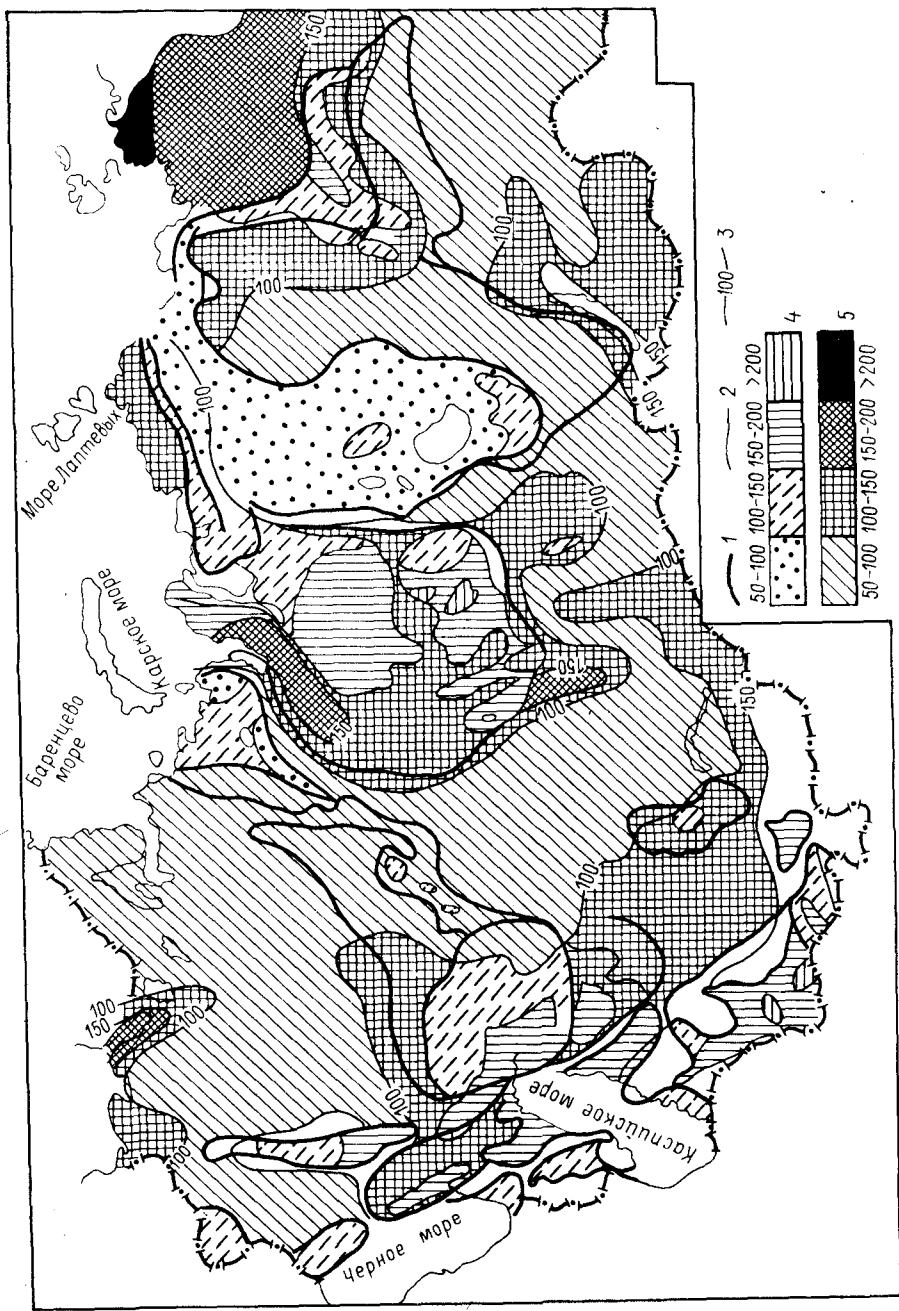
Древние Восточно-Европейская и Сибирская платформы, в пределах которых располагаются такие районы глубокого погружения осадочных пород, как Прикаспийская и Припятско-Днепровская впадины, Лено-Тунгусская синеклиза, характеризуются сравнительно однородным распределением теплового потока, невысокими температурами и градиентом. Тепловой поток в среднем не превышает 40—50 мВт/м<sup>2</sup>, градиент 1,5—2,5 °С/100 м, температуры тоже сравнительно невысокие. Однако на фоне этой однородности районы глубокого погружения, которые приурочены к пологим синеклизам, заполненным слабо метаморфизованными мезозойско-кайнозойскими осадками, имеют более повышенные значения геотермических параметров. В Прикаспии на отдельных участках, связанных преимущественно с нефтеносными куполами, тепловые потоки достигают 80 мВт/м<sup>2</sup>. В Днепровско-Донецком авлакогене выделяются отдельные аномалии с тепловым потоком до 67 мВт/м<sup>2</sup>. По геотермическим параметрам выделяются также зоны дислокаций и разломов, которые совместно с соляной тектоникой играют существенную роль в формировании теплового поля. Характерной чертой Лено-Тунгусского района глубокого погружения пород является дифференцированность теплового поля

зонтов нефтегазоносных провинций и областей СССР

°С, на бине	Пластово-барические параметры глубоких залежей углеводородов				АВПД			
	5 км	Покрышка		Коллектор		Глубина, м	ρ <sub>пл.</sub> , МПа	K <sub>ан</sub>
		ρ <sub>пл.</sub> , МПа	K <sub>ан</sub>	ρ <sub>пл.</sub> , МПа	K <sub>ан</sub>			
80—170	58—105	13—23	45—81	10—18	5624	94,6	1,68	
110—170	58—105	13—23	45—81	10—18	4682	88,4	1,90	
60—125	45—72	10—16	45—58	10—13	—	—	—	
130—200	48—86	1,0—1,9	45—77	1,0—1,7	5505	82,1	1,60	
120—170	45—58	1,0—1,3	45—53	1,0—1,2	—	—	—	
80—150	45—98	1,0—2,0	45—72	1,0—1,6	5000	85,0	1,70	
60—100	45—77	1,0—1,7	45—68	1,0—1,5	5500	81,0	1,45	
90—130	—	—	—	—	—	—	—	
120—150	45—81	1,0—1,8	45—68	1,0—1,5	—	—	—	
150—200	58—105	1,3—2,4	45—90	1,0—1,8	5300	100,0	1,90	
125—190	58—105	1,3—2,3	45—90	1,0—1,8	4247	58,0	1,40	
130—160	58—105	1,3—2,3	45—68	1,0—1,5	6000	104,2	1,80	
90—180	58—99	1,3—2,2	45—81	1,0—1,8	6025	120,0	2,00	
109—185	45—86	1,0—1,9	45—81	1,0—1,8	—	—	—	
125—170	58—95	1,3—2,1	45—81	1,0—1,8	—	—	—	
130—160	58—103	1,3—2,3	45—90	1,0—2,0	5000	100,0	—	

в зонах разломов, в какой-то степени проявляется и влияние траппового магматизма на характер изменения геотермических параметров.

В пределах молодой Центральноевразийской платформы, на Западно-Сибирской и Скифско-Тунгусской плитах расположены районы глубокого погружения фундамента Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции и Северо-Устьюртской области. Характер геотермических параметров теплового поля чехла молодых платформ сильно дифференцирован. Геотермические параметры невысокие, но выше, чем на древних платформах. Тепловой поток в среднем не превышает 46—60 мВт/м<sup>2</sup>, геотермический градиент несколько выше. В пределах западносибирских районов глубокопогруженных осадочных пород на фоне довольно умеренных геотермических параметров прослеживается относительное увеличение их значений в северо-западном направлении. Тепловое поле здесь нарушается вдоль линейных зон глубинных разломов и характеризуется повышенными значениями геотермических параметров. В Северо-Устьюртском районе глубокого погружения, по сравнению с Западной Сибирью, геотермические параметры несколько выше и тепловое поле по морфологии сильно отличается. Характерно наличие замкнутых геотемпературных зон, тепловой поток в восточном направлении увеличивается до 67 мВт/м<sup>2</sup>. Особенностью этих регионов является наличие в их



Карта геотемпературной зональности глубокопогруженных горизонтов нефтегазоносных провинций и областей СССР на глубине 5 км.

1 — границы нефтегазоносных провинций и областей; 2 — границы районов глубокого погружения фундамента; 3 — граничные изотермы на глубине 5 км, °C; 4 — шкала преобладающих значений глубинных температур в районах глубокого погружения фундамента, °C; 5 — шкала преобладающих значений глубинных температур вне районов глубокого погружения фундамента, °C.

наиболее погруженных частях мезозойско-кайнозойских отложений теплоизолирующих толщ, которые создают своеобразие условий тепловой изоляции глубокопогруженных осадков, что проявляется через высокие значения геотермического градиента.

Поскольку в Тимано-Печорской и Волго-Уральской провинциях районы глубокого погружения осадочных пород приурочены к краевым прогибам древней Восточно-Европейской платформы, то и геотермические параметры соответствуют этим тектоническим элементам и их геотермический режим определяется геотермическими параметрами как платформы, так и герцинид. Это проявляется, с одной стороны, в довольно монотонном характере геотемпературного поля, нарушаемого лишь в зонах дислокаций, а с другой — в увеличении теплового потока до 60—70 мВт/м<sup>2</sup> вблизи палеозойских структур Урала.

Енисейско-Анабарский и Лено-Виллюйский районы глубокопогруженных осадочных пород также приурочены к краевым прогибам древней Сибирской платформы, имеют более высокие геотермические параметры, что, вероятнее всего, связано с расположением их перед мезозоидами, которые испытали интенсивные тектонические подвижки в мезозое. Приуроченные к краевым прогибам центральноевразийские платформы — районы глубокого погружения в пределах Северо-Кавказско-Мангышлакской, Амударьинской провинций и Предкарпатской области (Предкарпатский, Индоло-Кубанский, Терско-Каспийский, Предкопетдагский прогибы) — характеризуются геотермическими параметрами тех возрастных формаций, на основании которых они образовались. Им свойственны более повышенные значения геотермических параметров, но характер их изменения в пределах прогибов довольно своеобразен. Это своеобразие заключается в том, что наиболее погруженным частям соответствуют повышенные температуры и пониженные значения теплового потока. На довольно однородном тепловом поле Скифской плиты (54 мВт/м<sup>2</sup>) выделяются многочисленные линейные аномалии, совпадающие с простираем альпийских структур. Здесь по всем геотермическим параметрам прослеживается сложная геотермальная аномалия с тепловым потоком до 60—67 мВт/м<sup>2</sup>.

Такой же характер изменения геотермических параметров отмечен и в межгорных впадинах альпийской складчатости, к которым приурочены районы глубокого погружения осадочных пород Черноморской области и Южно-Каспийской провинции. Что касается межгорных впадин эпиплатформенных орогенов, с которыми связаны наиболее погруженные зоны Сурхан-Вахшской и Ферганской нефтегазоносных областей, то дифференцированный характер их теплового поля обусловлен структурно-тектоническими особенностями этих регионов. Как известно, влияние тектонических процессов на тепловое состояние недр выражается в виде зависимости теплового потока от возраста складчатости и тектонической активности. В большинстве областей эпиплатформенного тектогенеза тепловой поток сопоставляется с возрастом складчатости, а не современного горообразования. Исключение составляют зоны крупных нарушений, в которых наблюдается повышенный тепловой поток.

Таким образом, при сравнении геотермических параметров геотемпературного поля нефтегазоносных бассейнов можно выделить следующие глубокопогруженные зоны:

- а) докембрийского фундамента — характеризуются минимальными значениями геотермических параметров;
- б) эпигерцинских платформ — имеют более высокие геотермические параметры;
- в) мезозойских межгорных впадин — имеют сложное температурное поле и характеризуются относительно повышенными значениями геотермических параметров;
- г) передовых прогибов герцинской складчатости — характеризуются неоднородным температурным полем, изменчивостью геотермических параметров;
- д) межгорных впадин — характеризуются повышенными значениями геотермических параметров.

На основе анализа прогнозной карты и таблицы все рассмотренные регионы по степени геотермической активности могут быть соотнесены с зонами:

- а) высокоактивных геотермических параметров (высоких геотермических градиентов —  $3-4\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ , коррелируемых со значениями теплового потока более  $50\text{ мВт}/\text{м}^2$ );
- б) среднеактивных геотермических параметров (средних значений геотермического градиента —  $2-3\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ , коррелируемых с полями теплового потока  $40-50\text{ мВт}/\text{м}^2$ );
- в) низкоактивных геотермических параметров (низких геотермических градиентов —  $2\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ , коррелируемых с полями теплового потока менее  $40\text{ мВт}/\text{м}^2$ ).

Корреляционные зависимости между геотермическими параметрами недр и нефтегазоносностью в общих чертах заключаются в следующем [6]:

- а) нефтегазоносные бассейны, приуроченные к различным

тектоническим элементам, характеризуются только им присущими геотермическими параметрами;

б) как правило, нефтегазоносность бассейнов связана с наиболее геотермически активными их районами;

в) нефтегазоносные бассейны по комплексу геотермических параметров могут быть отнесены к бассейнам с высокой, средней и низкой степенью геотермической активности;

г) в геотермически активных регионах зонам пониженных значений геотермических параметров соответствуют нефтяные залежи, а повышенных — газовые;

д) в соответствии с изменением геотермических параметров (в направлении увеличения геотермической напряженности поля) происходит последовательная смена нефтяных залежей газонефтяными, газоконденсатными и газовыми;

е) в направлении увеличения значений геотермических параметров в пределах бассейна наблюдается:

- улучшение качества нефтей,
- увеличение газового фактора в нефтях,
- увеличение метанизации нефтей,
- изменение других физико-химических свойств углеводородов.

Эти и ряд других выявленных в последнее время закономерностей позволяют, с определенной долей точности, давать оценку перспектив нефтегазоносности регионов и прогнозировать фазовое состояние углеводородов в недрах. Особенно важным показателем, на наш взгляд, является наличие локальных геотермических аномалий в пределах нефтегазоносных бассейнов, приуроченных в основном к залежам углеводородов.

Проведенные исследования позволили выделить два типа тепловых режимов осадочных бассейнов. Первый тип — «естественный» тепловой режим — характеризует осадочные бассейны с отсутствием промышленной нефтегазоносности и определяется исключительно поступлением из недр теплового потока. Второй тип теплового режима — «собственный», или «наложенный» — свойствен осадочным бассейнам с промышленной нефтегазоносностью и определяется суммарным тепловым потоком недр и наложенным на него тепловым потоком, дополнительно генерируемым залежью углеводородов или другим источником.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геотермическая карта СССР в масштабе  $1 : 5\,000\,000$ /Под ред. Ф. А. Макаренко. М., 1972.
2. Глубинный тепловой поток европейской части СССР. Киев, Наукова думка, 1974. 191 с.
3. Ерофеев В. Ф. Геотермическая классификация нефтегазоносных провинций. — В кн.: Гидрогеологические условия нефтегазоносности некоторых регионов СССР. Л., 1981, с. 14—24.

4. Карта геотермического режима земной коры территории СССР. Масштаб 1 : 10 000 000. Л., 1974.

5. Нефтегазоносность больших глубин. М., Наука, 1980.

6. Осадчий В. Г., Лурье А. И., Ерофеев В. Ф. Геотермические критерии нефтегазоносности недр. Киев, Наукова думка, 1976. 142 с.

7. Прогнозирование температурных условий на больших глубинах / Е. А. Любимова, А. Н. Резникова, Ю. А. Ганиев, Н. В. Голозубова. — Сов. геол., 1979, № 6, с. 19—25.

8. Результаты и предпосылки поисков нефти и газа на больших глубинах. Л., 1978. 204 с.

9. Соколова Л. С. Геотермический метод оценки температур земных недр. — Геол. и геофиз., 1975, № 7, с. 103—109.

10. Тепловой режим недр СССР / Под ред. Ф. А. Макаренко. М., Наука, 1970. 220 с.

11. Термобарические условия и геологоразведочные работы в сверхглубоких депрессиях. М., Наука, 1981. 91 с.

УДК 550.36:551.14(47+57)

*Ю. Д. Дядькин, Э. И. Богуславский, А. Б. Вайнблат,  
И. М. Остроумова, Е. Б. Троицкая, У. И. Моисеенко*

#### ГЕОТЕРМАЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ СССР

В условиях роста энергопотребления и удорожания энергии, ограниченности ресурсов топлива и обострения экологических проблем его использования мировая энергетика была вынуждена взять курс на переход к рациональному сочетанию традиционных и новых источников энергии. Тепло Земли занимает среди них одно из первых мест.

Геотермальные ресурсы являются крупным источником энергии, освоение которого уже сейчас позволяет удешевлять энергопродукцию по сравнению с органическим топливом. Однако топливо еще несколько десятилетий будет оставаться основной ресурсной базой энергетике как в нашей стране, так и во всем мире. Перспективы возобновляемой солнечной энергии велики и заманчивы, но пока ее использование в широких масштабах неэкономично. Атомная энергия обходится дороже топливной и связана с нерешенными экологическими проблемами захоронения отходов. Энергетическое использование ресурсов речного стока и биомассы по экологическим условиям не имеет больших перспектив. Экономическая часть ветроэнергетических ресурсов имеет локальное значение. Энергетические ресурсы приливов и морских волн невелики, а крупный энергетический потенциал использования разностей температур и солености океана пока не сулит надежд на удовлетворительную экономику. С удорожанием энергии связаны и будущие термоядерные реакторы.

Ресурсный потенциал геотермальной энергии является столь же неисчерпаемым, как и солнечной или термоядерной.

Теплосодержание верхних 10 км земной коры материков

по оценке ЭПРИ (институт электроэнергетики США) — эквивалентно 14400 трлн т у. т. [7], а по близким оценкам ЛГИ [3] — 13670 и на территории СССР [1] — 2400 трлн т у. т., т. е. примерно на три порядка превосходит ресурсы всех видов топлива. По приближенной оценке ресурсной базы геотермальной энергии, выполненной ЭПРИ для более приемлемой глубины — 3 км [6], «общий» ресурсный потенциал (температура выше 15 °С) Советского Союза за счет огромной территории составил 241,5 трлн т у. т. (первое место в мире). Ресурсная база геотермального теплоснабжения (температура выше 100 °С) — 11 трлн т у. т., что превосходит наши топливные ресурсы, а по этой базе для электроэнергетики (150 °С и выше) СССР занимает лишь седьмое место. Такие оценки отражают специфику геотермических условий различных стран.

По разработанной в ЛГИ классификации геотермальных ресурсов по народнохозяйственному значению и методике их подсчета на основе экономико-математического моделирования была выполнена оценка ресурсов геотермальной энергии для нужд теплоснабжения (90—100 °С) на территории СССР [1, 5]. Ресурсы геотермального теплоснабжения страны составили 30, а без двукратного запаса — 64 трлн т у. т. и распространены на глубинах от 1,5 до 4,5 км (на отдельных площадях от 5 до 6 км).

В развитие и дополнение этой классификации в ЛГИ разработана новая классификация геотермальных ресурсов по степени их обоснованности и достоверности. Определен комплекс научно-исследовательских и геологоразведочных работ, обосновывающих выделение различных категорий геотермальных ресурсов. Она соответствует утвержденным ГКЗ классификациям для других видов полезных ископаемых.

Ресурсы геотермальной энергии по степени обоснованности подразделяются на перспективные — категории С<sub>3</sub> и прогнозные — категорий Р<sub>1</sub> и Р<sub>2</sub>. Прогнозные ресурсы геотермальной энергии категории Р<sub>2</sub> учитывают лишь потенциальную возможность формирования и промышленной локализации месторождений геотермальной энергии. Оцениваются для крупных регионов, экономических районов и территории страны в целом на основе анализа региональных геолого-геофизических и геотермических исследований, до достижимой современными способами глубины бурения (10 км). Характеризуют предельную топливно-сырьевую базу геотермальной энергетики страны на отдаленную перспективу.

Прогнозные ресурсы геотермальной энергии — категории Р<sub>1</sub> — учитывают доказанную возможность освоения геотермальной энергии. Оцениваются для крупных регионов, экономических районов и территории страны в целом на основании региональных геологических, геотермических и геофизических исследований, до освоенной современными способами глубины бурения (6 км), с учетом директивных требований теплотреб-

теля по температуре поступающего и сбрасываемого теплоносителя и с учетом коэффициента температурного извлечения. Характеризуют ресурсную базу геотермального теплоснабжения.

Перспективные ресурсы категории  $C_3$  учитывают экономическую эффективность освоения геотермальной энергии. Оцениваются для площадей, выделенных по результатам анализа их геолого-геофизических условий и сопоставительных расчетов технико-экономических показателей геотермальных циркуляционных систем (ГЦС) и альтернативных котельных.

Плотность распределения ресурсов категории  $P_2$  ( $q_{P_2}$ , т у. т./ $m^2$ ) определяется исходя из предпосылки, что массив можно охладить до температуры окружающей среды:

$$q_{P_2} = kc_V (H_{np} - h_{н.с}) (T_{из} - t_{о.с}),$$

где  $k$  — переводной коэффициент, т у. т./Дж ( $0,034 \cdot 10^{-9}$ );

$c_V$  — объемная теплоемкость пород, Дж/( $m^3 \cdot ^\circ C$ );

$H_{np}$  — прогнозная глубина бурения, м (10 000);

$h_{н.с}$  — мощность нейтрального слоя, м;

$T_{из}$  — температура извлечения,  $^\circ C$ ;

$t_{о.с}$  — температура окружающей среды,  $^\circ C$ .

Средняя температура массива ( $T_{ср}$ ,  $^\circ C$ ) определяется по формуле

$$T_{ср} = 0,5 (T_{np} + t_{н.с}).$$

Здесь  $t_{н.с}$  — температура нейтрального слоя,  $^\circ C$ ;

$T_{np}$  — температура пород на прогнозной глубине,  $^\circ C$ :

$$T_{np} = \bar{G} (H_{np} - h_{н.с}) + t_{н.с},$$

где  $\bar{G}$  — геотермический градиент, усредненный по разрезу,  $^\circ C/м$ .

Прогнозные ресурсы категории  $P_1$  характеризуют тепловой потенциал толщи пород, нижняя граница которой составляет 6 км, а верхняя определяется режимом температур, заданных теплопотребителем. Они рассчитываются в трех режимах по температуре поступающего и сбрасываемого теплоносителя. Температурный режим горячего водоснабжения жилых массивов регламентируется верхней границей  $60-65^\circ C$  и нижней —  $5-15^\circ C$  (в зимний период —  $5^\circ C$ , в летний —  $15^\circ C$ ), поэтому для жилищно-коммунального теплоснабжения с учетом потерь температуры в теплообменнике принят режим геотермального теплоносителя  $70/20^\circ C$ . Для отопительных нагрузок базовыми значениями являются температуры  $80-90^\circ C$ , а сброс с учетом горячего водоснабжения может быть усреднен до  $35-40^\circ C$ , поэтому в отопительном режиме как части теплоснабжения приняты температуры  $90/40^\circ C$ . Выработка электроэнергии требует очень высокого температурного потенциала, однако предельные

температуры пород на глубине 6 км составляют  $230-250^\circ C$ . Температура конденсата, сбрасываемая ГеоТЭС, около  $60-70^\circ C$ , поэтому для геотермальной электроэнергетики принят режим  $210/70^\circ C$ .

При извлечении геотермальной энергии горячих пород с начальной температурой  $T$  в результате теплообмена с холодной водой, поступающей в зону теплоотбора с температурой  $t_0$ , породы в этой зоне охлаждаются до некоторого среднего уровня  $T'$ . Очевидно, что максимально возможная степень охлаждения пород достигается лишь вблизи входа потока холодной воды в коллектор из нагнетательной скважины, где температура понижается до уровня  $T' \approx t_0$ . Средний коэффициент извлечения геотермальной энергии из зоны теплоотбора ( $k_{из}$ ) можно представить как среднюю долю этого теоретически максимального охлаждения:

$$k_{из} = \frac{T - T'}{T - t_0},$$

где  $t_0$  — температура сбрасываемого теплоносителя,  $^\circ C$ .

Если бы геотермальный коллектор представлял собой идеально теплоизолированный пласт с мгновенным уравниванием температуры породного скелета и фильтрационного потока, этот поток имел бы прямоугольный фронт охлаждения, а теплосодержание такого коллектора могло быть извлечено полностью при  $T' = t_0$  и  $k_{из} = 1$  [3].

В реальном коллекторе — пласте или зоне проницаемых пористых или трещиноватых пород средний уровень коэффициента извлечения намного ниже:  $k_{из} \ll 1$ . Коэффициент извлечения достигает своего максимума  $k_{из} = 1$  лишь на входе в коллектор, вблизи нагнетательной скважины. В окончательном виде:

$$k_{из} \approx 0,125 + \frac{\Delta t_d}{T - t_0}.$$

Заметим также, что догрев теплоносителя на величину  $\Delta t_d$  не только позволяет продлить срок службы геотермальной системы, но и существенно увеличивает общее количество извлекаемой геотермальной энергии.

Плотность прогнозных ресурсов категории  $P_1$  ( $q_{P_1}$ , т у. т./ $m^2$ ) рассчитывается по формуле

$$q_{P_1} = kk_{из}c_V (H_n - H_b) (T_{ср} - t_0).$$

Здесь  $k$  — норма расхода топлива на товарное тепло, т у. т./Дж ( $0,043 \cdot 10^{-3}$ );

$H_n$  — нижняя граница ресурсного интервала, м;

$H_b$  — верхняя граница ресурсного интервала, м;

$$H_b = \frac{T_b - t_{н.с}}{\bar{G}} + h_{н.с},$$

где  $T_v$  — температура на верхней границе ресурсного интервала, °С.

Для получения теплоносителя с заданным определенным режимом температуры ( $t_k$ ) с учетом потерь при транспортировке  $T_{cp}$  должна быть не менее  $t_k + 10$  °С:

$$T_{cp} = 0,5(T_v + T_n),$$

отсюда

$$T_v = 2(t_k + 10) - T_n,$$

где  $T_n$  — температура на нижней границе ресурсного интервала, °С.

В случае, когда температура пород на нижней границе весьма высока, расчетная температура на верхнем интервале может оказаться отрицательной. Поэтому вводится ограничение

$$T_v \geq (t_0 + 10).$$

Температура на нижней границе рассчитывается так:

$$T_n = \bar{G}(H_n - h_{н.с}) + t_{н.с}.$$

Перспективные геотермальные ресурсы учитывают экономическую эффективность освоения геотермальной энергии и определяются на основе сопоставительных расчетов технико-экономических показателей ГЦС и топливных котельных аналогичной мощности (альтернативного источника тепловой энергии). Границы ресурсного интервала определяются следующим образом.

Предельное значение нижней границы ресурсного интервала, как и для прогнозных геотермальных ресурсов, соответствует технически освоенной глубине бурения и равно 6000 м. Экономическая глубина нижней границы обуславливается равенством приведенных затрат на получение горячей воды в топливной котельной ( $P_a$ ) и добычу геотермального теплоносителя ( $P_r$ ), качество (температура) которого удовлетворяет потребителя. Таким образом, если выполняются условия  $P_r \leq P_a$  и  $T_n \geq t_k + 10$  °С, то нижняя граница ресурсного интервала определена и соответствует 6000 м. В случае невыполнения условия нижняя граница пересматривается в сторону уменьшения глубины (например, шаг итерации — 5 °С), вплоть до выполнения  $P_r \leq P_a$ . Если  $P_r \leq P_a$ , но при этом не проходит  $T_n \geq t_k + 10$  °С, то необходимо учесть приведенные затраты на догрев теплоносителя в топливной котельной до заданного потребителем качества, т. е. необходимо:  $P_{г.д.в} \leq P_a$ , где  $P_{г.д.в}$  — приведенные затраты на добычу геотермального теплоносителя с глубины  $H_n$  и догрев его в топливной котельной, руб/ГДж.

Дальнейшее уменьшение глубины залегания подземного кол-

лектора и компенсация понижения температуры геотермального теплоносителя за счет топливного догрева возможны до  $P_{г.д.в} = P_a$ , где  $P_{г.д.в}$  — приведенные затраты на добычу геотермального теплоносителя с глубины  $H_n$  и догрев его в топливной котельной, руб/ГДж. Глубина, на которой справедливо равенство, и является верхней границей ресурсного интервала.

Теплосодержание ограниченного сверху и снизу ресурсного интервала оценивается с учетом коэффициента извлечения геотермальных ресурсов [3]. Причем для нижней части ресурсного интервала, где догрева теплоносителя не требуется,  $k_{из}$  принимается равным 0,125.

Теплосодержание верхней части, ограниченной снизу глубиной  $H_0$ , температура пород на которой обеспечивает добычу теплоносителя регламентируемого потребителем качества ( $t_k$ ), и сверху —  $H_n$ , определяется с учетом догрева теплоносителя до кондиционной температуры:

$$k_{из} = 0,125 \left( 1 + \frac{0,5 \Delta t_d}{T_{из} - t_0} \right).$$

Численный коэффициент 0,5 вводится в связи с тем, что на глубине  $H_0$  догрева нет, а на глубине  $H_n$  он полностью задействован.

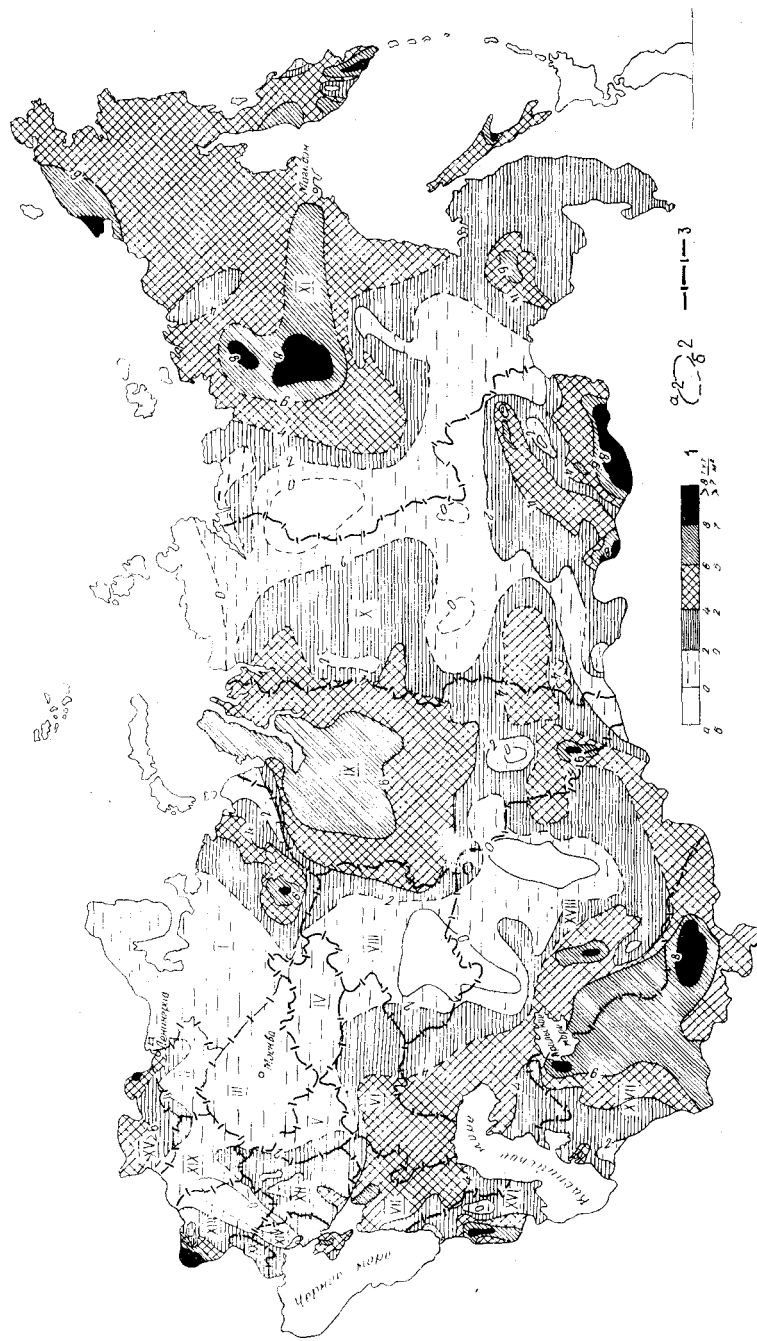
Окончательно формула для подсчета плотности перспективных геотермальных ресурсов ( $q_c$ , т у. т./м<sup>2</sup>) имеет вид

$$q_c = k_{cv} \left[ 0,125 (H_n - H_0) \left( \frac{T(H_n) + T(H_0)}{2} - t_0 \right) + k_{из} (H_0 - H_v) \left( \frac{T(H_0) + T(H_v)}{2} - t_0 \right) \right].$$

Описанная здесь логика и более 60 зависимостей были формализованы в экономико-математическую модель подсчета величины перспективных ресурсов геотермальной энергии. Ее реализация на ЭВМ позволяет оценить перспективные ресурсы категории  $C_3$  как для отдельных участков предполагаемого строительства ГЦС, так и для всей территории СССР.

Важнейшей исходной информацией, необходимой для оценки ресурсов, являются геотермические исследования на территории страны. Оценка прогнозных и перспективных ресурсов проводилась во ВСЕГЕИ по данным непосредственных измерений температур в скважинах и горных выработках и по результатам определений теплофизических свойств пород, геотермического градиента и теплового потока в различных точках. Были использованы также многочисленные опубликованные и фоновые данные геотермических измерений на территории СССР [2, 4, 6].

По предложенным методикам была определена плотность прогнозных геотермальных ресурсов категории  $P_1$  для рассмотренных трех температурных режимов в более чем 3000 пунк-



Карта ресурсов геотермального теплоснабжения территории СССР. Составили А. Б. Вайнлаг, У. И. Моиссенко, И. М. Остроумова, Э. И. Богуславский, И. М. Гашева, О. Б. Негров, Е. Б. Троицкая.

1 — шкала плотности ресурсов, т. у. т./м<sup>2</sup>; 2 — для теплоснабжения, 6 — для отопления; 3 — границы экономических районов. Экономические районы: I — Северный, II — Северо-Западный, III — Центральный, IV — Волго-Вятский, V — Центрально-черноземный, VI — Поволжский, VII — Северо-Кавказский, VIII — Уральский, IX — Западно-Сибирский, X — Восточно-Сибирский, XI — Дальневосточный, XII — Донско-Приднепровский, XIII — Юго-Западный, XIV — Южный, XV — Прибалтийский, XVI — Белорусский, XVII — Закавказский, XVIII — Среднеазиатский, XIX — Казахский, XX — Молдавский.

тов территории СССР. Исходной информацией послужили данные прямых замеров в скважинах и горных выработках, а также фондовые и литературные материалы [2, 4]. Полученные значения для каждого пункта были вынесены на карту фактического материала масштаба 1 : 10 000 000, и по ним методом простой интерполяции была построена система изолиний, отражающая изменение плотности прогнозных ресурсов категории P<sub>1</sub> до глубины 6000 м (рисунок).

Для режима теплоснабжения 70/20 °С изолинии проводились с шагом 2 т. у. т./м<sup>2</sup>. В районах с достаточным количеством фактического материала они выполнены сплошными линиями, а там, где плотность ресурсов рассчитывалась по литературным данным, изолинии проводились пунктиром. В результате анализа распределения плотности на территории страны выделяется шесть ресурсных интервалов, заключенных между изолиниями: 0, 0—2, 2—4, 4—6, 6—8, 8 т. у. т./м<sup>2</sup>. Для каждого из этих интервалов рассчитывалась плотность ресурсов в режиме 90/40 °С. Соответствующие ее значения приведены в условных обозначениях к карте (рисунок). Она отражает геолого-геотермические условия экономических районов территории СССР, характеризует различную степень прогретости ее недр и позволяет оценивать реальную сырьевую базу теплопотребителя, технические возможности освоения геотермальных ресурсов территории при ограничении глубины разработки 6 км и заданных температурных режимах теплоснабжения жилищно-коммунальной, сельскохозяйственной и промышленной зон.

По сравнительной оценке ресурсообеспеченности геотермальным источником энергии на территории страны условно можно выделить три группы регионов: малоблагоприятные — заключенные в интервале изолиний 0—2 т. у. т./м<sup>2</sup>, благоприятные — 2—6 т. у. т./м<sup>2</sup> и весьма благоприятные — 6 т. у. т./м<sup>2</sup> и более.

Распределение прогнозных геотермальных ресурсов категории P<sub>1</sub> на территории СССР по экономическим районам для температурных режимов 70/20 и 90/40 °С (теплоснабжение) характеризует практическую повсеместность их



размещения и весьма значительный энергетический потенциал технически доступного альтернативного источника энергии. В режиме 70/20 °С прогнозные ресурсы категории Р<sub>1</sub> составляют 76 трлн т у. т., в том числе для отопления (90/40 °С) — 41,2 трлн т у. т. Таким образом, 95 % территории СССР (рисунки) располагают прогнозными ресурсами категории Р<sub>1</sub> для теплоснабжения и 69 % — для отопления.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богуславский Э. И. Техничко-экономическая оценка освоения тепловых ресурсов недр. Л., 1984.
2. Геотермическая карта СССР/Ред. Ф. А. Макаренко. М., 1972.
3. Дядькин Ю. Д. Основы геотермальной технологии. Л., 1985.
4. Моисеенко У. И., Смыслов А. А. Температура земных недр. Л., Недра, 1986.
5. Принципы прогнозной оценки петрогеотермальных ресурсов/Ю. Д. Дядькин, Е. А. Соловьев, Ю. М. Парийский и др. — В кн.: Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М., Наука, 1979.
6. Справочник по геотермальной энергии/Ред. Л. М. Эдварс и др. США, Хьюстон, 1982.
7. Survey of energy resources. 7th World Energy Conf. Munich, 1980.

УДК 550.36 : 551.14(479)

М. А. Алексидзе, Г. Е. Гугунава, Д. К. Кирия, Т. Л. Челидзе, Н. Г. Гугунава

#### ТЕРМОУПРУГИЕ ПОЛЯ И СЕЙСМИЧНОСТЬ КАВКАЗА

В работах [5, 6] представлена новая стационарная трехмерная геотермическая модель Кавказа. В настоящей статье анализируются термоплотностные, геодинамические и сейсмологические эффекты, вытекающие из этой модели.

Попытка учета влияния термического расширения на плотность вещества Земли делалась рядом авторов на основе простого предположения о разуплотнении при нагреве. Однако столь просто дело обстоит лишь при однородном нагреве вещества. На деле неоднородность нагрева и структура литосферы могут привести к гораздо более сложной картине, возможно даже уплотнение при нагреве из-за бокового стеснения.

Оценка термоплотностного эффекта в реологии Гука основана на решении уравнения

$$\Delta\rho = -\rho \operatorname{div} u,$$

где  $\Delta\rho$  — изменение плотности вследствие прироста температуры  $T$  на величину  $\Delta T$ ;  $\rho$  — начальная плотность;  $u$  — вектор смещения. Подставляя данные нашей модели, получим

$$\Delta\rho = -\rho\alpha T \frac{3\lambda + 2\mu}{3\lambda + 6\mu}, \quad (1)$$

где  $\lambda$ ,  $\mu$  — коэффициенты Ламе;  $\alpha$  — коэффициент объемного расширения.

Равенство (1) показывает, что в общем случае величина разуплотнения зависит не только от коэффициента объемного расширения, но и от упругих констант  $\lambda$  и  $\mu$ . Слагаемое

$\frac{3\lambda + 2\mu}{3\lambda + 6\mu}$  может значительно отличаться от 1. Так, например, для

некоторых гранодиоритов эта величина может быть меньше 0,5.

По формуле (1) и данным о  $\lambda$ ,  $\mu$  и  $\alpha$  [4—6] рассчитаны термоплотностные отклонения  $\Delta\rho$  от значений  $\rho$  в осадочном, гранитном, базальтовом слоях и мантии на глубинах 70 и 140 км. На поверхности Земли значения  $\Delta\rho$  пренебрежимо малы. На глубинных же срезах можно заметить довольно интенсивные области термоуплотнений и разуплотнений, варьирующих от +0,06 до -0,119 г/см<sup>3</sup>. Ясно, что подобные аномалии могут вызвать и заметные гравитационные эффекты.

Представление о глубинном распределении термоплотностных аномалий дают профили  $\Delta\rho$  (рис. 1). Анализ данных приводит к следующим выводам: а) выше границы Конрада наблюдается мозаичная картина перемежающихся положительных и отрицательных аномалий  $\Delta\rho$ , при этом отрицательные аномалии приурочены к акваториям морей и мощным осадочным формациям; б) в базальтовом слое распределение  $\Delta\rho$  сглаживается, почти везде наблюдаются положительные значения  $\Delta\rho$ ; в) под поверхностью Мохо проходит область нулевых значений  $\Delta\rho$ , ниже которой наблюдаются лишь отрицательные термоплотностные аномалии.

Рассмотрим теперь геодинамические эффекты. В статье [6] были даны результаты расчета вертикальной и горизонтальной компонент векторов смещений, вызванных термоупругими напряжениями. Сопоставление поля этих компонент с геологическими, геоморфологическими и геодинамическими особенностями региона выявляет их определенную связь. В частности, по вертикальной компоненте выделяются четыре зоны интенсивных поднятий (смещений) порядка 1000—1300 м: Эльбрусско-Ставропольская, Крымская, Анатолийская, Малокавказская. Выделяются две зоны относительного прогибания — Черноморская и Каспийская, а также переходные зоны, охватывающие Кавказский перешеек в области Рионо-Куринской депрессии.

По компоненте горизонтальных смещений выделяется несколько основных зон с характерным распределением поля термоупругих напряжений. В первую очередь это области с преимущественно северным и южным горизонтальными смещениями, напоминающими схему кавказской части альпийской геосинклинали Средиземноморской области [Белоусов В. В., 1975 г.]. Бросаются

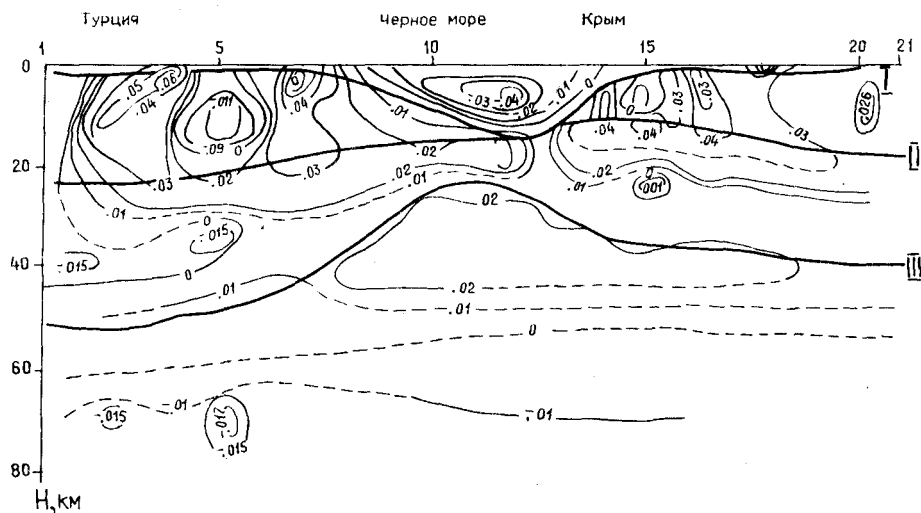


Рис. 1. Профиль  $\Delta r$  через Черное и Каспийское море.

I — поверхность фундамента; II — граница Конрада; III — граница Мохо.

в глаза два типа центров горизонтальных смещений — «схождения» и «расхождения».

Помимо областей со значительными вертикальными смещениями ясно выделяются зоны с большими латеральными градиентами вертикальной компоненты, достигающими до 16 м/км и превышающими предельные деформации горных пород. Столь большие градиенты могут способствовать появлению тектонических нарушений (разломов), особенно если учитывать факт долгодействия сил и физико-химические условия.

Анализируя распределение величин вертикальных смещений, легко заметить, что зоны, в которых наблюдаются аномально высокие значения латерального градиента, достаточно хорошо согласуются с данными по глубинным разломам Кавказа [6]. Намечается также принципиальная возможность выделения кольцевых мегаструктур. Наличие значительных термоупругих смещений и напряжений, достигающих до  $10^{11}$  Па, позволяет выдвинуть гипотезу об обусловленности ими определенной доли сейсмичности региона [6]. Такая взаимосвязь наиболее ярко может быть представлена томографическими срезами Кавказского региона в виде карт горизонтальных составляющих термоупругих смещений. Качественный анализ напряженного состояния региона исследований показывает, что зоны аномальных термоупругих напряжений как вертикальных, так и горизонтальных составляющих коррелируют с общеизвестными сейсмоактивными зонами Кавказа и акваторий Черного и Каспийского морей [6].

Более детальное рассмотрение напряженного состояния регио-

на показывает, что наблюдается хорошая корреляция не только в общем плане, но и в конкретных случаях распределения гипоцентрии и термоупругих напряжений и смещений, а также в характере их затухания. Так, например, при рассмотрении горизонтальных составляющих смещений Анатолии и Малого Кавказа в первом случае они наблюдаются в широкой полосе (вся Анатолия и юг Черного моря) до глубин порядка 20—40 км, а во втором — до 20 км, так же как и сейсмичность.

Другим свидетельством корреляции термоупругих смещений с гипоцентрией обусловленных ими землетрясений может служить тот факт, что на Малом Кавказе до глубин порядка 20 км (до поверхности Конрада), а также и в Анатолии трудно выделить преимущественное направление термоупругих напряжений, что, по-видимому, обуславливает большой разброс в распределении осей напряжений, рассчитанных по сейсмологическим данным. Глубже как горизонтальные составляющие термоупругих смещений, так и сейсмическая активность почти полностью исчезают.

Поскольку в глубинных условиях наиболее вероятен близкий к пластичному механизм разрушения пород, нами были рассчитаны касательные октаэдрические напряжения ( $\sigma_{o.n}$ ) для различных глубинных срезов (рис. 2, 3):

$$\sigma_{o.n} = \frac{1}{12c} \{(\sigma_1 - \sigma_2)^2 + (\sigma_2 - \sigma_3)^2 + (\sigma_3 - \sigma_1)^2\}.$$

Здесь  $c = \frac{E}{2(1+\sigma)}$ , где  $E$  — модуль Юнга:  $E = \mu \frac{3\lambda + 2\mu}{\lambda + \mu}$ ;  $\sigma$  — коэффициент Пуассона:  $\sigma = \frac{\lambda}{\lambda + \mu}$ .  $E$  и  $\sigma$  приводятся по [4, 5].

Естественно, чем выше  $\sigma_{o.n}$ , тем ближе оно к разрушающему (критерий прочности фон Мизеса).

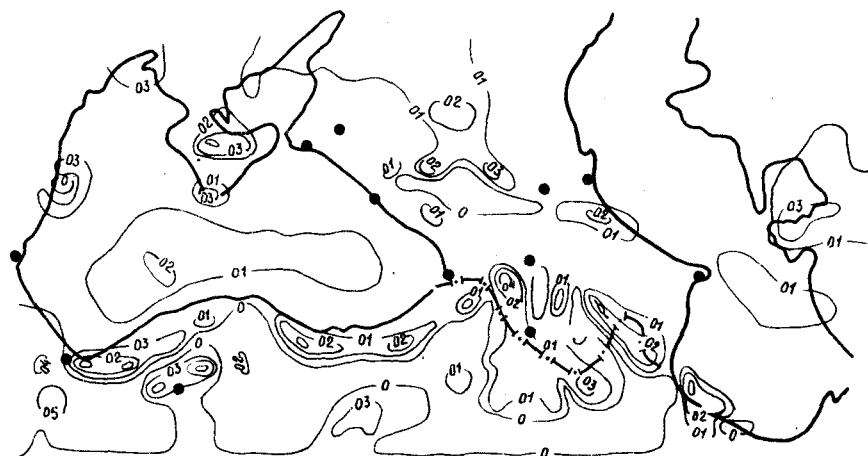


Рис. 2. Карта распределения  $\sigma_{o.n}$  на поверхности гранитного слоя.



Рис. 3. Карта распределения  $\sigma_{0,н}$  на поверхности Моху.

Сравним распределение  $\sigma_{0,н}$  с особенностями поля сейсмичности Кавказа. Для этого, в частности, рассмотрим степень корреляции в распределении гипоцентров землетрясений вдоль профилей Цебелда—Кировабад и Цебелда—Степанаван [2] и октаэдрических напряжений (критерий фон Мизеса) по глубине [1] для районов Малого Кавказа и Приэльбрусья. Зависимость числа гипоцентров землетрясений  $dn/dH$  от значений  $\sigma_{0,н}$  строилась для каждой глубины. На рис. 4 выделяются две ветви, одна из которых характеризует глубины от 1,2 до 8 км, другая — от 10 до 30 км. Зона глубин 10—30 км характерна для низов гранитного и базальтового слоев, а 1,2—8 км — для осадочного комплекса и приповерхностных зон гранитного слоя, в которых, кстати, и скорости сейсмических волн ближе к осадочным, чем к «гранитам». Отсюда становятся понятными различные закономерности для различных интервалов — 1,2—8 и 10—30 км: первая из них характеризует землетрясения, возникшие в осадочном комплексе, вторая — в кристаллическом фундаменте. Из графика следует прямая пропорциональная зависимость числа землетрясений от значения  $\sigma_{0,н}$  в пределах отдельных участков, т. е. напряженного состояния в них. Связь числа землетрясений с  $\sigma_{0,н}$  описывается линейным уравнением  $y = A + Bx$ , которое для образований осадочного комплекса и верхов гранитного слоя ( $0 > H < 10$  км) имеет вид  $\Delta n_1 = 0,7 + 42,0\sigma_{0,н}$ , а для образований субстрата на глубине ( $10 > H < 30$ ) —  $\Delta n_2 = -4,27 + 20,9\sigma_{0,н}$ , где  $\Delta n$  — прирост числа гипоцентров землетрясений на 1 км. Вычисленные коэффициенты корреляции в обоих случаях 0,97, что, во-первых, еще раз подтверждает реальность выбранной геотермической модели, а во-вторых, относясь в основном к областям, где

расчетный и экспериментальный тепловые потоки значительно отличаются друг от друга, свидетельствует о том, что основную роль в геодинамических построениях все же играет фоновая, обусловленная геологическим строением коры стационарная часть тепловых потоков, а отличная от расчетной часть теплового потока является второстепенной (возможно, нестационарные «добавки» характеризуют лишь поверхностную часть коры) [1].

На основе данных о  $\sigma_{0,н}$  возможно построить теоретические карты сейсмоактивности или условного параметра  $A$  — суммарного количества землетрясений с энергией  $K \geq 8$  в столбе литосферы с основанием  $50 \times 50$  км.

Для расчета  $A$  использовалась корреляционная связь  $dn/dH$  и  $\sigma_{0,н}$ , причем для осадочного слоя и верхней части гранитного — график 1, а для гранитного и базальтового слоев — график 2 (рис. 4). Число землетрясений в определенном интервале глубин  $H$ , соответствующем избранному интервалу значений  $\sigma_{0,н}$ , определяется суммированием до максимальной глубины  $AN_{max}$  (рис. 5).

Подобный пересчет карт  $\sigma_{0,н}$  в карту сейсмической активности (в условных единицах) позволяет выстроить определенный ряд по  $A$ . Наиболее интенсивной является зона восточного окончания Анатолии (25—35 усл. ед.), затем следует Джавахетская (30 усл. ед.), Гянджинско-Карабахская (20 усл. ед.), Дагестанская (15 усл. ед.), Зангезурско-Кафанская (5—10 усл. ед.) и Севанская (10 усл. ед.).

Можно видеть, что этот ряд достаточно близок к истинному распределению сейсмоактивности Кавказа, за исключением Чхалтинско-Шемахинской сейсмоактивной зоны [1, 3]. Тот факт, что Чхалтинско-Шемахинская зона, которая на Кавказе является наиболее сейсмоактивной, не проявляется на картах сейсмичности, отражающих термоупругие напряжения, по-видимому, свидетельствует об иной, чем почти на всем Кавказе, «нетермоупругой» природе. Возможно, что землетрясения в этой полосе (и в особенности в Шемахинской зоне) связаны с глобальными тектоническими движениями, происходящими в регионе субдуцирующей под Большой Кавказ литосферной плиты [1].

Все вышеизложенное позволяет сделать следующие выводы. Такие параметры сейсмичности, как механизмы очагов, гипоцент-

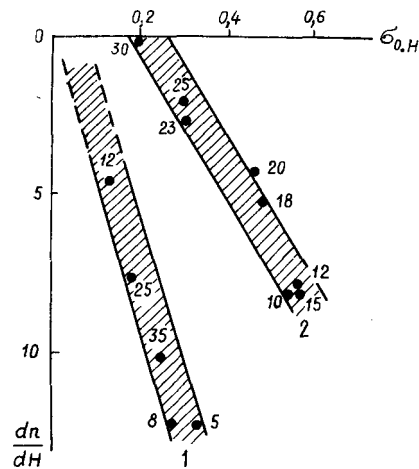


Рис. 4. Зависимость числа землетрясений ( $dn/dH$ ) от  $\sigma_{0,н}$  для соответствующих глубин (черные кружки, км).



Рис. 5. Карта числа землетрясений (сейсмичности), построенная на основе зависимости  $dn/dH=f(\sigma_{o.n})$ .

рия и активность, в ряде случаев находят объяснение в модели термоупругих напряжений. Установлена количественная (корреляционная) связь между числом землетрясений и значениями касательных октаэдрических термоупругих напряжений.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гугунава Г. Е. Взаимосвязь некоторых геофизических полей и глубинное строение Кавказа. Автореф. докт. дис. Баку, 1988.
2. Мурусидзе Г. Я. Строение земной коры и верхней мантии в Грузии и сопредельных регионах по сейсмологическим и сейсморазведочным данным. Тбилиси, Мецниереба, 1976. 169 с.
3. Новый каталог сильных землетрясений территории СССР. М., Наука, 1977. 536 с.
4. О термоупругих напряжениях и механизме некоторых землетрясений Кавказа и прилегающих регионов/М. А. Алексидзе, Г. Е. Гугунава, Д. К. Кирия, Т. Л. Челидзе. — Сообщ. АН ГССР, 1985, т. 120, № 1.
5. Термоупругие напряжения и формирование некоторых глубинных разломов Кавказа/М. А. Алексидзе, Г. И. Буачидзе, Г. Е. Гугунава и др. — Сообщ. АН ГССР, 1985, т. 117, № 1.
6. Трехмерная стационарная модель теплового и термоупругого полей Кавказа/М. А. Алексидзе, Г. Е. Гугунава, Д. К. Кирия, Т. Л. Челидзе. — В наст. сб-ке, с. 77—85.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Построение геотермических моделей геологических структур различного возраста и с разной историей развития повышает эффективность геолого-геофизических исследований глубинного строения земной коры и литосферы и дает важную информацию для геодинамических построений. Насколько различно энергетическое состояние земных недр, становится ясным, если проследить его изменение вдоль трансконтинентального профиля Черное море—Воркута, где установлено наличие астеносферы (зон частичного плавления) на южном фрагменте профиля и ее отсутствие в недрах платформы. Вдоль профиля Сихотэ-Алинь — поднятие Зенкевича выявлена астеносфера, глубина кровли которой подтверждается и другими геофизическими методами. Зоны частичного плавления пород верхней мантии установлены также вдоль субмеридиональных профилей Копетдаг—Аральское море и Западно-Туркменская впадина — Устьюрт. Они выделены в земной коре и верхней мантии на профиле Фараб—Николаевка, пересекающем тектонические элементы территории Узбекистана и Казахстана, и на профилях Усть-Кут—Чара, Усть-Уда—Хилок в Забайкалье.

Изучение теплового поля верхних горизонтов земной коры до глубин 3—5 км указывает на наличие зависимости между температурными условиями осадочного чехла и фазовым состоянием углеводородов, что позволяет наметить возможные зоны нефте-, конденсато- и газонакопления. Анализ температурного поля территории СССР на глубине 5 км дает представление о характере изменения геотермических параметров нефтегазоносных провинций и указывает на существование различий тепловых режимов бассейнов с промышленной нефтегазоносностью и районов, где она отсутствует.

Изучение теплового поля и условий его формирования открывает возможность оценки ресурсов геотермальной энергии, картирования территории по категориям запасов, выделения районов и участков, перспективных для ее освоения и использования в народном хозяйстве.

Ю. Д. Дядькин, Э. И. Богуславский, А. Б. Вайнблат, И. М. Остроумова, Е. Б. Троицкая, У. И. Моисеенко. Геотермальные ресурсы СССР	168
М. А. Алексидзе, Г. Е. Гугунава, Д. К. Кирия, Т. Л. Челидзе, Н. Г. Гугунава. Термоупругие поля и сейсмичность Кавказа	176
Заключение	183

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
У. И. Моисеенко, В. В. Гордиенко, О. В. Завгородняя, И. В. Голованова, Л. У. Ахметова, Ю. Н. Зуев, В. И. Шаповал, Ю. Г. Шварцман. О теплопроводности слоев земной коры и верхних горизонтов мантии	6
В. В. Гордиенко, О. В. Завгородняя. Тепловой поток и глубинные температуры литосферы на профиле Черное море — Воркута	17
В. Н. Глазнев, Г. Б. Скопенко. Термическая модель литосферы вдоль европейского геотрансекта 3	25
У. И. Моисеенко, О. Б. Негров. Модель геотермического поля литосферы Северо-Запада СССР	32
И. В. Голованова. Геотермическая модель по профилю Темиртау—Куйбышев	39
Т. Ащиров, В. В. Гордиенко. Тепловая модель литосферы вдоль профиля Копетдаг — Аральское море	46
В. В. Гордиенко, О. В. Завгородняя, У. И. Моисеенко, О. Б. Негров. Тепловой поток и температуры литосферы по профилю Фараб — Николаевка	54
Ю. Г. Шварцман, И. П. Погожев, Л. У. Ахметова, Е. Л. Мозолева. Тепловая модель литосферы по геотраверсу Актюз — Нарын — Атбаши	63
М. А. Алексидзе, Г. Е. Гугунава, Д. К. Кирия, Т. Л. Челидзе. Трехмерная стационарная модель теплового и термоупругого полей Кавказа	77
М. А. Алексидзе, Г. Е. Гугунава, Д. А. Кикнадзе, Д. К. Кирия, Т. Л. Челидзе. Геотермическая модель Кавказа и коровая астеносфера	85
В. Т. Балобаев, А. И. Левченко. Тепловое поле земной коры Сибирской платформы в области развития многолетнемерзлых пород	91
С. В. Лысак, Р. П. Дорофеева. Температура земной коры в южной части Восточной Сибири	99
А. Д. Дучков, Л. С. Соколова. Геотермическая характеристика южных районов Западно-Сибирской плиты	109
О. В. Веселов, В. В. Гордиенко, О. В. Завгородняя. Тепловая модель литосферы вдоль профиля Сихотэ-Алинь — поднятие Зенкевича	118
Н. М. Невская. Температурное поле Тимано-Печорской провинции и его связь с нефтегазоносностью	127
А. Р. Курчиков. Перспективы использования геотермических данных при прогнозе нефтегазоносности в Западной Сибири	135
Р. М. Новосилецкий, А. Ю. Полутранко. Геотермический режим и нефтегазоносность недр Украины	142
В. Ф. Ерофеев. Поле термодегрессий нефтегазоносных бассейнов в зонах глубокого погружения фундамента	152
В. Ф. Ерофеев. Геотемпературное поле нефтегазоносных бассейнов в зонах глубокого погружения фундамента	159

## ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР

### *Сборник научных трудов*

Редактор *В. А. Митракова*  
Технический редактор *А. А. Иванова*

Сдано в набор 04.10.91. Подписано в печать 19.02.92. Формат 60×90<sup>1/16</sup>.  
Бумага тип. № 2. Гарнитура Литературная. Печать офсетная. Усл. печ. л. 12,82  
(2 вкл.). Усл. кр.-отг. 13,75. Уч.-изд. л. 15,12. Тираж 300 экз. Заказ 915. Цена 3 руб.

Всесоюзный ордена Ленина научно-исследовательский геологический институт  
им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). 199026, Санкт-Петербург, Средний пр., 74  
Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 199026, Санкт-Петербург,  
Средний пр., 72

УДК 550.36 : 551.14/.15

**О теплопроводности слоев земной коры и верхних горизонтов мантии.** Моисеенко У. И., Гордиенко В. В., Завгородняя О. В., Голованова И. В., Ахметова Л. У., Зуев Ю. Н., Шаповал В. И., Шварцман Ю. Г. — В кн.: Геотермические модели геологических структур. Спб., 1991, с. 6—17.

Обобщены результаты лабораторных исследований теплопроводности различных пород земной коры и мантии при высоких давлениях и температурах. Построены зависимости для минимального и максимального прогрева литосферы для осадочного, вулканогенно-осадочного, гранитного, диоритового (переходного), базальтового слоев коры и ультрабазитов мантии.

Ил. 2, табл. 2, список лит. 17 назв.

УДК 550.36 : 551.14(47)

**Тепловой поток и глубинные температуры литосферы на профиле Черное море—Воркута.** Гордиенко В. В., Завгородняя О. В. — В кн.: Геотермические модели геологических структур. Спб., 1991, с. 17—25.

Вдоль трансконтинентального профиля, пересекающего различные структуры Восточно-Европейской платформы и ее обрамления, построена тепловая модель литосферы. Учтены изменения теплогенерации коровых пород и глубинные процессы. Установлено наличие астеносферы на южном фрагменте профиля и ее отсутствие в недрах платформы. Приведена тепловая модель северной части Украинского щита и Восточных Карпат.

Ил. 2, список лит. 11 назв.

УДК 550.36 : 551.14/.15(47)

**Термическая модель литосферы вдоль европейского геотрансекта 3.** Глазнев В. Н., Скопенко Г. Б. — В кн.: Геотермические модели геологических структур. Спб., 1991, с. 25—31.

Модель отражает этап комплексных исследований литосферы. Глубинные температуры определены в рамках стационарной задачи с подбором теплогенераций слоев коры. Учтена зависимость теплопроводности от температуры. Выявлены anomalно перегретые зоны: Баренцевоморская платформа и зона Тессейра—Торнквиста. Области частичного плавления не установлены.

Ил. 3, табл. 1, список лит. 16 назв.

УДК 550.36 : 551.14(47—16)

**Модель геотермического поля литосферы Северо-Запада СССР.** Моисеенко У. И., Негров О. Б. — В кн.: Геотермические модели геологических структур. Спб., 1991, с. 32—39.

Приведены результаты геотермических исследований региона. Построена тепловая модель литосферы по профилю ГСЗ Мурманск—Кызыл (западный фрагмент).

Ил. 1, список лит. 9 назв.

УДК 550.36 : 551.14(470.5)

**Геотермическая модель по профилю Темиртау—Куйбышев.** Голованова И. В. — В кн.: Геотермические модели геологических структур. Спб., 1991, с. 39—46.

По результатам исследований теплового потока, теплопроводности и теплогенерации пород земной коры на Южном Урале и в соседних районах построено распределение глубинных температур вдоль профиля. Тепловой поток удается объяснить при учете особенностей состава пород, тектонического строения и гидрогеологии Урала.

Ил. 1, табл. 1, список лит. 14 назв.

УДК 550.36 : 551.14 (575)

**Тепловая модель литосферы вдоль профиля Копетдаг—Аральское море.** Аширов Т., Гордиенко В. В. — В кн.: Геотермические модели геологических структур. Спб., 1991, с. 46—54.

Для территории Туркмении построено распределение глубинных температур литосферы по двум субмеридиональным профилям. Показано соответствие моделей измеренному тепловому потоку и глубинным процессам. Установлены зоны с возможным частичным плавлением пород верхней мантии.

Ил. 2, список лит. 6 назв.

УДК 550.36 : 551.14

**Тепловой поток и температуры литосферы по профилю Фараб—Николаевка.** Гордиенко В. В., Завгородняя О. В., Моисеенко У. И., Негров О. Б. — В кн.: Геотермические модели геологических структур. Спб., 1991, с. 54—62.

Построены распределения глубинных температур по профилям, пересекающим ряд тектонических элементов территории Узбекистана и Казахстана. На северном фрагменте профиля Фараб—Николаевка рассмотрены два варианта модели, отвечающих различным глубинным процессам. Достигнуто согласование с наблюдаемым тепловым потоком, выделены зоны возможного частичного плавления.

Ил. 2, список лит. 6 назв.

УДК 550.36 : 551.14 (57)

**Тепловая модель литосферы по геотраверсу Актюз—Нарын—Атбаш.** Шварцман Ю. Г., Погожев И. П., Ахметова Л. У., Мозолева Е. Л. — В кн.: Геотермические модели геологических структур. Спб., 1991, с. 63—77.

Приведено районирование территории Тянь-Шаня по величине теплового потока в осадочном чехле и фундаменте, определены глубинные температуры земной коры с учетом изменений теплопроводности и теплогенерации с глубиной. Показана связь теплового поля с тектоническими процессами и сейсмичностью региона.

Ил. 2, табл. 3, список лит. 22 назв.

УДК 550.36 : 551.14 (479)

**Трехмерная стационарная модель теплового и термоупругого полей Кавказа.** Алексидзе М. А., Гугунава Г. Е., Кирия Д. К., Челидзе Т. Л. — В кн.: Геотермические модели геологических структур. Спб., 1991, с. 77—85.

Расчитаны стационарные геотермическая и термоупругая модели Кавказа. Показана необходимость трехмерного подхода к их построению в условиях сложного строения регионов, подобных Кавказу. Построены карты температур и термоупругих смещений для поверхностей «гранита», Конрада, Мохо, глубин 70 и 140 км.

Ил. 6, табл. 1, список лит. 13 назв.

УДК 550.36 : 551.14 (479)

**Геотермическая модель Кавказа и коровая астеносфера.** Алексидзе М. А., Гугунава Г. Е., Кикнадзе Д. А., Кирия Д. К., Челидзе Т. Л. — В кн.: Геотермические модели геологических структур. Спб., 1991, с. 85—90.

На основе рассчитанной стационарной трехмерной геотермической модели Кавказа проведена интерпретация геофизических полей и их геодинамических проявлений. Оказалось, что многие геодинамические явления можно объяснить процессами, протекающими в коре, без привлечения мантийных механизмов.

Ил. 4, список лит. 17 назв.

УДК 550.36 : 551.14 (571.5)

**Тепловое поле земной коры Сибирской платформы в области развития многолетнемерзлых пород.** Балобаев В. Т., Левченко А. И. — В кн.: Геотермические модели геологических структур. Спб., 1991, с. 91—99.

Обсуждаются построенные температурные разрезы, теплогенерация и теплофизические свойства горных пород по профилям ГСЗ Березово—Усть-Мая, Ханты-Мансийск—р. Лена, Диксон—Хилок. Показано влияние геологического строения и тектоники регионов на распределение температуры в земной коре.

Ил. 4, табл. 2, список лит. 17 назв.

УДК 550.36 : 551.14 (571.5—13)

**Температура земной коры в южной части Восточной Сибири.** Лысак С. В., Дорофеева Р. П. — В кн.: Геотермические модели геологических структур. Спб., 1991, с. 99—109.

Приведены результаты геотермических исследований региона (тепловой поток, теплопроводность глубинных пород и их теплогенерация). Выполнено районирование по тепловому режиму, сопоставление его с данными других геофизических полей. Построены температурные разрезы коры, обнаруживающие интенсивную аномалию в районе Байкальской рифтовой зоны.

Ил. 2, список лит. 20 назв.

УДК 550.36 : 551.14 (571.1—13)

**Геотермическая характеристика южных районов Западно-Сибирской плиты.** Дучков А. Д., Соколова Л. С. — В кн.: Геотермические модели геологических структур. Спб., 1991, с. 109—118.

Рассмотрены распределения теплового потока и температуры на глубине 5 км, характеризующие температурные условия в недрах южных районов Западно-Сибирской плиты. Описана методика анализа исходных данных, сделаны предположения о факторах, формирующих тепловое поле пород.

Ил. 3, табл. 2, список лит. 13 назв.

УДК 550.36 : 551.14 (571.6)

**Тепловая модель литосферы вдоль профиля Сихотэ-Алинь—поднятие Зенкевича.** Веселов О. В., Гордиенко В. В., Завгородняя О. В. — В кн.: Геотермические модели геологических структур. Спб., 1991, с. 118—126.

Расчетный профиль пересекает основные структуры переходной зоны: Сихотэ-Алинь, Сахалин, Охотское море, Курильскую островную дугу, Курило-Кам-

чатский желоб, поднятие Зенкевича. Построенная модель учитывала распределение теплогенерации в коре и глубинные процессы региона. Достигнуто соглашение с наблюдаемым тепловым потоком, выявлена астеносфера, глубина кровли которой подтверждается другими геофизическими методами.

Ил. 1, список лит. 12 назв.

УДК [550.36:551.14] : 553.98(47--17)

**Температурное поле Тимано-Печорской провинции и его связь с нефтегазонасностью.** Невская Н. М. — В кн.: Геотермические модели геологических структур. Спб., 1991, с. 127—134.

Геотермические карты на глубинах 1, 2, 3, 4, 5 км дают представление о температурах осадочного чехла в различных геолого-тектонических зонах Тимано-Печорской провинции. Дифференциация тепловых потоков подтверждает неравномерную прогреваемость недр, указывает на локальное развитие тепловых аномалий. Корреляционные зависимости между температурными условиями осадочного чехла и фазовым состоянием углеводородов позволяют наметить возможные зоны нефте-, конденсато- и газонакопления в ТПП.

Ил. 4, список лит. 6 назв.

УДК [550.36 : 551.14] : 553.98(571.1)

**Перспективы использования геотермических данных при прогнозе нефтегазонасности в Западной Сибири.** Курчиков А. Р. — В кн.: Геотермические модели геологических структур. Спб., 1991, с. 135—142.

Описано тепловое поле региона. Рассмотрены причины региональных и локальных аномалий теплового потока районов сосредоточения месторождений углеводородов. Высказано предположение о существенном влиянии на локальные неоднородности теплового поля перетоков подземных вод.

Ил. 3, список лит. 7 назв.

УДК [550.36 : 551.14] : 553.98(477)

**Геотермический режим и нефтегазонасность недр Украины.** Новосилецкий Р. М., Полутранко А. Ю. — В кн.: Геотермические модели геологических структур. Спб., 1991, с. 142—152.

Построено распределение температур на глубине 3 км для территории Украины. Рассмотрены особенности теплового поля нефтегазонасности провинций: Днепровско-Донецкой впадины, Прикарпатья и Карпат, Крыма и Причерноморья. Анализируется влияние температурных условий на размещение залежей углеводородов.

Ил. 3, список лит. 8 назв.

УДК 550.36 : 551.14

**Поле термодегрессий нефтегазонасности бассейнов в зонах глубокого погружения фундамента.** Ерофеев В. Ф. — В кн.: Геотермические модели геологических структур. Спб., 1991, с. 152—159.

Построена карта полей термодегрессий на глубине 5 км, отражающая динамику соотношения современного и палеотемпературного режимов недр в зонах глубокого погружения фундамента. Анализ полей термодегрессий важен

для познания процессов миграции углеводородов, закономерностей размещения залежей и оценки возможной сохранности углеводородных скоплений на больших глубинах.

Ил. 2, табл. 1, список лит. 15 назв.

УДК [550.36 : 551.14] : 553.98(47 + 57)

**Геотемпературное поле нефтегазонасности бассейнов в зонах глубокого погружения фундамента.** Ерофеев В. Ф. — В кн.: Геотермические модели геологических структур. Спб., 1991, с. 159—168.

Изложены элементы построения карты геотемпературной зональности нефтегазонасности бассейнов в районах глубокого погружения фундамента. Дано описание температурного поля на глубине 5 км. Обращено внимание на характер изменения геотермических параметров нефтегазонасности территорий, на существование в природе двух типов тепловых режимов, характерных для бассейнов с промышленной нефтегазонасностью и с ее отсутствием.

Ил. 1, табл. 1, список лит. 11 назв.

УДК 550.36 : 551.14(47 + 57)

**Геотермальные ресурсы СССР.** Дядькин Ю. Д., Богуславский Э. И., Вайнблат А. Б., Остроумова И. М., Троицкая Е. Б., Моисеевко У. И. — В кн.: Геотермические модели геологических структур. Спб., 1991, с. 168—176.

Построена мелкомасштабная карта распределения ресурсов подземного тепла на территории СССР. Представлены разные категории запасов, учитывающие как нагрев недр, так и стоимость энергии, получаемой в регионе традиционными методами. Выявлены перспективные для теплоотбора зоны, в которых возможна добыча тепла при современном уровне техники.

Ил. 1, список лит. 7 назв.

УДК 550.36 : 551.14(479)

**Термоупругие поля и сейсмичность Кавказа.** Алексидзе М. А., Гугунава Г. Е., Кирия Д. К., Челидзе Т. Л., Гугунава Н. Г. — В кн.: Геотермические модели геологических структур. Спб., 1991, с. 176—182.

Анализируются термодинамические, геодинамические и сейсмологические эффекты, вытекающие из стационарной трехмерной геотермической модели Кавказа. Дается корреляционная связь между числом землетрясений и значениями касательных октаэдрических термоупругих напряжений.

Ил. 5, список лит. 6 назв.



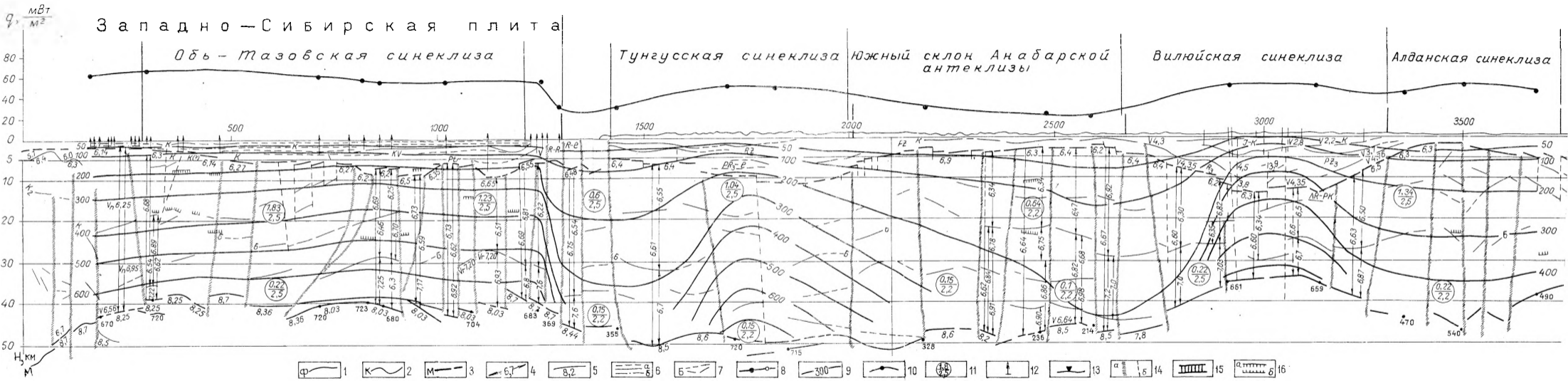


Рис. 2. Геотермический разрез по профилю ГСЗ Березово - Усть-Май.

1 - поверхность кристаллического фундамента; 2 - изотермность Коврада; 3 - поверхность Мохо; 4 - пластовая скорость, км/с; 5 - граничная скорость, км/с; 6 - сейсмические границы; а' - выделенные по нескольким типам волн; 4 - выделенные области синифрического распределения сейсмических волн; 7 - различные сейсмические границы; 8 - кривая теплового потока; 9 - изо-

линии температуры,  $^{\circ}C$ ; 10 - температура поверхности Мохо,  $^{\circ}C$ ; 11 - теплогенерация,  $кВт/м^3$  (в числителе) и теплопроводность,  $Вт/(м \cdot K)$  (в знаменателе); 12 - складки; 13 - местоположение точек расчета; 14 - корыши разломы, формирующие; а - рельеф Мохо; б - разломы; 15 - volcano; 16 - кружки намагниченных образований; а - верхние; б - нижние

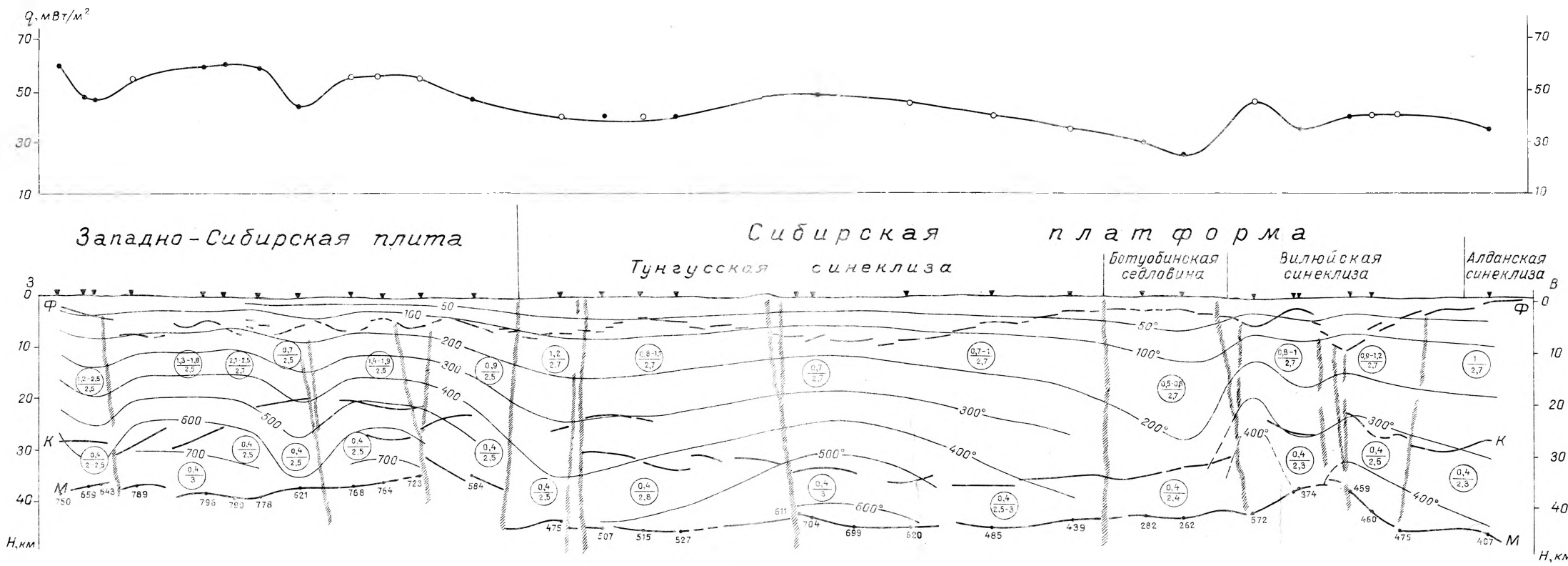


Рис. 3. Геотермический разрез по профилю ГСЗ Хаиты-Мансийск—р. Яена.  
Условные обозначения см. на рис. 2.

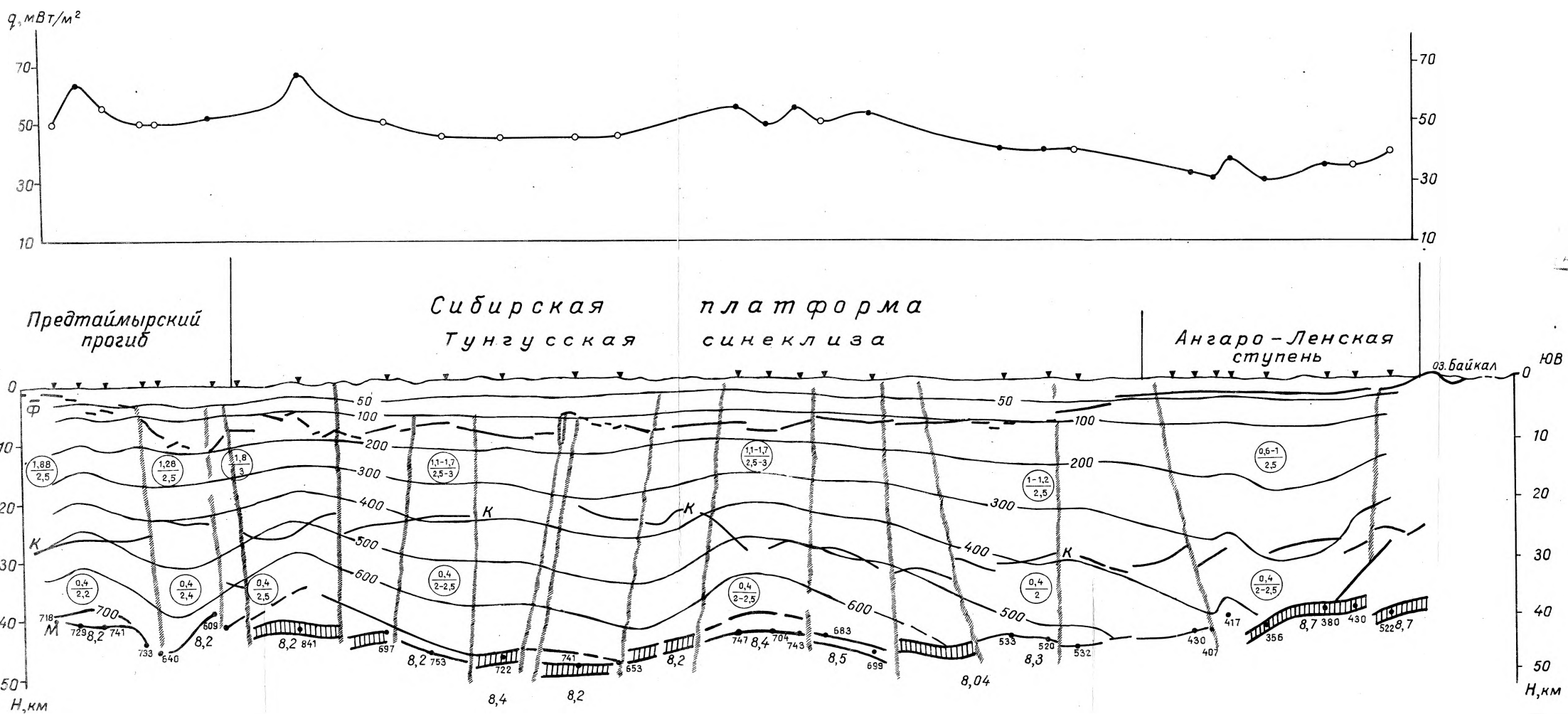


Рис. 4. Геотермический разрез по профилю ГСЗ Диксон—Хилок.  
Условные обозначения см. на рис. 2.