

# ТЕРМОТОМОГРАФИЯ: НОВЫЙ МЕТОД ИЗУЧЕНИЯ ГЕОТЕРМИЧЕСКОГО ПОЛЯ

Томографический метод в геофизике развивается в наше время не менее активно, чем в медицине, астрономии или технике. Термин «томография» стал применяться в науках о Земле лишь 25-30 лет назад, хотя элементы этой методики под названием «изучение глубинного строения Земли» используются уже сто лет.

Можно утверждать, что в скором времени томографические модели будут таким же привычным инструментом геолога, каким стали карта и аэро-космоснимки. Преимущество их заключается в построении объемных, трехмерных изображений объектов, в возможности их рассмотреть «со всех сторон» и даже «вывернуть наизнанку». Для томографии не имеет значения, какую структуру или какое поле отображается, и это обусловило появление нескольких видов геофизической томографии: сейсмическая (в различных вариантах обработки сейсмических волн), гравитационная, электромагнитная и т.д. Успехи применения сейсмотомографии (Dziewonski, 1984; Dziewonski and Anderson, 1984; Seismic..., 1993), ярко продемонстрировавшей наличие глубинных неоднородностей, стимулировали разработку подобного подхода и для других полей (Тараканов, 1997), в которых также можно видеть объемные неоднородные объекты, или как иногда полагают, нелинейные геологические структуры (Пушаровский, 1993; Николаев, 1997).

Мы в этой работе обобщаем и приводим результаты томографического моделирования геотермического поля, т.е. развиваем так называемый метод термотомографии.

Метод заключается в нахождении глубинных температур ( $T$ ) и плотности теплового потока на различных глубинах в координатах XYZ. Для реальных геологических объектов подразумевается построение распределения  $T$  в зависимости от широты, долготы и глубины. Таким образом, трехмерная термотомографическая модель отличается от температурного разреза тем, что позволяет «заглянуть» за линию профиля, что особенно важно при работе с изометричными или мозаичными структурами. С помощью соответствующего программного обеспечения легко можно создать или карты-срезы температур (тепловых потоков) на определенных глубинах, или показать конфигу-

рацию изотермических поверхностей, или построить геотермический профиль по любому сечению.

Практическое значение термотомографической методики заключается в нахождении температурных границ, контролирующих тот или иной процесс генерации или трансформации вещества. Например, для прогнозирования нефтегазоносности с помощью термотомографии оценивается глубина нахождения температурного интервала катагенеза органического вещества; можно найти глубину температурных интервалов, контролирующих метаморфические фации, гидротермальное рудообразование, а также глубину изотермы Кюри в конкретном регионе.

## Методика термотомографического моделирования

Для оценки температур на глубинах, не достигнутых бурением, а также глубины характерных температурных границ в литосфере нами была разработана методика 2D- и 3D-моделирования нестационарного теплового поля. Теплофизическая среда, т.е. конфигурация контрастных теплофизических слоев и значения тепло- и теплопроводностей, задавалась на основе соответствующей оцифровки выделенных по сейсмическим данным структурных комплексов вдоль профилей. При расчете используются значения теплофизических свойств коры, адекватные установленным граничным скоростям. В качестве краевых условий на нижней границе области моделирования могут быть использованы температуры на забое глубоких скважин (краевые условия первого рода) или значения теплового потока, измеренного также в наиболее глубоких скважинах (краевые условия второго рода). На верхней границе области моделирования, как правило, совпадающей с поверхностью Земли (точнее, с уровнем «нейтрального слоя»), обычно задается среднегодовая температура поверхности. На боковых границах задается условие отсутствия горизонтального оттока тепла, т.е.  $\partial T/\partial x=0$ . В случае термотомографического моделирования в океанской литосфере на нижней границе всегда задается краевое условие второго рода.

Вдоль каждого из профилей выполняется расчет глубинных температур с помощью программного пакета «TERMGRAF», разработанного нами (Хуторской, 1996).

Для решения задачи о распределении температур в разрезе используется численный метод конечных элементов с квадратичной аппроксимацией функции  $T$  между узлами прямоугольной сетки. В программе предусматривается сетка 41x41 узел (решается двумерная задача), линейные размеры узла по  $X$  и  $Z$  можно изменять по требованию оператора. Внутри области моделирования задается конфигурация контрастных сред и их теплофизические свойства: теплопроводность  $a$  ( $m^2/c$ ), теплопроводность  $k$  ( $Вт/(м·К)$ ) и норми-

Свита/Параметр	Граничная сейсмическая скорость, км/с	Температуропроводность $a \cdot 10^{-7}$ , $m^2/c$	Теплопроводность, $k$ , $Вт/(м·К)$	Теплогенерация (норм.), $Fi \cdot 10^{13} K/c$
Неконсолидированные осадки	<3,7	3,0	1,3	-
Консолидированные мезозойско-кайнозойские терригенные осадки		3,5	1,5	-
Карбонатные палеозойские осадки	4,7	3,8	1,9	1,5
Граниты	Верх. часть	6,0	5,0	5,52
	нижн. часть	6,5	5,0	3,5
Базальты, породы коромантской смеси	>6,5	7,0	2,9	-
Коровые ультрабазиты	-	8,0	3,0	-
Мантийные ультрабазиты	-	10,0	3,2	-

Табл. 1. Теплофизические параметры, принятые для моделирования геотермического поля в земной коре.

рованная плотность тепловых источников  $Q/(c \cdot \rho)$  (К/с). В расчетной части комплекса задаются линейные размеры области моделирования ( $Lx$  и  $Lz$ , в км), которые определяют линейные размеры узла ( $Lx/41$  и  $Lz/41$ ), а также временной интервал дискретизации решения (в млн лет). Временной шаг итерационного процесса автоматически выбирается программой и рассчитывается как  $\tau = 10^{-7} \cdot (Z^2/4a)$ , где  $Z$  – толщина области моделирования.

В результате численного решения уравнения теплопроводности:

$$(k_x \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + k_z \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}) + A(x, z) = c \rho \frac{\partial T}{\partial \tau}, \quad (1)$$

где  $k$ ,  $c$ ,  $\rho$  – соответственно, теплопроводность, теплоемкость и плотность слоев литосферы,  $A(x, z)$  – плотность источников тепла в слое,  $\tau$  – время, мы получаем распределение температур и тепловых потоков  $q(z)$  и  $q(x)$  для принятой теплофизической среды в конечный момент временного этапа дискретизации. Полученный файл переименовывается в файл начальных  $T$ , и на следующем этапе начинается расчет с конечного момента предыдущего этапа. Возможность дискретизации решения удобна, если есть необходимость изменить теплофизическую среду в связи со структурно-вещественными перестройками геологического разреза, задать распределение новых источников и стоков тепла, а также просмотреть результаты расчета палеотемпературного поля. Если в модели требуется задать тепломассоперенос, то его можно имитировать установкой граничных температур и/или адиабатического градиента в интервале глубин, на которые распространяется конвекция.

Для каждого профиля задается краевая температура на верхней границе в соответствии с метеорологическими данными, и тепловой поток – на нижней границе ( $q_{zp}$ ), соответствующий измеренному в ближайших скважинах ( $q_{набл}$ ) за вычетом потока, генерируемого в слое земной коры выше нижней границы области моделирования при спонтанном распаде долгоживущих радионуклидов ( $q_p$ ), т.е.

$$q_{zp} = q_{набл} - q_p$$

Последний рассчитывается на основании сейсмической информации о мощности слоя ( $z_p$ ) и его составе, а также из общепринятых величин удельной теплогенерации ( $A(x, z)$ ) для соответствующего типа пород:  $(q_p)_i = A(x, z) \cdot z_i$  (Смыслов и др., 1979). Точность расчетов оценивается по двум критериям: по совпадению модельного и измеренного в скважинах теплового потока; по совпадению температур на пересечении профилей.

Построение трехмерной региональной геотермической модели производится с помощью пакета «TECPLOT v.7.0» (Amtec Engineering Inc.), который позволяет провести объемную интерполяцию наблюдаемого поля (в нашем случае температуры, теплового потока, а также структурных сейсмотомографических границ) в координатах: широта-долгота-глубина. Для подготовки файлов данных в формате «TECPLOT v.7.0» мы написали специальную программу, которая при задании координат начала и конца профиля, а также интервала разбиения по глубине производит трансформацию текстового файла, содержащего результаты термического моделирования, в формат базы данных «TECPLOT». Программа предусматривает трехмерную интерполяцию по сетке любой конфигурации. В большинстве случаев используется неравномерная сетка, «привязанная» к простиранию сейсмических профилей, вдоль которых выполнялись двумерные расчеты глубинных темпе-

ратур. Таким образом, уравнение (1) дополняется третьей недостающей производной ( $k_y \frac{\partial^2 T}{\partial y^2}$ ) и «превращается» в трехмерное уравнение теплопроводности. Результаты расчета температурного поля с помощью интерполяционного приближения будут отличаться от результатов, получаемых с помощью решения прямой задачи для трехмерной среды, только на величину искажений, обусловленных пертурбацией теплового потока вдоль оси  $Y$ . Многолетний опыт двумерного термического моделирования показывает, что эта величина ничтожно мала. Например, для типичного осадочного бассейна тепловой поток вдоль  $Y$  составляет не более 0,04 мВт/м<sup>2</sup>, т.е. на три порядка ниже фоновой величины глубинного теплового потока. Следовательно, получение трехмерного распределения температур с помощью объемной интерполяции практически адекватно решению прямой задачи для объемного теплового поля.

В этой статье приведены результаты термотомографического моделирования по двум крупнейшим нефтегазовым провинциям Северной Евразии: Западно-Арктическому шельфовому бассейну и Прикаспийской впадине.

### Термотомография Арктического бассейна

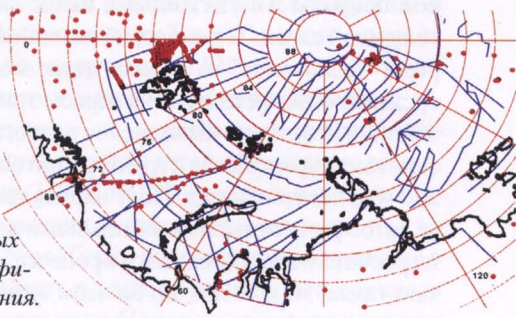
Геолого-экономическое значение акваторий Арктических морей определяется существующими большими нефтегазовыми ресурсами шельфовых осадочных бассейнов и будет возрастать по мере освоения уже открытых и выявления новых месторождений. В условиях ограниченности инвестиционных ресурсов для проведения дорогостоящих геолого-геофизических исследований на шельфе практическое значение приобретают относительно недорогие методы косвенной оценки перспектив нефтегазоносности на базе уже имеющихся геолого-геофизических данных.

Термотомографическое отображение земной коры на основе трехмерного геотермического моделирования – один из таких методов. Построение объемных моделей распределения температур и тепловых потоков позволяет получить карты-срезы геотермического поля на любой глубине и таким образом определить уровень, на котором существуют условия для капагенетического преобразования углеводородов, т.е. позволяют в первом приближении прогнозировать глубину и локализацию размещения месторождений.

Геотермические исследования на шельфе Евразийского бассейна Арктики начались в 70-е годы с измерений погруженными зондами ПТГ-3М в Баренцевом море (Методические..., 1983). Однако эти измерения были сделаны на шельфе при глубинах моря до 300 м и глубине внедрения одноканального зонда в осадки максимально на два метра. Полученные результаты показали ожидаемое очень мощное влияние экзогенных термических полей на глубинный тепловой поток из-за сезонных периодических колебаний температуры дна моря за счет инсоляции, а также придонных течений с большим дебитом, приносящих массы воды с контрастной относительно фоновой  $T$ . Особенно это заметно в южной части моря, где проявляется влияние Нордкапского теплового течения. В связи с этим, зондовые измерения не позволяли получить кондиционные оценки фонового глубинного теплового потока, т.к. диапазон измеренных значений был очень велик – от 0 до более 500 мВт/м<sup>2</sup>, и неадекватно отражал распределение глубинных термических источников.

Начавшаяся в 80-е годы интенсивная разведка нефтегазовых месторождений на шельфе сопровождалась бурением на акватории и на островах глубоких скважин, в которых

Рис. 1. Схема расположения сейсмических геотраверсов (синие линии) и точек теплового потока (красные кружки) в Евразийском секторе Арктики, использованных для термотомографического моделирования.



проводились каротажные исследования, в том числе и термокартаж. К этому времени относятся и первые скважинные измерения теплового потока в южной части Карского моря. Их обработка позволила оценить значения градиентов температуры, а теплофизические исследования керна скважин – теплопроводность пород. Таким образом, были получены первые кондиционные измерения  $q$  в регионе (Цыбуля, Левашкевич, 1992). Но геотермические измерения для такой обширной территории были редки и не позволяли составить картину распределения  $T$  и  $q$ , а тем более, рассчитать глубинные температуры в литосфере.

Теплофизическая среда, т.е. конфигурация контрастных теплофизических слоев и значения тепло- и теплопроводностей, задавалась на основе соответствующей оцифровки выделенных по сейсмическим данным структурных комплексов вдоль 123 геотраверсов (Рис. 1). В качестве крайних условий на нижней границе профилей использовались значения теплового потока, измеренного в глубоких скважинах. В Баренцевом море 67 скважин, где проводились кондиционные определения  $q$ , были расположены так, что хотя бы одна скважина находилась в полосе каждого из профилей ГСЗ (ШГСП, МОВ-ОГТ). В Карском море 3 скважины в южной части моря лежат в зоне самого длинного из профилей. При расчете использовались значения теплофизических свойств слоев коры, адекватные установленным граничным скоростям (табл. 1).

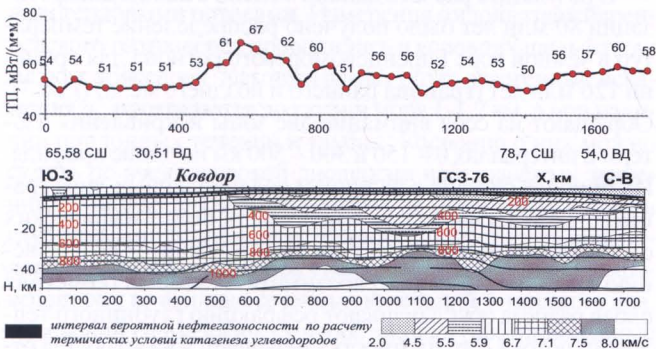


Рис. 2. Сейсмотомографический и температурный разрезы по профилям «Ковдор» и «ГСЗ-76», сверху – профиль  $q$ .

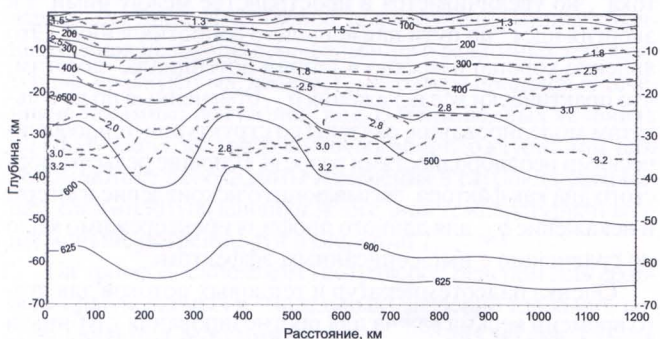


Рис. 3. Температурный разрез ( $^{\circ}\text{C}$ , сплошные линии) и распределение теплопроводности ( $\text{Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$ , пунктир) вдоль профиля ГСЗ-76 для времени 120 млн лет назад.

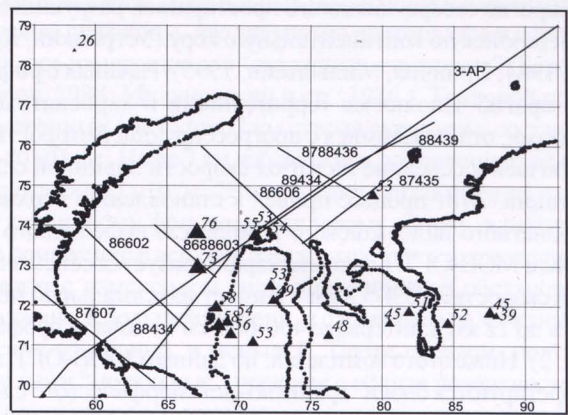


Рис. 4. Схема расположения профилей МОВ-ОГТ, их номера и точки измерений теплового потока в Карском регионе (размер треугольников пропорционален величине  $q$ ,  $\text{мВт}/\text{м}^2$ ).

ватные установленным граничным скоростям (табл. 1). Начальные условия при расчете температур на большинстве профилей задавались для времени 60 млн лет назад. В это время, как показано в работах по палеотектоническим реконструкциям Баренцевоморского бассейна (Верба, Шаров, 1988; Устрицкий, Храмов, 1984), уже сформировалась современная структура коры, поэтому эволюция теплового поля во времени, если она и наблюдалась, связана не с перестройкой структурно-теплофизических элементов, а с релаксацией начальных термических неоднородностей.

При такой постановке граничных условий температуры внутри области моделирования быстро приходят к стационарному состоянию, которое априорно было принято как критерий корректности расчетов. Продолжительность временных шагов составляла 10 млн лет. Таким образом, на временном интервале 60 – 0 млн лет проводились шесть контрольных этапов с целью проверки условий стационарности. Моделирование показало, что, начиная с третьего шага, т.е. через 30 млн лет после начала расчета, для всех профилей наблюдалось стационарное тепловое поле<sup>1</sup>.

Начальные условия моделирования принимались для возраста 300 млн лет назад (средний карбон), когда в южной части Баренцева моря сформировался Южный рифтоген-

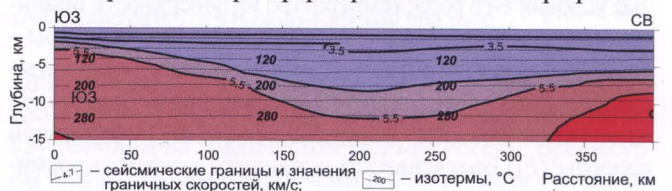


Рис. 5. Сейсмический и геотермический разрезы вдоль профиля 88434 в Карском море.

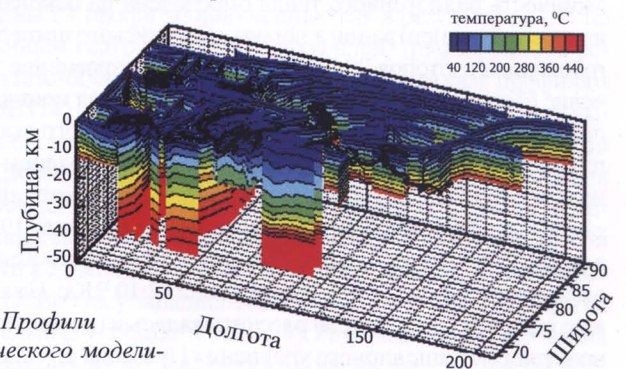


Рис. 6. Профили термического моделирования, размещенные в трехмерном поле.

<sup>1</sup> При последующих расчетах у нас было основание для перехода к временному шагу 20 млн лет.

ный прогиб северо-западного простирания, разрушивший протерозойскую континентальную кору (Устрицкий, Храмов, 1984; Эринчик, Мильштейн, 1995). Начиная с рифея, этот прогиб заполнялся терригенными и карбонатными осадками, отлагавшимися с прогрессирующей скоростью, достигшей к середине палеозоя скорости лавинной седиментации. Этот процесс привел к становлению верхнего карбонатного палеозойского комплекса, выделенного по данным МОВ-ОГТ. Комплекс характеризуется сейсмическими скоростями 5,4-5,8 км/с и имеет максимальную мощность до 12 км в интервале 450-600 км от начала профиля (рис. 2). Ниже этого комплекса, по данным МОВ-ОГТ, интерпретируются блоки «гранитно-метаморфического слоя» с пластовыми скоростями 6,0-6,5 км/с и мощностью 22-23 км, которые отождествляются с гранитоидами и вмещающими их породами архея-нижнего протерозоя Балтийского щита. Этот слой резко уменьшается в мощности в 500-600 км от побережья Кольского п-ва, где разрез коры уже имеет субокеанический облик. Постепенно в северо-восточном направлении, судя по сейсмическому разрезу, увеличивается доля базальтов и гипербазитов и мощность терригенных мезозойско-кайнозойских осадков. Толщина коры уменьшается с юга на север от 40 до 35 км (Поселов и др., 1996). Мощность литосферы по сейсмике не определена, но из теоретических соображений и по аналогии с другими зонами перехода от континентальной к океанической коре можно предположить, что в южной части профиля она составляла 150 км, а севернее уменьшалась до 100-120 км.

В термической модели для этого времени был принят разрез литосферы, состоящий из 4 теплофизических слоев (Подгорных, Хуторской, 1998): нижний слой – «верхняя мантия» с  $a = 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$  и  $k = 3,2 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$ , мощностью ( $\Delta Z$ ) 100 км. Выше залегал слой «коро-мантийной смеси», или нижней коры (?):  $\Delta Z = 15 \text{ км}$ ;  $a = 8 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$  и  $k = 2,9 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$ . Гранитно-метаморфический слой имел  $a = 5 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$  и  $k = 2,5 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$ . Такие значения характерны для данных пород и традиционно принимаются в термических моделях. Самый верхний слой, карбонатные консолидированные осадки, имел  $a = 4 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$  и  $k = 2,3 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$ . Задавались граничные условия 1-го рода: температура на поверхности принималась  $1^\circ\text{C}$  ( $T$  придонной воды), а на подошве литосферы –  $1250^\circ\text{C}$ . Внутри гранитно-метаморфического слоя учитывалось тепловыделение радиогенной природы, а в мантии для соответствующего интервала профиля – рифтогенной природы<sup>2</sup> ( $Fi$ ). Интенсивность источников задавалась нормированной по величине ( $c \cdot c$ ) вещества, т.е.  $Fi = Q/(c \cdot \rho)$ , где  $Q$  – интенсивность тепловыделения в единице объема ( $\text{Вт}/\text{м}^3$ ). Мощность радиогенного тепла определена на основании измерений концентрации в породах Балтийского щита долгоживущих изотопов  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  и  $^{40}\text{K}$ , ее нормированное значение  $Fi$  составляло  $3,5 \cdot 10^{-13} \text{ К}/\text{с}$ . Нормированная мощность источника рифтогенной природы (астеносферного выступа) рассчитывалась из предположения, что в позднем палеозое она была такой же, как в современных континентальных рифтах, например, в Байкале (Зорин, Осокина, 1981), в рифте Рио-Гранде (Crough, Thompson, 1976) или в Кенийской зоне (Fairhead, 1976), и составляла  $12 \cdot 10^{-13} \text{ К}/\text{с}$ . Начальные температуры в модели рассчитывались из решения одномерного стационарного уравнения Пуассона для слоистой модели с внутренними источниками только радиоген-

<sup>2</sup> Форма аномального термического источника рифтогенной природы ассоциировалась с астеносферным выступом (астенолитом)

ной природы и с указанными выше характеристиками и толщиной слоев. Термический источник рифтогенной природы «включался» на первом этапе моделирования. Шаг временной дискретизации на первом этапе составлял 50 млн лет, т.е. в результате выполнения первого шага была зафиксирована термическая структура литосферы для времени 250 млн лет тому назад. Полученные температуры в разрезе литосферы считались начальными для следующего этапа расчета нестационарного процесса, продолжительность также 50 млн лет, но на этом этапе был «выключен» источник рифтогенной природы, т.к. время жизни континентальных рифтовых систем не превышает 40 млн лет (Милановский, 1976), а вероятнее всего – меньше 30 млн лет. После второго шага модель отражала термический режим для 200 млн лет назад (граница среднего и позднего триаса).

На этом шаге были изменены параметры модели. Если на первых двух шагах разрез включал всю литосферу, то для возраста 200 млн лет нижняя граница разреза была на глубине 70 км (по данным ГСЗ), где задавался тепловой поток, определенный на предыдущем этапе расчета. Он изменялся вдоль профиля от 34 до 40 мВт/м<sup>2</sup>.

На разрезе коры геологическое строение отражено более детально. В модели учитывалась блоковая структура разреза, выраженная в наличии субвертикальных изгибов пластов на контакте пород гранитно-метаморфического комплекса с метаморфизованными осадочными отложениями палеозоя и базальтов с гипербазитами в юго-западной части профиля (интервал 100-200 км) (рис.3). Эти блоки контактируют по разломным или флексурным зонам, возникшим, судя по возрасту осадочных пород, не позже среднего палеозоя. Такой возраст дислокаций позволяет предположить отсутствие в них современных проницаемых зон, по которым осуществляется тепломассоперенос, поэтому разломы и флексуры моделировались только как границы контрастных теплофизических сред.

В результате расчета данной модели с шагом дискретизации 80 млн лет было получено распределение температур в земной коре Баренцевоморского региона для времени 120 млн лет (граница раннего и позднего мела) (Рис.3). Обращают на себя внимание две зоны искривления изотерм в интервалах 0 – 150 и 300 – 500 км по длине профиля. Их природа связана с наличием изолированных линз гранитно-метаморфических пород среди более мафических слоев. Пониженная теплопроводность гранитов по сравнению с базальтами и ультрабазитами и сложная геометрия слоев разреза обуславливают рефракцию глубинного теплового потока. Его плотность уменьшается на краях тел относительно пониженной  $k$  из-за «обтекания теплового потока», но увеличивается в пространстве между ними, т.к. энергия идет «по пути наименьшего сопротивления». Это явление хорошо известно в теории потенциала. Заметим, что практически все искажения  $q_{zn}$ , отмеченные по результатам моделирования, связаны со структурно-теплофизическими неоднородностями разреза. Влияние рельефа морского дна как фактора, вызывающего искривление изотерм и искажение  $q_{zn}$  для данного профиля пренебрежимо мало по сравнению с вышеописанным эффектом.

Оценка палеотемператур и тепловых потоков для этого времени весьма важна для прогнозирования глубины и конфигурации слоя нефтегазоаккумуляции, т.к. возраст нефтей в южной части Баренцева моря оценивается как позднерурский-раннемеловой.

Следующий временной шаг рассчитан для возраста 60 млн лет (эоцен). Распределение  $T$  и  $q$  для этого времени близко к тому, которое получено для 120 млн лет. Это говорит о том, что геотермическое поле становится квазистационарным, т.е. динамика его изменения во времени прекращается. Положение изотерм катагенетического температурного интервала (110° и 160°C) осталось на той же глубине, что и для предыдущего временного шага, т.е. от 4 до 5,5 км и от 4,5 до 6,5 км. Таким образом, приблизительно в конце позднего мезозоя в данном регионе установилось стационарное тепловое поле. На это же время указывают и геологические данные (Верба, Шаров, 1998), свидетельствующие о том, что в юре и позднее, с уходом рифтогенной активности за пределы Баренцево-Карской плиты, на всей ее площади устанавливается пострифтовый этап эволюции.

Современная термическая структура получена для следующего временного шага (0 млн лет). Профиль рассчитанного теплового потока на поверхности повторяет изгиб изотерм (рис.2). Он достигает максимальных значений 65-67 мВт/м<sup>2</sup> и приурочен к выступам гранитно-метаморфических пород, кровля которых по сейсмическим данным расположена на глубине 4-6 км под поверхностью дна. Полученный фоновый тепловой поток составил 54 мВт/м<sup>2</sup>. Это значение оценивается путем осреднения рассчитанных по профилю  $q$  (Хуторской, 1996).

В пределах всего профиля не наблюдается тренда теплового потока. Он практически постоянный, за исключением двух зон, указанных выше. Однако, в работе (Цыбуля, Левашкевич, 1992) отмечается существование тренда теплового потока, который возрастает в северном направлении. Очевидно, в данном случае сделан поспешный вывод о закономерностях распределения теплового потока на основании анализа измеренных значений, искаженных поверхностными термическими воздействиями.

Здесь уместно прокомментировать расхождение между наблюдаемым (в среднем, 65-75 мВт/м<sup>2</sup>) и рассчитанным тепловыми потоками. Измерения  $q$  вдоль трансбаренцевского геотраверса проводились в условиях шельфа или мелких абиссалий. Как показывает опыт, экзогенные искажения  $q_{из}$  проявляются до глубин моря 1-1,2 км, а при наличии придонных течений и глубже. Косвенно о них можно судить по очень высокой дисперсии наблюдаемых значений  $q$  – от 0 до 594 мВт/м<sup>2</sup>, которая не может быть вызвана глубинными тепловыми источниками, и остается предположить наличие экзогенных искажающих факторов, выражающихся во влиянии сезонных колебаний  $T$  морского дна, изменений гидрологической обстановки (нестационарные придонные течения), вековых температурных колебаний (палеоклиматическое влияние). Об этих факторах мы можем судить лишь качественно, для получения количественных оценок необходима информация о режимных температурных наблюдениях, дебите, температуре придонных течений и динамике подземных вод. В мелководных условиях для получения достоверной информации о глубинном тепловом потоке необходимы измерения в глубоких скважинах, где амплитуда влияния экзогенной температурной волны меньше погрешности измерений  $T$ .

На трансбаренцевском геотраверсе репером для сравнения наблюдаемых и “модельных” значений теплового потока являются геотермические измерения по скв. СГ-3 в Печенгской мульде и по скважинам на островах Баренцева моря. Измерение в СГ-3 проведено высокоточной аппара-

турой в условиях равновесных (выстоявшихся) температур в стволе скважины, неоднократно повторялось и сопровождалось измерениями в “скважинах-спутниках” (Березин, Попов, 1988; Милановский и др., 1986). Тепловой поток, измеренный в верхних 7 км ствола скважины, составляет 38-40 мВт/м<sup>2</sup>. Ниже 7 км наблюдается постепенное увеличение  $q$  до 50-55 мВт/м<sup>2</sup>. Эти значения считаются адекватными глубинному фоновому тепловому потоку, а некоторое его понижение в верхней части разреза исследователи связывают с изменением гидродинамической обстановки в скважине, в большей степени, и с влиянием палеоклиматических колебаний, в меньшей. Таким образом, полученные нами “модельные” значения  $q$  вблизи поверхности хорошо согласуются с оценками фонового теплового потока в скв. СГ-3. Заметим, что подобные же величины потока характеризуют весь клин континентальной коры. Совпадение  $q_{мод.}$  и  $q_{изм.}$  отмечается также для скважин на о-ве Колгуев, где в скв. Бугринская и Песчаноозерская-3 получены  $q = 44-48$  мВт/м<sup>2</sup>, а в скв. Песчаноозерская-1 – 52 мВт/м<sup>2</sup> (Цыбуля, Левашкевич, 1992). Хотя эти скважины лежат вне профиля наших исследований, полученные данные говорят о правильной оценке фонового теплового потока.

Строение Южно-Карской впадины изучено сейсмическими работами МОВ и МПВ, а также гравимагнитными методами. Впадина представляет собой рифтогенный бассейн мезозойского возраста с заметно утоненной континентальной корой (до 26-30 км) и резко дифференцированной структурой поверхности фундамента. Крупнейшие разломы имеют явно выраженный листрический облик, а амплитуда смещений по ним достигает 3-6 км (Боголепов и др., 2000). Основные тектонические элементы рифтовой системы сформированы в результате последовательного отрыва крупных клиновидных блоков и пластин консолидированной коры по зонам разломов, выполаживающимся и затухающим в нижнекоревом слое. Растяжение земной коры в Южно-Карской впадине составляет около 20%, что близко к значениям растяжения в рифтогенных Восточно-Баренцевском прогибе и Североморской впадине. Геодинамический режим растяжения всегда сопровождается повышением температур и теплового потока. Именно такой характер геотермического поля наблюдается нами в Южно-Карской впадине.

Южно-Карский седиментационный бассейн, являющийся подводным замыканием Западно-Сибирского мегабассейна, по углеводородному потенциалу является крупнейшим на арктическом шельфе России. Все ресурсы углеводородов приурочены к мезозойским отложениям и представлены в основном газом.

Для описания структуры коры в Карском море использованы 24 профиля, полученные как в результате ГСП по длинным геотраверсам (10 профилей) (рис.1), так и в результате обработки информации по коротким профилям МОВ (14) (Поселов и др., 1996). Вдоль каждого из них выполнен расчет глубинных температур с помощью пакета «TERM-GRAF». В качестве нижнего граничного условия задавался тепловой поток, измеренный в нескольких разведочных скважинах на акватории: 73-76 мВт/м<sup>2</sup> – в западной части и 53 мВт/м<sup>2</sup> – в восточной, западнее арх. Арктического Института, у западного побережья п-ва Ямал (54-58) и на о. Белый (54-59 мВт/м<sup>2</sup>) (Рис. 4). Результаты моделирования по одному из профилей показаны на рис. 5. При расчете использовались значения теплофизических свойств слоев коры, адекватные граничным скоростям (табл.1).

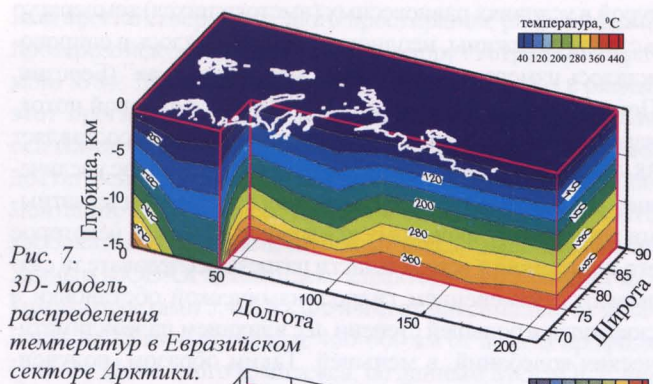


Рис. 7. 3D-модель распределения температур в Евразийском секторе Арктики.

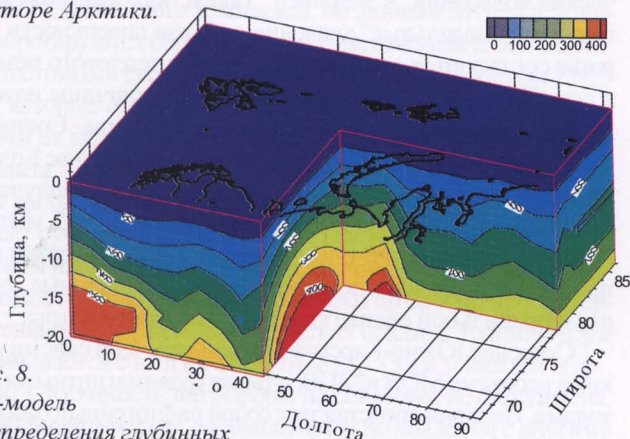


Рис. 8. 3D-модель распределения глубинных температур в Баренцево-Карском регионе.

Современные знания о геологии шельфа моря Лаптевых основаны на многоканальных сейсмических исследованиях, которые проводились силами Морской Арктической геологической экспедиции (МАГЭ) в 1986-1990 гг., Московской Лабораторией региональной геодинамики (ЛАР-ГЕ) в 1989 г. и совместной Российско-Германской экспедицией в 1993-1994 гг. Эти данные позволили проследить структуру рифтовой системы Хребта Гаккеля в осадочном чехле шельфа и разработать сеймостратиграфическую схему для моря Лаптевых и северо-западной части Восточно-Сибирского моря. В шельфовой части этих морей не проводились измерения теплового потока. При моделировании в шельфовой части моря Лаптевых принимались фоновые значения  $q$  для Карского моря. В Северном Ледовитом океане на траверсе моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря имеются измерения теплового потока, выполненные погружными термоградиентографами с дрейфующих льдов на Хребтах Гаккеля и Ломоносова (Любимова и др., 1973).

По своей тектонической структуре Западно-Арктический регион является типичной мозаичной областью, что не позволяет для него остановиться на методике двухмерного геотермического моделирования, которое по сравнению с трехмерной моделью с теми же параметрами и геометрией дает априорную систематическую погрешность в 10–15%. В связи с этим полученные результаты расчета глубинных температур не распространяются за пределы створа профиля. Чтобы перейти к трехмерной модели, все профильные створы помещаются на единый трехмерный плот (Рис. 6) в координатах: «широта – долгота – глубина».

Точность расчетов оценивалась по двум критериям: во-первых, по совпадению модельного и измеренного теплового потока; во-вторых, по совпадению температур на пересечении профилей. Метод наименьших квадратов, примененный для оценки погрешности глубины нахождения изотерм в створе пересечения профилей, показал, что она составляет  $\pm 150$  м, что при средней глубине расчета температур 30 км составляет относительную погрешность 0,5%.

С помощью объемной интерполяции программы «ТЕСПЛОТ» мы получили трехмерную картину распределения температур и теплового потока на всю глубину исследования (до 35 км) для всего региона (Рис. 7).

Наибольшие значения геотермических градиентов наблюдаются в юго-восточной и восточной частях Баренцева моря, прилегающих к Канину п-ову, о-ву Колгуев и арх. Новая Земля, а также в Южно-Карской впадине (Рис. 1), что вызывает появление  $T$  аномалий на срезах. Аномалии температуры относительно фоновых значений меняются от  $+20$  °C на глубине 3 км (при фоновых  $T_{\phi} = 90 - 100$  °C) до  $+40$  °C на гл. 5 км ( $T_{\phi} = 125 - 140$  °C). Однако они связаны не с высоким глубинным тепловым потоком в этом районе, а с пониженной теплопроводностью разреза, т.к. в сторону континента увеличивается мощность сравнительно низкотеплопроводного гранитно-метаморфического слоя. Тем не менее, юго-восточная и восточная части Баренцева моря характеризуются подъемом изотермических поверхностей, в том числе и тех, которые контролируют температурный интервал катагенеза углеводородного вещества. С этим, по-видимому, связана приуроченность открытых нефтегазовых месторождений именно к «температурному куполу» на юго-востоке и востоке моря, что хорошо видно на рис. 8 и 9.

По-видимому, сходная ситуация существует и в Карском море – термический купол Южно-Карской впадины пространственно совпадает с локализацией крупнейших

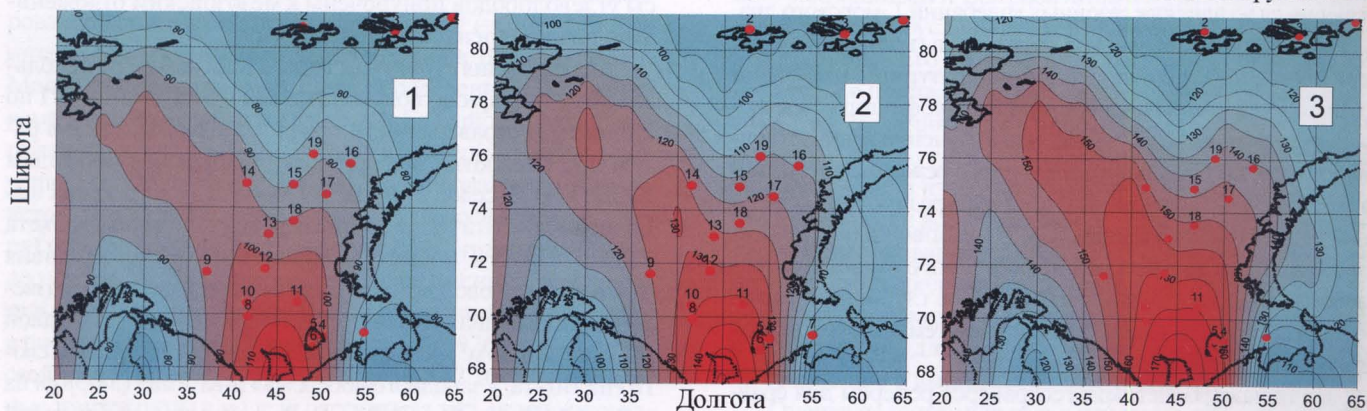


Рис. 9. Температурные карты-срезы на глубине 3 км (1), 4 км (2) и 5 км (3) в Баренцевом море (красными точками показано расположение открытых месторождений углеводородов). Скважины: 1 - Северная, 2 - Нагурская, 3 - Хейса, 4 - Песчаноозерная (нефть), 5 - Ижимко-Таркская (нефть), 6 - Бугринская (газ), 7 - Северо-Гуляевская (нефть + газ), 8 - Мурманская (газ), 9 - Северо-Кильдинская (газ), 10 - Северо-Мурманская (газ), 11 - Куренцовская (нефть), 12 - Арктическая, 13 - Штокмановская-1 (газ + конден.), 14 - Ферсмановская, 15 - Лудловская-1 (газ), 16 - Адмиралтейская, 17 - Крестовая, 18 - Ледовая (газ), 19 - Луническая.

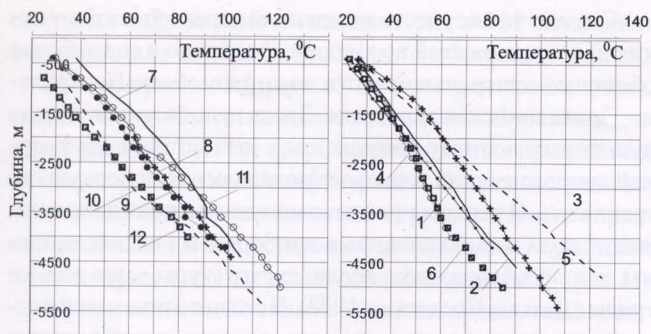


Рис. 10. Термограммы некоторых глубоких скважин в Прикаспийской впадине: 1 – Блаксай-89п; 2 – Каратюбе-34; 3 – Каратюбе-35; 4 – Кумсай-2; 5 – Бишкжал-СГ2; 6 – Курсай-4; 7 – Терескей-1п; 8 – Тепловская-1п; 9 – Зап.-Тепловская-2п; 10 – Ташлинская-25п; 11 – Аралсорская-СГ1; 12 – Хобдинская-1.

месторождений углеводородов – Русановским и Ленинградским месторождениями ( $q_{изм} = 73$  и  $76$  мВт/м<sup>2</sup>) (рис. 4, 8). Анализируя трехмерную температурную модель, можно видеть подъем изотерм на всем интервале глубин (до 15 км) в Южно-Карской впадине, что свидетельствует о существовании аномалии теплового потока, протягивающейся вдоль меридиана 66° в.д., от центра Байдарачьей губы на север. Температура на срезах 3, 4 и 5 км уменьшается от указанного меридиана в восточном направлении на относительную величину 10°C, и на меридиане 70° в.д., в районе Белоостровской впадины изотермы уже лежат горизонтально, что характеризует фоновый геотермический режим. Среднее значение  $q$  на Ямале составляет 53 мВт/м<sup>2</sup>, что заметно ниже теплового потока на акватории Южно-Карской впадины.

Подъем изотерм, формирующих «термический купол», выявлен и в Море Лаптевых. Пространственно он приурочен к району акватории между о. Столбовой и устьем р. Яна (Рис. 7). Применяя ту же аналогию, что и для юго-восточной части Баренцева и южной части Карского морей, можно предположить, что южный сектор Моря Лаптевых является наиболее перспективным регионом для проведения геолого-разведочных работ на углеводороды.

Трехмерное геотермическое моделирование позволяет прогнозировать глубину поверхностей, ограничивающих интервал возможного нахождения залежей, и этим оно отличается от двумерного. Особенно сильные различия в оценке перспектив нефтегазоносности по геотермическим данным могут быть в случае изометричных, а не линейных структур. При изометричности, характерной для осадочных бассейнов Западно-Арктического региона, оценки глубин нахождения катагенетических температур по двумерной модели дают значения относительного расхождения с оценками по трехмерной модели на 10–15%. Это не требует специальных доказательств, т.к. хорошо известно из классических работ по теории теплопроводности (Карслоу, Егер, 1964).

На шельфе Западно-Арктических морей выявляется единая тенденция приуроченности крупных месторождений углеводородов к зонам повышенного термического потенциала. Этот факт можно использовать как дополнительный признак при поисково-разведочных работах на шельфе.

### Термотомография Прикаспийского солянокупольного бассейна

Прикаспийская впадина традиционно выделяется в границах солянокупольной области. Ее северо-западным ограничением служит предкунгурской тектоно-седимента-

ционный уступ высотой до 1500 м, который непрерывно протягивается в субмеридиональном направлении от г. Котельниково на юге до Саратова на севере, а далее резко поворачивает на восток, проходя по широте Уральска до Оренбурга. С востока впадина ограничена складчатыми структурами Урала, с юго-востока – Южно-Эмбинским палеозойским приразломным поднятием и с юго-запада – Донбасс-Туаркырской системой инверсионных поднятий (Волож и др., 1998). В этих границах Прикаспийская впадина оформилась как замкнутый бассейн только к концу ранней перми, когда были образованы орогенный пояс Урала на ее восточных границах и инверсионное поднятие на месте Донбасс-Туаркырской рифтовой системы.

Особенностью строения осадочного чехла Прикаспийской впадины является присутствие в разрезе эвапоритов кунгурского яруса перми, имеющих форму куполов и штоков вследствие тектонической и гравитационной неустойчивости. Они представлены в основном каменной солью с редкими включениями сульфатов и прослоями аргиллитов, песчаников и ангидритов. Углы падения пород меняются от нескольких градусов до 75°, что связано с пластическим перемещением соли из межкупольных зон в ядра соляных массивов. Купола прорывают или часть верхнепермских отложений, или все полностью. В одних случаях из-за прекращения роста куполов вышележащие мезозой-

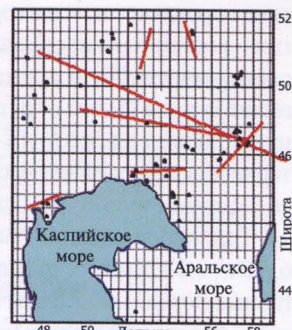


Рис. 11. Расположение скважин с термометрическими данными и профилей ГСЗ (МОВ-ОГТ) в Прикаспийской впадине.

Рис. 12. Трехмерный плот. Показаны скважины (вертикальные линии) и фактическое распределение температур (°C) в Прикаспийской впадине.

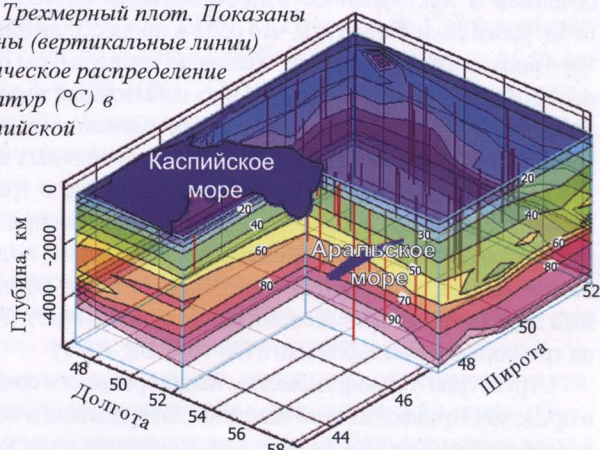
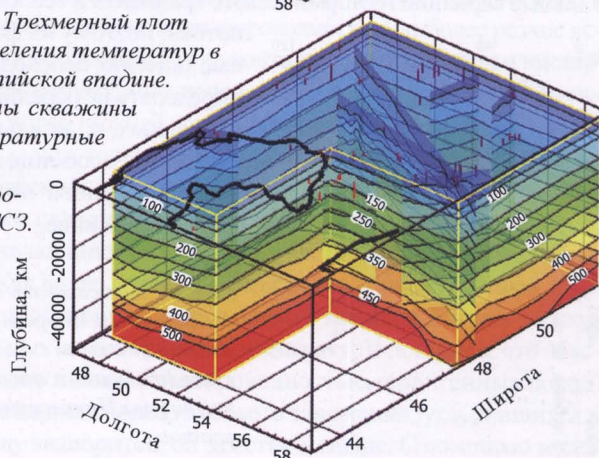


Рис. 13. Трехмерный плот распределения температур в Прикаспийской впадине. Показаны скважины и температурные разрезы вдоль профилей ГСЗ.



ские породы остаются в горизонтальном залегании, в других – рост продолжается и образуется наклон надсолевых слоев, зависящий от времени и скорости подъема соли. В плане купола имеют округлую, эллиптическую, удлиненную или звездообразную форму. Округлая форма характерна для центральной части впадины, а удлиненная – для ее бортовых зон (Журавлев, 1972).

Теплопроводность каменной соли очень высока: 5,5 - 6,5 Вт/(м·К), значительно превышает  $k$  вмещающих терригенных пород: 1,6 - 2 Вт/(м·К). Такой резкий контраст теплопроводности при крутых углах наклона границ раздела сред обуславливает сильное перераспределение глубинного теплового потока. Рефракция теплового потока – это главная причина неоднородности теплового поля в Прикаспийской впадине. Эмпирические данные показывают, что положительные аномалии  $q$  над соляными куполами создаются в основном за счет структурно-геологических неоднородностей и присутствия «тепловодов» – толщ каменной соли.

Оценим другие возможные причины появления аномалий: генерацию тепла за счет радиоактивного распада и экзотермических реакций, выделение тепла при трении и за счет теплопереноса при галокинезе. Если бы генерация радиогенного тепла была господствующим фактором, то в межкупольных зонах, где в терригенных породах выше содержание долгоживущих изотопов по сравнению с каменной солью, тепловой поток тоже был бы выше, что не подтверждается измерениями. Экзотермические реакции в данном разрезе маловероятны, скорее наоборот, должны превалировать эндотермические процессы, в частности, растворение галита (Зверев, 1974).

Возможную роль фрикционного тепла и теплопереноса можно оценить при решении задачи об остывании горизонтального кругового цилиндра с поперечным сечением и теплофизическими свойствами соляного купола. Даже если допустить, что соль в процессе интенсивного подъема разогрелась от трения до температуры плавления (800°C), то через 3 млн лет весь избыточный тепловой поток выделится, и соль будет иметь сегодняшнюю температуру. Но, как известно, интенсивный рост соляных куполов в Прикаспийской впадине закончился еще в триасе. Можно также определить, что стационарное распределение температур после теплопереноса солью, поднявшейся на 3 км, установится через 3 млн лет, или абсолютный дополнительный теплоток составит 0,04 мВт/м<sup>2</sup>, т.е. на три порядка ниже фонового (Хуторской, 1979).

Структурно-теплофизические неоднородности создают в пределах Прикаспийской впадины латеральные и вертикальные вариации геотермического градиента и теплового потока, поэтому их фоновые значения необходимо определять не осреднением данных, а детальным анализом особенностей температурного поля в каждой скважине.

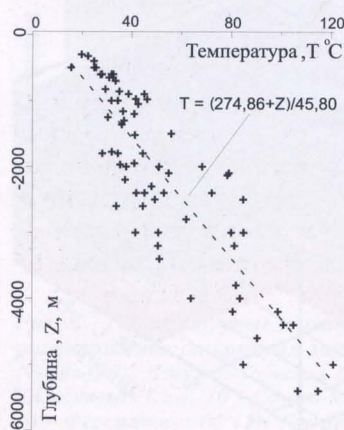


Рис. 14. Зависимость призабойной температуры от глубины забоя скважин в центральной и восточной частях Прикаспийской впадины.

Следует также учесть мозаичный характер тектонических неоднородностей во впадине, особенно в ее наиболее обширной центральной части, выделяемой как Центрально-Прикаспийская депрессия. Здесь купола имеют округлую форму, поэтому применение к ним методов двухмерной аппроксимации теплового поля вносит априорную погрешность. В первом приближении двухмерная аппроксимация поля возможна лишь в прибортовых частях впадины, где преобладающие соляные структуры – это валы и гряды (Дальян, Посадская, 1972). В связи с этим, мы применили методы трехмерного моделирования и отображения геотермического поля для всей территории Прикаспийской впадины. Основой для построения трехмерной картины распределения температур явились данные о термометрии скважин, проводившиеся как во время производственного термокаротажа, так и в ходе специальных исследований.

Информация о температурах в скважинах Прикаспийской впадины начала накапливаться еще в довоенные годы при разведке Южно-Эмбинской нефтеносной провинции. Здесь, на месторождениях Доссор, Таскудук, Макат, Сагиз и др. были пробурены скважины, в которых в 1938-1940 гг. были получены первые оценки температур на глубинах до 2 км. Первые обобщения этих данных позволили сделать вывод о неоднородности геотермических градиентов и о приуроченности повышенных их значений к антиклинальным, а пониженных – к синклинальным структурам (Ковнер, 1941). Несколько позже С.С. Ковнер (1947) дал теоретическое обоснование применению терморазведки для поисков погребенных куполообразных структур.

Несмотря на массовую термометрию скважин Прикаспийской впадины, обобщений таких данных относительно мало. Можно указать на работы И.Б. Дальяна, Ж.С. Сыдыкова (1972) и др. по восточной части впадины (Дальян, Посадская, 1972; Гидрогеотермические..., 1977), В.С. Жеваго (1972) – по центральной и восточной частям впадины, А.В. Дружинина (1961) – по западной части.

Основной объем фактических данных по геотермии региона был собран в период составления Геотермической карты СССР (1972) и находился в архивах Лаборатории геотермии Геологического института АН СССР в виде копий термограмм. Этот материал, а также данные, опубликованные позднее, явились основой для наших исследований.

На первом этапе была сделана географическая привязка скважин, оценено время выстойки скважин после бурения, проведена оцифровка термограмм и составлена база данных с графическим приложением. В результате

Структурно-формационный комплекс	Температуропроводность, $\rho \cdot 10^{-7}$ (м <sup>2</sup> /с)	Теплопроводность, (Вт/(м·К))	Теплогенерация, (мкВт/м <sup>3</sup> )
Надсолевой комплекс терригенных пород	5,0	2,1	1,5
Каменная соль	12,0	5,9	0,4
Подсолевой комплекс терригенных пород	7,0	2,3	1,3
Метаморфический комплекс ( $v_{гр}=6,6$ км/с)	8,0	2,5	1,5
Геофизический гранитный слой	6,0	2,5	1,8
Геофизический базальтовый слой	8,0	2,9	0,3
Эклогиты	10,0	3,2	0
Верхняя мантия	10,0	3,4	0

Табл. 2. Теплофизические параметры, принятые для моделирования геотермического поля.



получена информация о температурах в 115 скважинах региона, в том числе в 16 глубоких (4 и более км) (рис. 10).

Для построения изотерм в 3D геометрии использованы скважины с наиболее надежными данными о глубинных температурах (рис. 11). Трехмерная интерполяция проводилась по сетке произвольной конфигурации. В нашем случае использована неравномерная сетка, «привязанная» к координатам скважин и к простиранию сейсмических профилей, вдоль которых выполнялись двумерные расчеты  $T_{2D}$  (рис. 11).

Из анализа рис. 12 видно явное повышение температуры на глубинных срезах с северо-востока на юго-запад. Так, в восточной части впадины на границе с Мугоджарами,  $T$  на глубине 2 и 3 км составляют, соответственно, 40-45 и 60-65°C, а в районе Южной Эмбы и Мангышлака на тех же глубинах – 55-60 и 70-75°C. Это согласуется с выводом о снижении  $q$  в восточной части Прикаспийской впадины, причиной которого являются нестационарные процессы экранирования глубинного теплового потока, проявившиеся на Южном Урале и в Мугоджарах (Хуторской, 1996).

В том же юго-западном направлении в интервале глубин 0-2 км значения геотермического градиента повышаются с 15 до 40-45 мК/м. Кажется, что уже на глубине 3-4 км величина  $\Gamma$  стабилизируется для всего региона на уровне 20-35 мК/м. Это можно интерпретировать по-разному. Во-первых, это можно объяснить стабильностью мощностей и теплопроводностей терригенных пород межкупольных впадин и подсолевого комплекса. Во-вторых, можно принять точку зрения некоторых исследователей (Kukkonen et al., 1997; Щапов и др., 1997; 2000), указывающих на повышение  $\Gamma$  с глубиной на Южном и Среднем Урале по измерениям в Уральской сверхглубокой скважине СГ-4 на западном крыле Тагильского синклинали. Таким образом, величина геотермического градиента в зоне сочленения Мугоджар и Прикаспийской впадины на глубинах более 3 км становится такой же, как и в центральной части впадины.

Другая трехмерная температурная модель рассчитана для интервала глубин 0-50 км, включающего всю кору (Рис. 13), где мы использовали данные о структуре и пластовых скоростях сейсмических волн вдоль профилей в пределах Прикаспийской впадины (Сейсмические..., 1980; Осадочный..., 1984; Неволин и др., 1993; Булин, Егоркин, 2000).

В соответствии с сейсмическим разрезом определены теплофизические свойства пород (табл. 2). Основными контрастными комплексами в разрезе являются соль и экологиты, если принять, что последние ассоциируются в разрезе Центрально-Прикаспийской депрессии с линзой высокоскоростных пород (7,9-8,1 км/с) мощностью до 10 км на глубинах 40-50 км. При моделировании на нижней границе разреза задавался постоянный  $q = 23$  мВт/м<sup>2</sup>, адекватный измеренному фоновому значению  $q$  в глубоких скважинах этого региона за вычетом радиогенной теплогенерации в земной коре. На верхней границе задавалась постоянная температура «нейтрального слоя», рассчитанная из анализа зависимости забойных  $T$  от глубины скважин  $Z$  (рис. 14). Линейный фитинг данных позволил вывести формулу регрессии:  $T = (274,86 + Z)/45,8$  (Хуторской, Поляк, 2000). При  $Z = 0$ ,  $T = 6^\circ\text{C}$ . Примерно такая температура была реально зафиксирована на «нейтральном слое» (на гл. 20-30 м). С помощью этой формулы также рассчитан средний геотермический градиент в интервале измеренных глубин (21,8 мК/м).

Построение трехмерной матрицы  $T$  основано на объем-

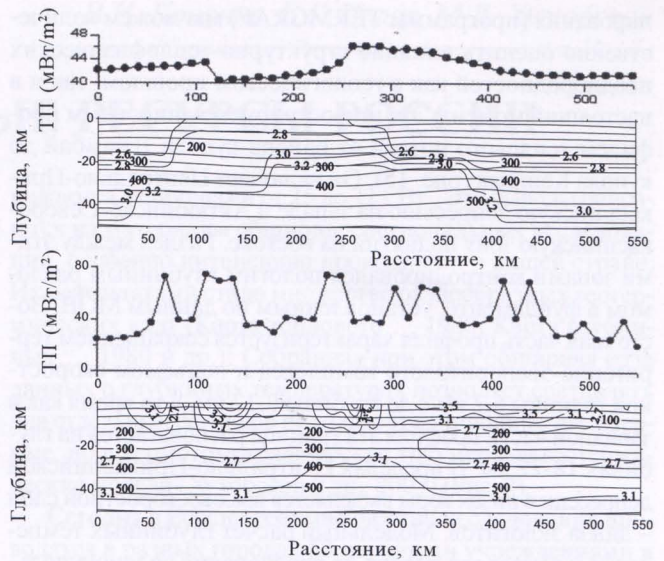


Рис. 15. Распределение температур в литосфере и теплового потока по профилю Джамбай-Кенкикя до образования соляных куполов (для времени 260 Ма) (вверху) и в настоящий момент (внизу). Утолщенные линии - теплопроводность (Вт/(м·К)).

ной интерполяции всех данных, т.е. измерений по скважинам и расчетных данных по сейсмопрофилям. Как показало сравнение эмпирических и расчетных данных для скважин, лежащих на линии профилей или для створов пересечений профилей, неувязка в определении глубины нахождения одноименных изотерм невелика. Она составляет всего  $\pm 50$  м при глубинах до 5 км или  $\pm 150$  м при глубинах до 40 км. Относительная погрешность не превышает 1%.

Температуры в земной коре до глубины 50 км плавно увеличиваются в юго-западном направлении (рис. 13). На границе М в восточной части впадины  $T = 400^\circ\text{C}$ ; такая же, как под складчатыми сооружениями Южного Урала и Мугоджар (Хуторской, 1996), а в Центрально-Прикаспийской депрессии, особенно в районе Южной Эмбы, на М достигается  $T = 450-500^\circ\text{C}$ . От меридиана Мугоджар на запад, изотермы, поднимаясь, образуют купол, вершина которого приурочена к районам Южной Эмбы, сора Мертвый Култук и Северного Мангышлака. Заметим, что отмечавшаяся нами пространственная корреляция температурных куполов и зон промышленной нефтегазоносности в Печорском бассейне Баренцева моря и в Южно-Карской впадине, проявляется и в названных районах Казахстана – это районы интенсивной добычи углеводородного сырья.

В целом, все вариации температур, геотермических градиентов и теплового потока в пределах региона можно объяснить только перераспределением глубинного потока тепла в условиях контраста теплопроводности. Наиболее резкие искажения  $q$  возникают на контакте каменной соли и вмещающих терригенных пород и на контакте экологитов и смежных пород нижней коры. Исключение, по-видимому, можно сделать только для зоны сочленения восточной части Прикаспийской впадины и Мугоджар, где глубинные шарьяжи складчатого пояса создают зоны пониженного  $q$ , проявляющиеся и в соседних частях осадочного бассейна.

Как видно из рис. 14, во всех скважинах глубиной 1-1,5 км, пробуренных в надсолевом комплексе или в межкупольных зонах, градиент температуры повышен, что обусловлено низкой теплопроводностью терригенных пород. В скважинах более глубокого заложения, углубившихся в толщу эвалоритов, он заметно меньше. С помощью моде-

лирования (программы TERMGRAF) мы можем количественно оценить влияние структурно-теплофизических неоднородностей как в геологическом прошлом, так и в настоящий момент. Это иллюстрируется широтным профилем теплового потока от района купола Джамбай до купола Кенкияк (рис. 15). Он включает Центрально-Прикаспийскую депрессию на западе и Актюбинско-Северокаспийскую зону поднятий на востоке. Раздел между этими зонами контролировался пологим глубинным разломом в фундаменте, установленным по данным МОВ. Восточная часть профиля характеризуется сокращением терригенно-эвапоритового комплекса и подъемом скоростной границы 6,2 км/с до глубины 9-12 км, в то время как в западной части профиля эта граница располагается на глубинах 18-22 км. В пределах Центрально-Прикаспийской депрессии в низах коры выделяется высокоскоростной слой – линза эклогитов. Модельный расчет глубинных температур и теплового потока до образования солянокупольных структур (для времени 260 Ма) показывает отсутствие локальных «высокочастотных» искажений теплового поля.

## Выводы

1. Геотермическое поле изометричных или мозаичных областей может быть корректно отражено только в трехмерной геометрии: метод дает возможность оценить изменения теплового поля как по латерали, так и по глубине.

2. Температурные аномалии и аномалии теплового потока формируются за счет неравномерного распределения тепловых источников, а также за счет структурно-теплофизических неоднородностей, обусловленных литолого-фациальным и тектоническим факторами.

3. Термотомографический анализ нефтегазоносных бассейнов показал, что промышленные скопления углеводородов локализируются над зонами подъема изотерм, над «термическими куполами», которые впервые выделены с помощью 3D-моделирования геотермического поля в Баренцевом и Карском морях, в районе Южной Эмбы, на севере Туранской плиты, Мангышлаке и Астраханском своде. В связи с этим, появление «термического купола» в южной части моря Лаптевых позволяет дать прогноз потенциальной нефтегазоносности этой акватории шельфа.

Работа выполнена в рамках гранта РФФИ № 02-05-64016, гранта Минобразования РФ № Е00-9.0-3 и гранта программы «Университеты России».

## Литература

- Аршавская Н.И. Сравнение радиогенного теплового потока в земной коре Балтийского щита и Камчатки. *Тепловые потоки из коры и верхней мантии. Верхняя мантия*. М.: Наука. 12. 1973. 26-31.
- Березин В.В., Попов Ю.А. Геотермический разрез Печенгской структуры. *Изв. АН СССР. Физика Земли*, № 7. 1988. 80-88.
- Боголепов А.К., Мурзин Р.Р., Хачатрян С.С. Глубинное строение Восточно-Баренцевской и Южно-Карской рифтовых систем. М-лы сов. 300 лет Российской Геологической Службе. С.-Пб. т. 3. 2000. 18-20.
- Булин Н.К., Егоркин А.В. Региональный прогноз нефтегазоносности недр по глубинным сейсмическим критериям. М.: GEON. 2000.
- Верба М.Л., Шаров Н.В. Состояние изученности и основные проблемы глубинного строения Баренцевского региона. Апатиты, Геол. Ин-т КНЦ РАН. ч.1. 1998. 11-41.
- Волож Ю.А., Антипов М.П., Хортон А.В., Юров Ю.Г. Строение и тектоническая позиция доюрских комплексов осадочного чехла Каспийского сектора Северного Перитетиса. *Тр. SEG*. М. 1998.
- Геотермическая карта СССР. Под ред. Ф.А. Макаренко. М.: ГУГК СССР. ГИН АН СССР. 1972.
- Гидрогеотермические условия Арало-Каспийского региона. Алма-Ата: Наука. 1977.

Дальян И.Б., Посадская А.С. *Геология и нефтегазоносность восточной окраины Прикаспийской впадины*. Алма-Ата: Наука. 1972.

Дальян И.Б., Сыдыков Ж.С. Геотермические условия восточной окраины Прикаспийской впадины. *Сов. геология*, 6. 1972. 126-131.

Дружинин А.В. О связи между геотермическим режимом осадочной толщи и строением кристаллического фундамента. *Геология нефти и газа*, №3. 1961. 20-25.

Жеваго В.С. *Геотермия и термальные воды Казахстана*. Алма-Ата: Наука. 1972.

Журавлев В.С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогенальных впадин Европейской платформы. М.: Наука. 1972.

Зверев В.П. Энергетический эффект водной миграции химических элементов. Миграция химических элементов в подземных водах. М.: Наука. 1974. 212-218.

(продолжение статьи - см. стр. 29)

**Хуторской Михаил Давыдович**  
Профессор, д. г.-м. н., заслуженный деятель науки РФ, зам. директора Геологического института РАН, зав. лаб. теплопереноса ГИН РАН. Специалист в области геотермии, геодинамики, моделирования геолого-геофизических процессов, автор более 150 монографий и статей.



**Подгорных Леонид Вениаминович**  
Вед. научный сотрудник ВНИИОкеангеология МПР РФ, к.г.-м. н. Специалист в области морской геотермии и компьютерной картографии, автор более 80 научных работ.



**Леонов Юрий Георгиевич**  
Академик РАН, д. г.-м. н., директор Геологического института РАН. Специалист в области тектоники континентов, эволюции осадочных бассейнов и тектонического картографирования, автор более 200 научных работ.



**Поляк Борис Григорьевич**  
Главный научный сотрудник лаборатории теплопереноса ГИН РАН, д. г.-м. н. Специалист в области геотермии, геоэнергетики, изотопной геохимии, автор более 200 монографий и статей.



**Павленкин Анатолий Дмитриевич**  
Гл. научный сотрудник ВНИИОкеангеология МПР РФ, д. г.-м. н. Специалист в области методики и интерпретации сейсмических исследований, автор более 150 научных работ.



В.И. Кононов, Б.Г. Поляк, М.Д. Хуторской  
Геологический институт Российской Академии наук, Москва

## ГИДРОГЕОТЕРМАЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ РОССИИ

Состоявшийся в 2000 году в Японии Всемирный Геотермальный Конгресс пришел к выводу, что использование тепла Земли станет одним из магистральных направлений в энергетике третьего тысячелетия. Предполагается, что к концу XXI века доля геотермальных ресурсов в энергобалансе мировой экономики возрастет по крайней мере до 30 %, а по самым оптимистичным прогнозам даже до 80 % (Huttrig, 2000; Lund and Freeston, 2000).

Как известно, глубинное тепло постоянно выносится из недр двумя механизмами: кондуктивным теплотокотом (благодаря теплопроводности пород) и конвективным выносом тепла вулканической и гидротермальной деятельностью.

Плотность кондуктивного теплового потока ( $q$ ) в разных местах Земли неодинакова (Поляк, Смирнов, 1968 и др.). Между ее значениями и возрастом тектонических структур установлена закономерная связь: эти значения увеличиваются по мере уменьшения возраста тектономагматической активности в земной коре (Рис. 1). В самых древних (архейских и протерозойских) континентальных структурах типа Балтийского щита  $q$  составляет в среднем 45 мВт/м<sup>2</sup>, в палеозойских структурах, вроде Западно-Сибирской плиты – 55, в мезозойских – 70, а в областях кайнозойской складчатости и современного вулканизма, к которым относится Курило-Камчатский регион,  $q$  достигает 90 мВт/м<sup>2</sup>.

Общие кондуктивные теплототери Земли сегодня оце-

ниваются величинами от 25 до 32 ГВт. Эти выводы опираются на материалы обширных региональных исследований, особенно интенсивно проводимых в нашей стране. Их результатами стало множество разнообразных геотермических карт (Карта теплового..., 1980; Карта глубинных..., 1980 и др.). Собранный при этом обширный банк данных о глубинных температурах позволяет составлять для отдельных регионов не только традиционные двухмерные, но и термотомографические трёхмерные геотермические модели (Хуторской и др., 2003) (Рис. 2).

Сегодня в России геотермические исследования проводятся в разных городах 53 научными учреждениями и высшими учебными заведениями, принадлежащими к различным ведомствам: Академии наук, Министерством

Месторождения	Температура, °С		Естественные	
	измер.	прогноз.	дебит, л/с	вынос тепла, МВт <sub>г</sub>
Чаплинские	88	> 110	46	17
Кивакские	43	> 86	10	1.8
Сенявинские	80	> 110		
Аракамченские	38	> 85	< 6	< 1
Кукуньские (Лоринские)	58	> 116	65	16
Дежневские	60	> 69	5.1	1.3
Мечигменские	97	> 144	63	24
Туманные	L56	> 133	6.4	1.5
Безымянные	21	> 69	< 10	<< 1

Табл. 1. Ресурсы гидротерм Восточной Чукотки.

(Продолжение статьи М.Д. Хуторского и др.)

Зорин Ю.А., Осокина С.В. Модель нестационарного температурного поля земной коры Байкальской рифтовой зоны. Изв. АН СССР. Физика Земли, №7. 1981. 17-25.

Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. М.: Мир. 1964.  
Ковнер С.С. К теории термической разведки. Докл. АН СССР. 1941. т.32. №6. 398-400.

Ковнер С.С. Расчет величины термической аномалии антиклина. Докл. АН СССР. 1947. т.56. №5. 473-476.

Любимова Е.А., Никитина В.Н., Томара Г.А. Тепловые поля внутренних и окраинных морей СССР. М.: Наука. 1976. 224.

Методические и экспериментальные основы геотермии. 1983. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. Недр. 1976.

Милановский С.Ю., Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н. Геотермические исследования и модель теплогенерации континентальной коры на северо-восточной части Балтийского щита. Геохимия глубинных пород. М.: Наука. 1986. 131-149.

Неволин Н.В., Ковылин В.М. и др. Геолого-геофизическое моделирование нефтегазоносных территорий. М.: Недр. 1993.

Николаев А.В. Проблемы геотомографии. М.: Наука. 1997. 4-38.  
Осадочный чехол дна Мирового океана и суши (по данным сейсморазведки). М.: Наука. 1984. Тр. ГИН АН СССР. вып. 388.

Подгорных Л.В., Хуторской М.Д., Грамберг И.С., Леонов Ю.Г. Трёхмерная геотермическая модель Карского шельфа и прогноз нефтегазоносности. Докл. РАН. т.380. №2. 2001. 333-338.

Подгорных Л.В., Хуторской М.Д. Термическая эволюция литосферы зоны сочленения Балтийского щита и Баренцево-морской плиты. Изв. РАН. Физика Земли, №3. 1998. 56-65.

Поселов В.А., Павленкин А.Д., Буценко В.В. Структура литосферы по геотраверсам ГСЗ в Арктике. Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. С-Пб. ВНИИОкеангеологии. вып.1. ч.2. 1996. 145-155.

Пушаровский Ю.М. Нелинейная геодинамика: Кредо автора. Геотектоника. 1993. №1. 3-6.

Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука. 1980.

Смыслов А.А., Моисеенко У.И., Чадович Т.И. Тепловой режим и радиоактивность Земли. Л.: Недр. 1979.

Тараканов Ю.А. Гравитационная томография. Проблемы геотомографии. М.: Наука. 1997. 236-265.

Устрицкий В.И., Храмов А.Н. Геологическая история Арктики с позиций тектоники литосферных плит. Моря Советской Арктики. Л.: Недр. 1984. 253-265.

Хуторской М.Д. Особенности теплового потока в восточной части Прикаспийской впадины. Геотектоника, №3. 1979. 97-102.

Хуторской М.Д. Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Изд-во РУДН. 1996.

Хуторской М.Д., Поляк Б.Г. Искажения теплового поля при росте соляных куполов. Тепловое поле Земли и методы его изучения. М.: Изд-во РУДН. 2000. 24-32.

Цыбуля Л.А., Левашкевич В.Г. Тепловое поле Баренцево-морского региона. Апатиты. 1992. 114.

Щапов В.А., Юрков А.К., Демежко Д.В., Николаев В.В. Геотермические исследования Уральской сверхглубокой скважины. Тепловое поле Земли и методы его изучения. М.: Изд-во РУДН. 1997. 195-198.

Щапов В.А. Структура теплового поля Урала. Тепловое поле Земли и методы его изучения. М.: Изд-во РУДН. 2000. 117-122.

Эринчик Ю.М., Мильштейн Е.Д. Рифогенез центральной части Восточно-Европейской платформы. С-Пб.: ВСЕГЕИ. 1995.

Crough S.T., Thompson G.A. Numerical and approximate solution for lithospheric thickening and thinning. Earth & Planet. Sci. Lett. 1976. v.31. 397-402.

Dziewonski A.M. Mapping the lower mantle: Determination of lateral heterogeneity in P-velocity up to degree and order 6. J. Geophys. Res. 1984. vol. 89. 5929-5952.

Dziewonski A.M., Anderson D.L. Seismic tomography of the Earth's interior. Amer. Sci. 1984. vol. 72. N.5. 483-494.

Fairhead J.D. The structure of the lithosphere beneath the Eastern rift, East Africa, deduced from gravity studies. Tectonophysics. 1976. v. 30. 269-298.

Kukkonen I.T., Golovanova I.V., Khachay Yu.V., Druzhinin V.S., Kosarev A.M., Schapov V.A. Low Geothermal heat flow of the Urals fold belt - implication of low heat production, fluid circulation or palaeoclimate? Tectonophysics. v.276. 1997. 63-85.

Seismic tomography: Theory and practice. L. 1993. 519-584.