

А. А. Черных, А. Я. Гольмшток

ГРАВИТЕРМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПРИЛАПТЕВОМОРСКОГО ЗАМЫКАНИЯ ЕВРАЗИЙСКОГО БАССЕЙНА

Введение

Прилаптевоморское окончание Евразийского бассейна по своему тектоническому положению является уникальным местом на нашей планете, так как занимающий здесь центральное положение срединный хребет Гаккеля практически ортогонально подходит к Лаптевоморской континентальной окраине и взаимодействует с ней на протяжении большей части кайнозоя. Геологическая ситуация осложняется наличием мощной осадочной толщи, заполняющей бассейн.

Рассматриваемая область вместе с зоной перехода континент — океан в море Лаптевых остается недостаточно изученной в геолого-геофизическом отношении. Фактические же данные о геологическом строении региона отсутствуют полностью. В настоящее время нет окончательных ответов на ключевые вопросы о природе и возрасте земной коры в Евразийском бассейне. Достоверно не установлены как мощность коры, так и положение границы континент — океан. До сих пор нет единой комплексной модели, которая учитывала бы имеющуюся информацию и не противоречила ей.

В предлагаемой работе делается попытка ответить на часть поставленных вопросов путем построения комплексной модели, позволяющей уточнить глубинное строение рассматриваемой области. В основу этой модели положены результаты совместного двумерного гравиметрического и геотермического моделирования.

Материалы. В настоящей работе использованы батиметрические, гравиметрические, магнитометрические и сейсмометрические данные, собранные как отечественными, так и зарубежными организациями. В качестве батиметрической и гравиметрической основ послужили международные цифровые модели ИВСаО [1] и ArcGP [2] соответственно. Рассматриваемая в работе область охвачена отечественной аэромагнитометрической съемкой масштаба 1 : 2 000 000 (межпрофильное расстояние около 20 км), выполненной в 1973 г. При построении гравитационной и термической моделей использовались опубликованные Б. С. Секретовым [3] результаты сейсмического профилирования МОВ-ОГТ по профилю 90701, проведенного в 1990 г. Морской арктической геологоразведочной экспедицией (МАГЭ).

Метод исследования. Возможности гравитационного моделирования, применяемого для изучения глубинного строения района, определяются, как хорошо известно, объемом и качеством используемых для этого экспериментальных данных. В ходе его выполнения, как правило, применяется комплексирование гравиметрических и сейсмометрических данных. В частности, как надежность, так и эффективность такого моделирования существенно возрастают, если имеются и используются высококачественные сейсмометрические данные, т. е. известна геометрия среды.

В рассматриваемом районе гравитационное моделирование существенно затрудняется необходимостью решения двух основных проблем, обусловленных особенностями геологического строения.

Первая проблема состоит в том, что в условиях непосредственной близости молодого спредингового центра хребта Гаккеля к краю Лаптевоморской континентальной окраины нельзя воспользоваться простейшей моделью, в которой верхняя мантия представлена единым телом с постоянной плотностью по латерали. Восходящий астеносферный поток под хребтом Гаккеля формирует характерное для любых спрединговых зон рас-

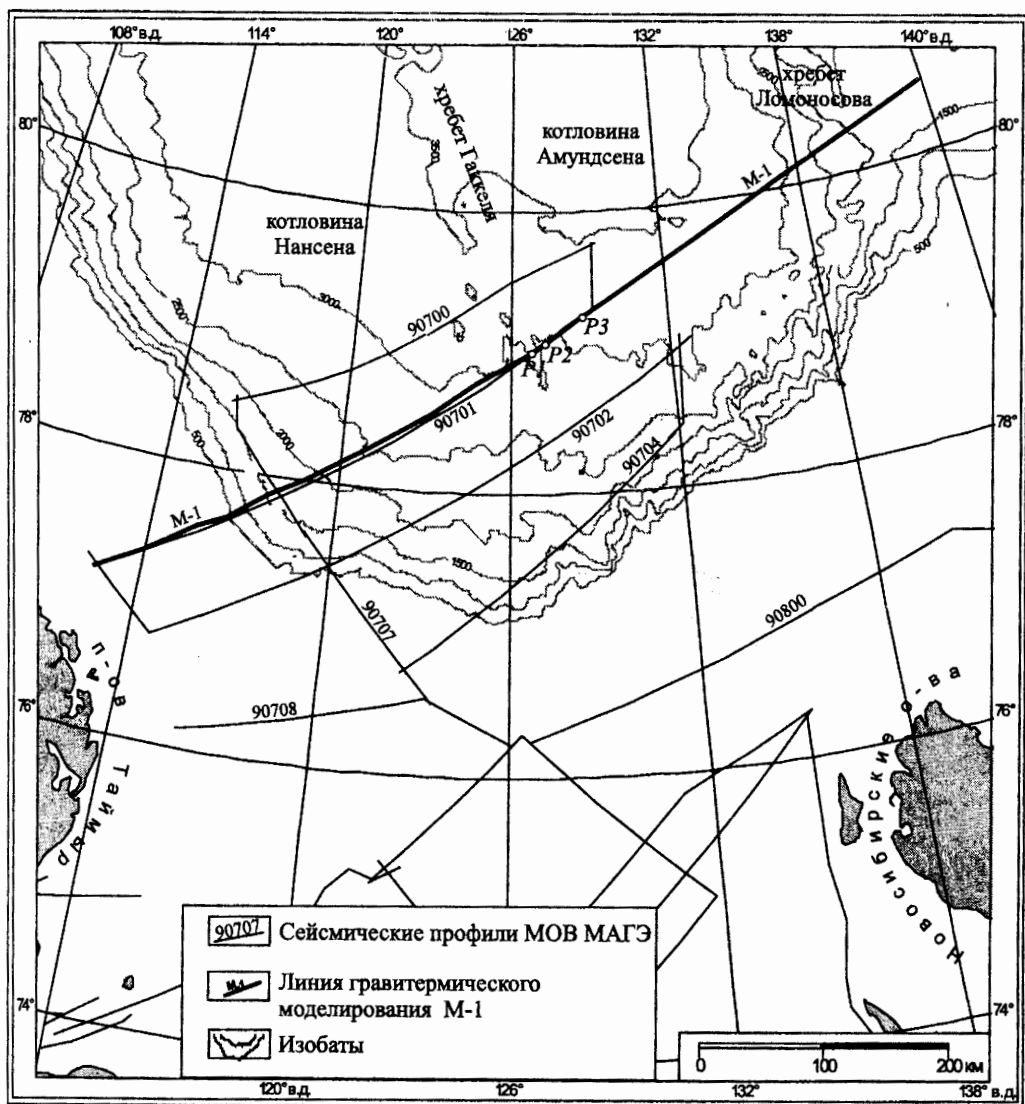


Рис. 1. Схема расположения сейсмических профилей МОВ МАГЭ линии М-1 и точек P1, P2, P3

пределение температур в этой области мантии и, как следствие, неравномерное тепловое расширение вещества, сопровождающееся изменением плотности мантийных пород. Неучет этого обстоятельства при гравитационном моделировании приводит к завышению плотности в блоках в областях большего, по отношению к соседним, разуплотнения пород и к заглублению положения их нижних границ [4, 5].

Вторая проблема обусловлена наличием мощного осадочного чехла на океанической коре, который в прилаптевоморской части Евразийского бассейна характеризуется мощностью от 1.5 км в котловине Амундсена до ~ 8.5 км в периокеаническом прогибе [3]. Несомненно, этот факт не может не отражаться на термическом режиме этой области и в какой-то мере должен проявляться в гравитационном поле, так как ведет к изменению плотности пород верхней части литосферы. Поэтому влияние мощного накапливающегося осадочного слоя на температурный режим литосферной мантии требует тщательного анализа. Исходя из вышесказанного, становится очевидной необходимость решения упомянутых проблем для создания реалистичной картины строения данного региона путем гравитационного моделирования.

Необходимость учета теплового состояния верхней мантии рассматривалась также норвежскими исследователями А. Бревиком и др. при изучении западной пассивной окраины Баренцева моря [6]. Они пришли к выводу о том, что в обстановках молодых континентальных окраин применение даже простой тепловой модели делает гравитационную модель гораздо более реалистичной за счет введения в нее длинноволнового регионального поля, связанного с неравномерным разуплотнением пород верхней мантии. Этот вывод полностью совпадает с нашими представлениями как об общей значимости учета распределения тепла при анализе аномального поля силы тяжести вблизи зон спрединга, так и о необходимости выполнения подобного моделирования для прилаптевоморского замыкания Евразийского бассейна. Результаты такого моделирования отражены в настоящей работе.

Как уже было сказано выше, в качестве основы использовались данные по сейсмическому профилю МОВ-ОГТ 90701 (рис. 1), субортогональному океаническим структурам Евразийского бассейна, замыкающегося на склоне шельфа моря Лаптевых. Линия этого профиля вместе с ее продолжением в северо-восточном направлении с выходом на хребет Ломоносова получила условное название М-1 (рис. 1).

В настоящей работе попытаемся решить обозначенные проблемы, рассмотрим методику собственно гравитационного моделирования и обсудим полученные результаты.

1. Моделирование теплового режима литосферы

Для решения первой проблемы, связанной со сложностью тектонического положения района, была рассчитана тепловая структура литосферной мантии вдоль линии М-1. Использовались две разные математические модели — отдельно для океанической коры и отдельно для континентальной.

Для океанической части — котловины Евразийского бассейна — применялась модель, основанная на решении задачи об остывающем полупространстве.

Формирование новой океанической литосферы, как известно, происходит в осевой зоне океанических хребтов, когда две литосферные плиты, расположенные по обе стороны от оси хребта, расходятся в стороны практически с постоянной скоростью, со-

ставляющей несколько десятков миллиметров в год [7]. При раздвижении плит в части мантии, прилегающей к образуемому промежутку, происходит сброс давления. Это ведет к подъему астеносферного вещества и частичной выплавке в этом веществе самой легкоплавкой фракции — базальтовой магмы. Дренажась сквозь тугоплавкую матрицу астеносферных перидотитов, эта магма поднимается вверх и заполняет базальтовым расплавом возникшее зияние в литосфере. В результате формируется протяженное по простиранию узкое дайкоподобное вертикальное тело, вершина которого контактирует с морской водой и приобретает ее температуру. За счет потерь тепла, происходящих путем молекулярной теплопроводности, охлаждение дайки распространяется вниз.

С течением времени процесс остывания захватывает все более глубокие участки астеносферы и наращивание мощности океанической литосферы идет за счет присоединения к ней снизу мантийных перидотитов, температура которых становится меньше соответствующей температуры солидуса содержащихся в них базальтов. Поскольку скорость расхождения плит является практически постоянной, увеличение мощности литосферы идет непрерывно с увеличением ее возраста или расстояния от оси хребта — конструктивной границы плит.

Когда дайка (точнее, примерно ее половина по ширине) после нового импульса растяжения и разрыва образовавшейся к этому моменту полностью раскристаллизованной шейки отодвигается от оси хребта, ее верхняя грань продолжает поддерживаться при той же температуре воды, сама же дайка медленно охлаждается сверху вниз. Так как участок плиты, к которому присоединяется дайка и который сформировался в результате предыдущего внедрения, еще не успел существенно охладиться, латеральный теплоперенос должен быть малым по сравнению с вертикальным и им можно пренебречь, т. е. считать дайку эквивалентно теплоизолированной с боков. Поскольку теплоперенос по простиранию дайки также отсутствует из-за ее большой протяженности и одновременности внедрения по всей длине, изменение температуры в отодвигающейся части дайки будет идти только в вертикальном направлении. Математически такой процесс описывается идентично охлаждению тонкого теплоизолированного с боков длинного стержня при внезапном изменении температуры его верхнего торца или охлаждению полупространства под действием внезапного изменения температуры на его границе [8].

Известное решение тепловой задачи о мгновенном охлаждении границы однородно нагретого полупространства положено в основу модели образования и эволюции океанической литосферы [9–11], получившей название модели «остывающего полупространства», хотя геометрия внедрившейся и остывающей дайки не имеет даже отдаленного сходства с полупространством. Это решение выглядит следующим образом:

$$T(z, t) = T_s + (T_m - T_s) \operatorname{erf} \left(\frac{z}{2\sqrt{kt}} \right), \quad (1)$$

где $\operatorname{erf}(x) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x \exp(-\tau^2) d\tau$ — интеграл (функция) ошибок; k — коэффициент теплопроводности; $T(z, t)$ — температура литосферы на глубине z в момент времени t после внедрения дайки; $T_s = 0^\circ\text{C}$ — температура морского дна; $T_m = 1333^\circ\text{C}$ — температура астеносферы.

Тепловые модели континентальной коры и литосферы учитывают, что около половины поверхностного теплового потока создается за счет генерации тепла радиоактив-

ными элементами, содержащимися в коре с экспоненциально убывающей с глубиной концентрацией. Другая половина потока через поверхность обязана процессам, происходящим в мантии [7]. Возраст континентальной литосферы очень велик, поэтому тепловые процессы, протекающие здесь, можно считать стационарными.

Континентальная геотерма определяется выражением [7]

$$T(z) = T_s + \frac{q_m z}{\lambda} + \frac{(q_s - q_m) h_r}{\lambda} [1 - \exp(-z/h_r)], \quad (2)$$

где T_s — температура на дневной поверхности (при $z = 0$, ось z направлена вниз); q_m и q_s — мантийный и поверхностный тепловые потоки, соответственно; h_r — глубина, на которой теплогенерация уменьшается в e раз по сравнению с ее значением на поверхности; λ — коэффициент теплопроводности.

Выражения (1) и (2) были использованы для расчета температурного состояния литосферы в океанической и континентальной частях разреза вдоль линии М-1, соответственно. Выбранные граничные условия и параметры тепловой модели для расчетов следующие:

Максимальная мощность континентальной литосферы	— 125 км
Температура изотермичной астеносферы, T_m	— 1333 °С [15]
Плотность пород мантии при 0 °С	— 3330 кг/м ³ [15]
Коэффициент температуропроводности, k	— $8.05 \cdot 10^{-7}$ м ² /с [15]
Мантийный тепловой поток на континенте, q_m	— 30 мВт/м ² [7]
Полный тепловой поток на поверхности континентальной коры, q_s	— 56.5 мВт/м ² [7]
Коэффициент теплопроводности, λ	— 3.14 Вт/(м · К) [15]
Глубина h_r (см. в тексте)	— 10 км [7]

По формуле (1) были рассчитаны вертикальные температурные профили в точках линии М-1 с известными возрастными океанической коры, установленными в результате анализа аномального магнитного поля (АМП) и трассировки линейных аномалий. Такой подход позволил учесть асимметрию раскрытия бассейна.

Для континентальных частей разреза вдоль линии М-1 был рассчитан единый вертикальный температурный профиль в связи с отсутствием здесь данных о распределении теплового потока через дневную поверхность.

Значения температур на вертикальных профилях, рассчитанных для ряда неравномерно распределенных точек линии М-1, были подвергнуты процедуре двумерной интерполяции с использованием метода минимума кривизны поверхности [12] или, другими словами, итеративной двумерной интерполяции кубическими сплайнами. В результате был получен двумерный массив температур, строки которого соответствуют равноотстоящим глубинам, а колонки — равномерно меняющимся расстояниям от начала линии М-1. В дальнейшем этот массив температур на регулярной двумерной сетке был использован в процессе гравитационного моделирования.

2. Учет влияния процесса осадконакопления

Как уже было сказано выше, процесс формирования осадочной толщи заметно влияет на тепловой режим верхней части литосферы, так как, помимо прочих эффектов, осадочный материал, обладая меньшими теплопроводностью и температуропроводностью по сравнению с кристаллическим веществом коры, частично экранирует глубокий тепловой поток.

В достаточно глубоком море за счет интенсивной циркуляции воды температура поверхности дна составляет $\sim 2^\circ\text{C}$, что соответствует максимальной плотности соленой морской воды (с увеличением температуры плотность воды уменьшается). При отсутствии осадков (вдали от источников сноса осадочного материала) эту температуру имеет поверхность слоя 2А. Если же слой океанических базальтов перекрывается осадочной толщей, то на его поверхности (на подошве осадочного слоя) температура в зависимости от возраста литосферы, скорости и продолжительности осадконакопления может достигать сотен градусов. Естественно, что в таких условиях температура и всей верхней части океанической литосферы может заметно отличаться от случая открытого, без осадков, океана. Как известно, разогрев литосферного материала приводит к его расширению и разуплотнению. Таким образом, формирование мощной осадочной толщи на океанической коре может привести к изменению плотностных характеристик этой коры и даже литосферной мантии. В результате при гравитационном моделировании подобной геодинамической обстановки в модель могут быть внесены искажения.

Численное моделирование теплового режима океанической литосферы, перекрытой накапливающимся осадочным комплексом, выполнялось нами в два этапа. Суть вычислений состоит в следующем:

1. На первом этапе рассчитывается изменение во времени (с момента возникновения до настоящего момента) мощностей каждого из осадочных слоев, слагающих разрез, если заданы значения современной глубины его подошвы и кровли, возраст этих границ и тип осадочного материала слоя. Предполагается, что мощность слоев изменяется только лишь за счет сокращения пористости и уплотнения осадочного материала под действием возрастающего во времени литостатического давления накапливающейся сверху толщи осадков, причем давление в слое устанавливается синхронно с осадконакоплением. Помимо определения палеомощностей отдельных слоев, вычисляется и изменение во времени мощности всего осадочного покрова. Восстановление скоростей осадконакопления при формировании каждого слоя, их палеомощностей и вариации во времени мощности всего разреза осуществляется путем последовательного численного решения специального набора дифференциальных уравнений первого порядка [13].

2. На втором этапе полученные характеристики изменения во времени параметров осадочного разреза используются для восстановления палеотемпературного режима как литосферы, так и перекрывающего ее осадочного чехла в любой момент в прошлом, а также для расчета мощности литосферы с учетом влияния осадконакопления.

Для определения указанных параметров численно решается уравнение теплопроводности (начало координат помещено на глубине $L = 175$ км от поверхности базальтовой коры, ось \tilde{z} направлена вверх, область $L \leq \tilde{z} \leq L + h(t)$ — осадочный покров, имеющий в момент t мощность $h(t)$):

$$\frac{\partial}{\partial \tilde{z}} \left(\bar{\lambda}(\tilde{z}, t) \frac{\partial T(\tilde{z}, t)}{\partial \tilde{z}} - \eta(\tilde{z}, t) T(\tilde{z}, t) \right) - \bar{\rho C}(\tilde{z}, t) \frac{\partial T(\tilde{z}, t)}{\partial t} = -A(\tilde{z}, t), \quad (3)$$

где

$$\eta(\tilde{z}, t) = \begin{cases} \bar{\eta}_s(\tilde{z}, t) & \text{в осадках,} \\ 0, & \text{в кристаллическом основании;} \end{cases}$$

$\bar{\eta}_s(\tilde{z}, t) = \rho_w C_w v_w(\tilde{z}, t) + \rho_{sk} C_{sk} v_{sk}(\tilde{z}, t)$ — конвективный член; $v_w(\tilde{z}, t)$ — скорость фильтрации поровой воды, зависящая от глубины ниже дна и от времени после начала осадконакопления; $v_{sk}(\tilde{z}, t)$ — скорость движения вещества деформируемого минерального скелета осадка;

$$\overline{\rho C}(\tilde{z}, t) = \begin{cases} \frac{\rho_w C_w \phi(\tilde{z}, t) + \rho_{sk} C_{sk} [1 - \phi(\tilde{z}, t)]}{\rho C_b} & \text{— объемная теплоемкость осадков,} \\ & \text{— объемная теплоемкость основания;} \end{cases}$$

$\rho_w = 1035 \text{ кг/м}^3$ и $C_w = 4187 \text{ Дж/(кг} \cdot \text{К)}$ — плотность и теплоемкость поровой воды; ρ_{sk} и C_{sk} — плотность и теплоемкость минерального скелета осадка, зависящие от типа осадочного материала. В этой работе использованы типичные для гранито-гнейсов значения $\rho_{sk} = 2680 \text{ кг/м}^3$, $C_{sk} = 1000 \text{ Дж/(кг} \cdot \text{К)}$; $\phi(\tilde{z}, t)$ — пористость осадочного материала, зависящая от времени, глубины ниже дна и типа осадка;

$$\tilde{\lambda}(\tilde{z}, t) = \begin{cases} \tilde{\lambda}(\tilde{z}, t) & \text{— эффективная теплопроводность осадочного материала,} \\ \lambda_b & \text{— средняя теплопроводность пород основания;} \end{cases}$$

$A(\tilde{z}, t) = A_0 [1 - \phi(\tilde{z}, t)]$ — радиогенная теплогенерация в осадках; A_0 — радиогенная теплогенерация минерального скелета терригенного осадка, зависящая от типа осадочного материала.

Ввиду отсутствия экспериментальных данных о свойствах осадочного заполнения бассейна мы использовали экспоненциальную зависимость пористости от глубины ниже дна (закон Ати [14]), справедливую для большинства терригенных отложений. Другими словами, в нашей системе координат имеем

$$\phi(\tilde{z}, t) = \phi_0 \exp\left(-\tilde{k} [L + h(t) - \tilde{z}]\right),$$

где $\phi_0 = 0.6$ — пористость на дне; $\tilde{k} = 0.00045 \text{ м}^{-1}$ — компакт-параметр (параметр уплотнения) осадочного материала под действием веса вышележащих осадков. Принятые значения являются типичными для терригенных осадков.

Уравнение (3) учитывает для каждого момента времени изменение теплофизических свойств осадков с глубиной, вызванное их уплотнением, сопровождаемым сокращением пористости и изменением теплопроводности и теплоемкости двухкомпонентной (вода, заполняющая поры, и минеральный скелет) среды в связи с перераспределением относительного объема каждой из компонент. Учитывается также конвективная составляющая теплового потока, обусловленная движением вверх фильтрующейся поровой воды, отжимаемой при уплотнении, а также деформацией минерального скелета осадка, что эквивалентно движению этого вещества вниз. Скорости движения поровой воды и минерального скелета в каждой точке среды в каждый момент времени определяются на первом этапе вычислений. Литосфера под осадками характеризуется постоянными как во времени, так и в пространстве теплофизическими свойствами и отсутствием рассеянных радиоактивных элементов.

Для вычисления эффективной теплопроводности осадочного материала использовалась одна из известных теоретических зависимостей для двухкомпонентной среды.

Уравнение (3) дополнено начальным условием при $t = 0$ (в области $\bar{z} \leq L$, так как осадочный слой еще отсутствует)

$$T(\bar{z}, t = 0) = T_m$$

и граничными условиями

$$T(\bar{z} = L + h(t), t) = T_s$$

и

$$T(\bar{z} = 0, t) = T_m, \quad (4)$$

где $T_m = 1333^\circ\text{C}$ — начальная температура мантии (полупространства $\bar{z} \leq L$); $T_s = 0^\circ\text{C}$ — температура морского дна.

Условие (4) предполагает, что тепловое возмущение, вызванное формированием осадочного покрова, не доходит до выбранной глубины L от поверхности литосферы.

Уравнение (3) с указанными условиями решалось методом конечных разностей, причем чисто неявная, а потому безусловно устойчивая, разностная схема строилась с учетом непрерывности полного теплового потока (кондуктивный + конвективный) в любой точке среды, несмотря на возможные скачкообразные изменения теплофизических свойств в пространстве. Система линейных алгебраических уравнений, полученная для каждого момента времени, решалась методом двойной прогонки (метод Томаса).

Для количественной оценки влияния процесса формирования осадочной толщи на тепловой режим океанической литосферы и проявления этого эффекта в аномальном гравитационном поле нами выбраны (с учетом сейсмических данных по профилю МАГЭ-90700 [3]) три точки $P1$, $P2$ и $P3$ на восточном фланге хребта Гаккеля (котловина Амундсена), в которых по результатам интерпретации АМП известен возраст кристаллической океанической коры или океанического фундамента (поверхность В на рис. 2), равный 11, 21 и 39.5 млн лет соответственно. В промежутке между точками $P1$ и $P3$ схематично (по характеру сейсмической записи) выделены границы в осадочном чехле и поверхность океанического фундамента. На выбранном участке профиля чехол был подразделен, таким образом, на четыре толщи (I, II, III и IV) с внутренними границами $U0$, $U1$ и $U2$, имеющими возраста 2.9, 5.5 и 10.5 млн лет соответственно (рис. 3). Мощности этих толщ, рассчитанные в каждой из трех точек, вместе с возрастными их границ и использовались в дальнейшем при численном моделировании термического режима океанической литосферы в условиях осадконакопления.

Результаты выполненных нами расчетов (рис. 3) подтверждают заметное влияние формирующейся осадочной толщи на распределение температур в верхних частях литосферы. Очевидно, что исследуемый эффект должен быть выражен максимально ярко в точке $P1$ (из трех выбранных точек в модели с установленными параметрами, рис. 2) на линии профиля МАГЭ-90701. Здесь наблюдается максимальная мощность осадочной толщи при минимальном возрасте фундамента, т. е. скорости осадконакопления аномально высоки и превышают аналогичные в точках $P2$ и $P3$. В связи с этим далее на рисунках приводятся результаты именно для точки $P1$.

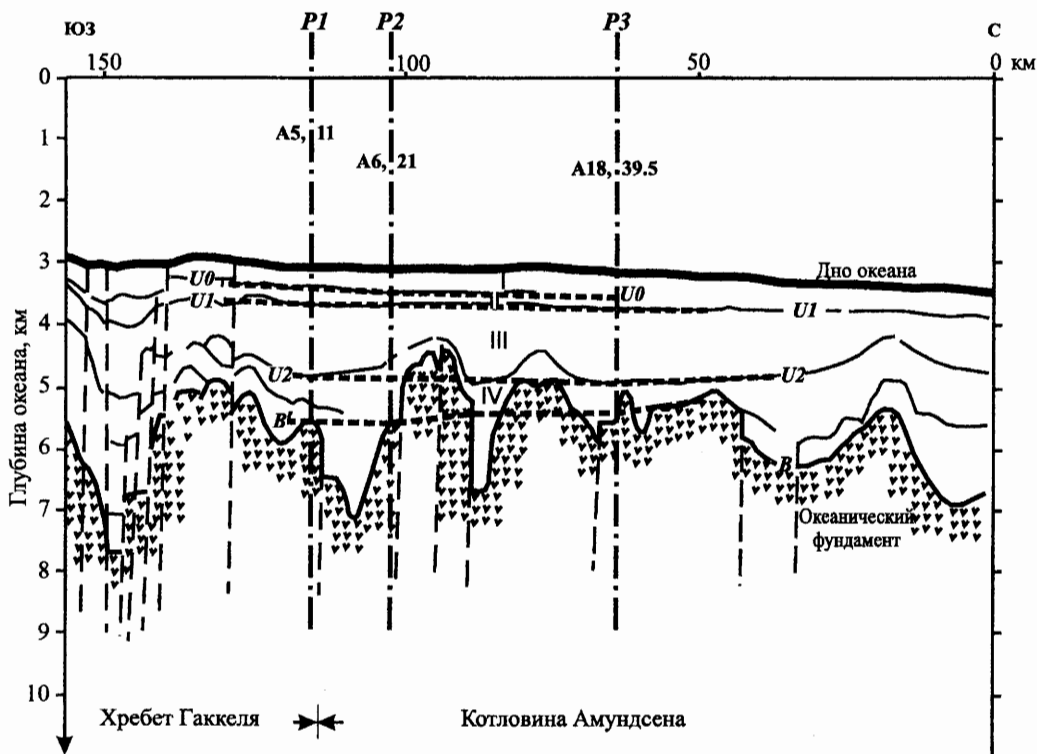


Рис. 2. Схематический разрез осадочного чехла, построенный на основе интерпретации сейсмических данных по профилю МАГЭ-90701 [Sekretov, 1999]. A5, 11 — номер линейной магнитной аномалии (ЛМА) и ее возраст; жирные пунктирные линии — U0, U1, U2 и B' — основные сейсмические границы в осадочном чехле и поверхность фундамента, схематически выделенные и затем использованные в процессе моделирования; I-IV — номера осадочных слоев; жирная сплошная линия — B — поверхность океанического фундамента; тонкие сплошные линии — сейсмические границы в осадочном разрезе; жирные штрихпунктирные линии — P1, P2, P3 — вертикальные профили, вдоль которых выполнялись расчеты теплового режима среды; тонкий длинный пунктир — субвертикальные разрывные нарушения (сбросы)

На рис. 3, а представлены скорости осадконакопления и история формирования осадочной толщи: рост и уплотнение во времени как всей толщи, так и каждого осадочного слоя, слагающего разрез. Следует отметить исключительно большую и потому маловероятную скорость осадконакопления при формировании нижнего осадочного слоя (слой IV, рис. 2), равную 2.6 м/тыс. лет. По-видимому, ошибочным здесь является датировка его кровли.

Рис. 3, б демонстрирует эволюцию осадочной толщи и ее температурного поля, а также характер изменения во времени температуры подстилающего кристаллического основания. Из рисунка видно, что температура на подошве осадочного чехла в настоящее время близка к 225 °С, а не ≈ 2 °С, как было бы без осадков.

Заключительные результаты моделирования иллюстрирует рис. 4. На графике в верхней части рисунка изображены кривые температур, рассчитанные в точке P1, с использованием модели остывающего полупространства без учета влияния осадочной

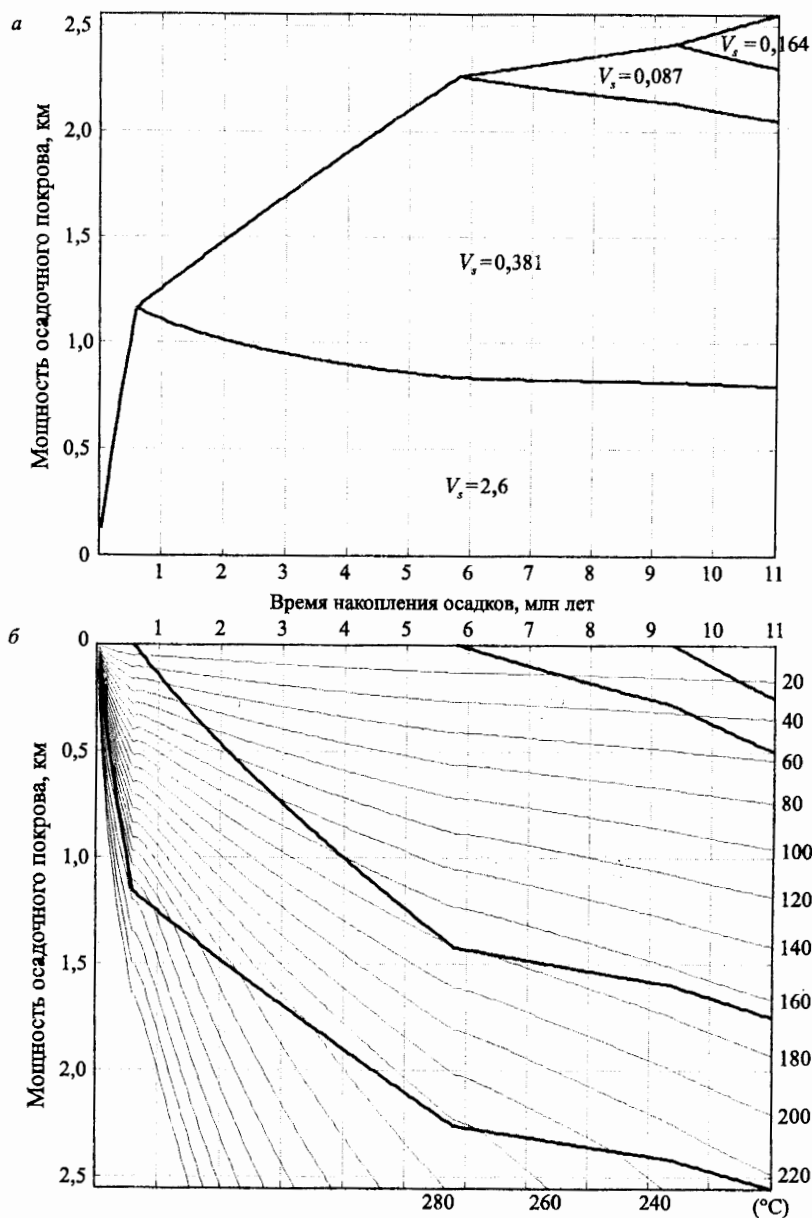


Рис. 3. История формирования осадочной толщи в точке P1 профиля МАГЭ-90701:

а — рост и уплотнение во времени всей осадочной толщи и каждого осадочного слоя, слагающего разрез (поверхность кристаллической коры принимается неподвижной); $V_s = 0.381$ — вычисленная скорость осадконакопления, м/(тыс. лет); б — погружение во времени осадочного бассейна под весом накапливающихся осадков и эволюция температурного режима осадочного чехла и подстилающего его основания (в качестве неподвижной принимается поверхность накапливающихся осадков). Жирные линии — положение границ всего осадочного чехла и составляющих его слоев; тонкие линии с обозначением температуры ($^{\circ}\text{C}$) — геотермы

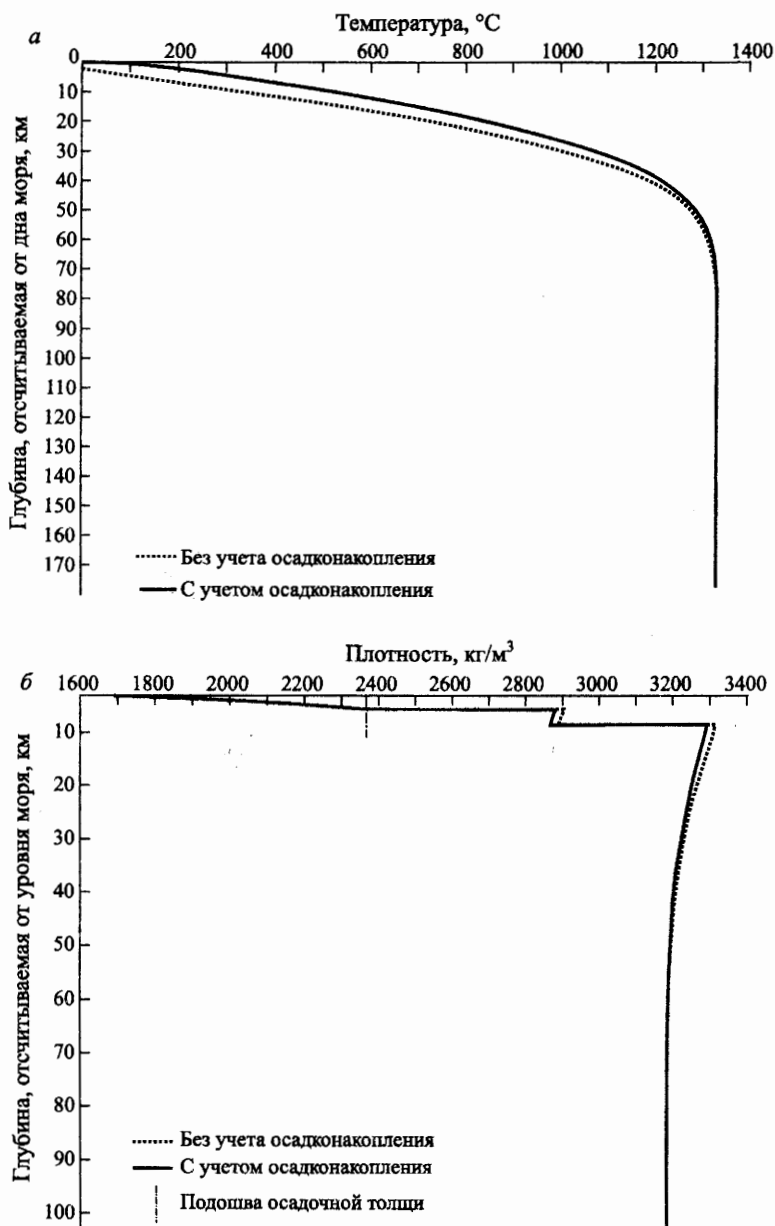


Рис. 4. Влияние процесса осадконакопления на тепловой режим океанической литосферы в точке *P1* (современное состояние):
а — изменение температуры с глубиной; *б* — изменение плотности пород с глубиной

толщи и той же модели с учетом этого процесса. Расхождение между кривыми наглядно иллюстрирует экранирующий эффект осадков, который уменьшается с глубиной и практически исчезает на глубинах ~ 60 – 65 км.

На рис. 4, б показаны кривые изменения плотностей с глубиной в точке *P1*. При этом плотность осадочного материала ρ_s рассчитана по обычной формуле, не учитывающей зависимость от температуры внутри осадочного слоя,

$$\rho_s(\tilde{z}, t) = \rho_w \phi(\tilde{z}, t) + \rho_{sk} [1 - \phi(\tilde{z}, t)]. \quad (5)$$

Пунктирная линия соответствует модели остывающего полупространства, когда на поверхности океанической коры не накапливается осадочный покров.

Распределение плотности ρ_L вещества в литосфере в этом случае в соответствии с одним из основных законов состояния вещества определяется зависимостью

$$\rho_L = \rho_L^0 [1 - \alpha T(\tilde{z}, t)], \quad (6)$$

где ρ_L^0 — плотность литосферного вещества при температуре 0°C ; $\alpha = 3.28 \cdot 10^{-5} \text{K}^{-1}$ — коэффициент объемного теплового расширения мантийного вещества [15].

С учетом принятых значений для плотности минерального скелета, значений параметра уплотнения и пористости на дне выражение (5) для плотности осадочного вещества ρ_s можно записать в форме

$$\rho_s(\tilde{z}, t) = 2680 - 987 \exp(-0.00045 [L + h(t) - \tilde{z}]). \quad (7)$$

Сплошная линия отвечает той же самой модели, но с учетом дополнительного разогрева верхней части океанической литосферы за счет экранирующего действия накапливающегося осадочного чехла. В обоих случаях при расчете плотности учитывалось, что базальтовая кора имеет мощность 3 км и плотность 2900 кг/м^3 при температуре 0°C . Плотность мантийного вещества при нулевой температуре принималась равной 3330 кг/м^3 .

Таким образом, проведенные расчеты показали, что в точке *P1* профиля МАГЭ-90701 осадочная толща мощностью 2.5 км, накопившаяся за последние 11 млн лет, вызвала весьма заметное повышение температуры ($\sim 225^\circ\text{C}$) вблизи кровли 2-го слоя океанической коры. Однако столь значительный дополнительный разогрев привел к максимальному уменьшению плотности всего лишь на 21.4 кг/м^3 (рис. 4, б), что составляет менее 1% от плотности базальтовой коры (0.73%)! С учетом того факта, что скорости седиментации, определенные в точке *P1*, оказались экстремально высокими, в реальности разогрев кровли океанического фундамента должен быть здесь менее значителен. Расчеты для точек *P2* и *P3* свидетельствуют, что этот эффект уменьшается с глубиной и с удалением в сторону от рифтовой зоны (получены оценки в 145 и 103°C соответственно). Поэтому максимальное уменьшение плотности пород вследствие разогрева в действительности должно быть еще менее значительным.

При осуществлении моделирования мы использовали приведенные выше значения плотностей океанической коры $\rho = 2900 \text{ кг/м}^3$ и манти $\rho = 3330 \text{ кг/м}^3$ при нормальной температуре. Однако в реальной ситуации плотности пород в этих слоях могут отличаться от указанных величин более чем на $30 - 50 \text{ кг/м}^3$. Полученные нами изменения плотности $\Delta\rho \approx 20 \text{ кг/м}^3$ (за счет экранирующего эффекта накапливающейся

осадочной толщ) заметно меньше неопределенности в значениях плотностей реальных пород консолидированного основания. Поэтому авторы пришли к выводу о том, что при гравитационном моделировании можно не учитывать (ввиду его малости) изменение плотности, вызванное дополнительным разогревом литосферного вещества в условиях осадконакопления.

3. Гравитационное моделирование

Суть гравитационного моделирования в рамках настоящей работы заключается в итеративном создании такой плотностной модели строения земной коры вдоль линии профиля, чтобы расчетное гравитационное поле наилучшим образом соответствовало здесь наблюдаемому полю. Это позволяет интерполировать положение плотностных границ на участках, где априорные данные отсутствуют или же являются ненадежными, а также получать представление о геометрии глубинных границ.

Гравитационное моделирование осуществлялось при помощи программы GM-SYS v.4.7 из пакета Oasis Montaj компании Geosoft [16].

Исходными данными для двумерного гравитационного моделирования послужили, как указывалось, сейсмический разрез по профилю МАГЭ-90701 [3] совместно с результатами геотермического моделирования, описанными выше. В восточной части профиля (хребет Ломоносова), где сейсмические данные отсутствуют, поверхность фундамента была выделена условно, а осадочный чехол представлен одним нерасчлененным слоем. Пластовые скорости в осадочном чехле затем были пересчитаны в плотности с помощью эмпирических зависимостей [17, 18]. Ввиду отсутствия детальных данных о строении океанической коры последняя представлена в модели однородным слоем со средней плотностью 2900 кг/м^3 . Литосферная мантия условно разбивалась на области, ограниченные изотермами, идущими с интервалом 100°C , начиная с 400°C . При этом использовался сформированный и описанный выше двумерный массив температур. Принималось, что в пределах каждой такой области плотность постоянна и определяется его средней температурой и упомянутым коэффициентом объемного расширения $\alpha = 3.28 \cdot 10^{-5} \text{ K}^{-1}$ [15]. Значения аномального гравитационного поля вдоль линии М-1 были взяты из международной гравитационной модели ArgGP [2].

После определения средних плотностей для каждой выделенной области расчетное аномальное поле силы тяжести методом подбора приближалось к наблюдаемому. Подбор осуществлялся путем корректировки положения границ в разрезе на участках, где они были выделены неуверенно, а также изменением как плотностей в этих областях, так и глубин границы Мохо. Полученная в результате комплексная плотностная модель глубинного разреза вдоль линии М-1, называемая далее гравитермической, показана на рис. 5 (полностью) и рис. 6 (верхняя часть).

4. Обсуждение результатов

Гравитермическая модель разреза вдоль линии М-1 дает представление о глубинном строении прилаптевоморской части Евразийского бассейна и примыкающих с флангов континентальных блоков. На М-1 строение верхней мантии иллюстрируют изотермы, приведенные с интервалом 100°C (см. рис. 5). При приближении к рифтовой области

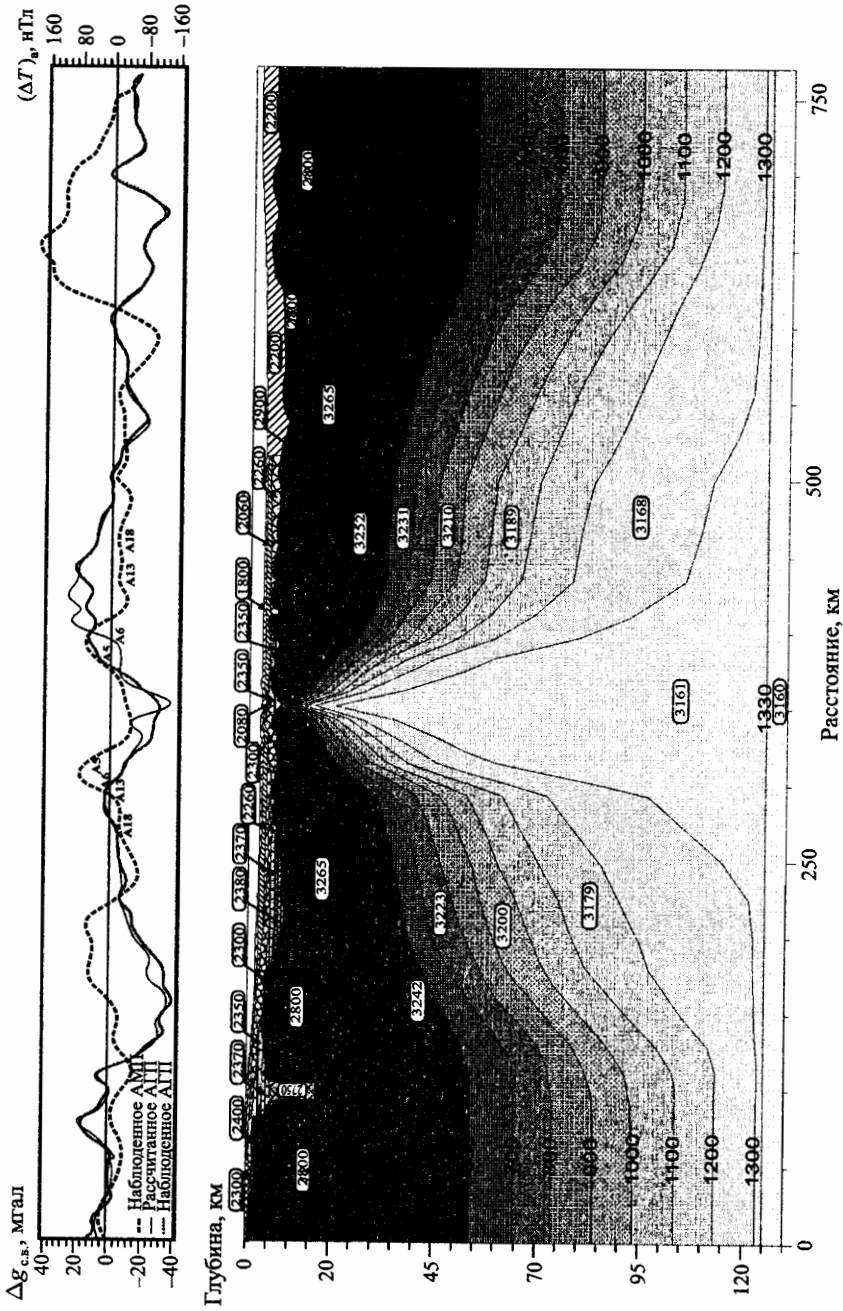


Рис. 5. Гравитермическая модель глубинного строения вдоль линии М-1 (линия показана на рис. 1). Цифры на белом фоне — плотности, $\text{кг}/\text{м}^3$; цифры на линиях — температуры, $^{\circ}\text{C}$; АМП — аномальное гравитационное поле; АМП — аномальное магнитное поле; А13 — номер магнитной аномалии

хребта Гаккеля изотермы испытывают подъем, в результате под хребтом астеносферный слой наращивает свою мощность. Отличительной особенностью М-1 в сравнении с предшествующими моделями для данного региона (например, [5, 19]) является то, что в данном случае геометрия астеносферного подъема под хребтом рассчитана с использованием физической модели, а не простым подбором под наблюдаемое аномальное гравитационное поле.

В западной части профиля (рис. 6) выделяются Таймырский блок с мощностью коры ~ 31 км и обособленный от него прогибом блок притаймырского поднятия. Кора последнего сильно редуцирована (~ 25 км) и при приближении к границе континент — океан ее мощность уменьшается до 10 км. Здесь же расположен глубокий периокеанический прогиб (до 8.5 км глубины). Таким образом, со стороны котловины Нансена наблюдается широкая (~ 130 км) зона перехода континент — океан, характеризующаяся сложным строением фундамента. Можно предположить, что такая картина обусловлена миграцией в сторону океана основной оси растяжения, сопровождающейся образованием серии разновозрастных глубинных разломов (детачментов).

Мощность консолидированной океанической коры в рассматриваемой части Евразийского бассейна по результатам моделирования оценивается в 2.5–4 км. Схожие оценки приводятся в работах [20, 21]. Дно узкой (около 20 км) рифтовой долины находится на глубине 7.5–8 км ниже уровня моря. В области хребта Гаккеля наблюдаются значительные расхождения расчетных и наблюдаемых значений гравитационного поля, что свидетельствует либо о погрешностях гравиметрических данных, получаемых из спутниковой альтиметрии, либо о неточности установления геометрии рифтовой зоны по сейсмическим данным [3].

Океанические породы в котловинах Нансена и Амундсена перекрыты слоем осадков мощностью 1.5–4 км. Как было показано выше, наличие накапливающейся толщи осадков относительно экранирует глубинный тепловой поток и приводит к значительному разогреву кровли второго океанического слоя вплоть до ~ 225 °С. Тем не менее это обстоятельство не приводит к заметному уменьшению плотности базальтов (менее 1%). Следует подчеркнуть, что данные оценки получены при расчетах с описанными выше экстремальными параметрами, поэтому реальный эффект от наличия осадочной толщи может быть еще меньше.

С востока к котловине Амундсена примыкает континентальный блок хребта Ломоносова. Мощность коры в пределах хребта, оцененная в ходе нашего моделирования, составляет ~ 22 км. Анализ потенциальных полей наряду с результатами моделирования позволяет предположить, что строение континентальной окраины на этом фланге хребта Ломоносова сходно с тем, которое наблюдается вблизи Таймыра, здесь также присутствует широкая (~ 90 км) зона перехода. Однако детали строения этой зоны неизвестны, поскольку сейсмические исследования МОВ здесь не проводились.

На М-1 граница континент — океан уверенно фиксируется со стороны котловины Нансена (рис. 6). С противоположной стороны она установлена по набору аналогичных геофизических характеристик (потенциальные поля, батиметрия).

5. Заключение

Основные результаты исследований, изложенных в настоящей работе, состоят в следующем:

1. Построена комплексная гравитермическая модель глубинного строения зоны прилаптевоморского замыкания Евразийского бассейна. При ее создании исходный сейсмический разрез МОВ-ОГТ был дополнен расчетными данными о распределении температур в верхней мантии под океаном и на континенте, оцененных в рамках различных физических моделей.
2. Установлено соответствие (в региональном плане) наблюдаемого аномального поля силы тяжести и рассчитанного поля, свидетельствующее о корректности выбранных физических моделей.
3. Впервые для рассматриваемого района количественно оценено влияние осадочного чехла на температурный режим верхней части литосферы и его проявление в гравитационном поле.
4. На линии М-1 установлено положение границы Мохо, а также границы зон перехода континент-океан с обеих сторон Евразийского бассейна.
5. Показано, что мощность консолидированной коры в Евразийском бассейне сильно сокращена — до 2.5–4 км.

Указатель литературы

1. *Jakobsson M., Cherkis N., Woodward J. et al.* A new grid of Arctic bathymetry: A significant resource for scientists and mapmakers // *Eos Transactions. AGU.* 2000. V. 81. P. 89.
2. *Forsberg R., Kenyon S.* Gravity and geoid of Arctic region: the northern polar gap now filled (abstr.) // IUGG conference, 2003; <http://earth-nfo.nima.mil/GandG/agg/index.html>.
3. *Sekretov S.* Southeastern Eurasian Basin Termination: Structure and Key Episodes of Tectonic History // *Polarforschung*, 1999b. N 69. P. 251–257.
4. *Vogt P. R., Woo-Yeol Jung, Brozena J.* Arctic margin gravity highs: Deeper meaning for sediment depocenters? // *Marine Geophys. Res.* 1998. V. 20. P. 459–477.
5. *Weigelt E., Jokat W.* Peculiarities of roughness and thickness of oceanic crust in the Eurasia Basin, Arctic Ocean // *Geophys J. Int.* 2001 N 145. P. 505–516.
6. *Brevik A. J., Verhoeef J., Falcide J. I.* Effect of thermal contrasts on gravity modeling at passive margins: Results from western Barents Sea // *J. Geophys. Res.* 1999. V.1 04, N B7. P. 15293–15311.
7. *Тёркот Д., Шуберт Дж.* Геодинамика. Геологические приложения физики сплошных сред. Ч. 2. М.: Мир, 1985. 360 с.
8. *Гольмшток А. Я., Рощина Н. А.* Некоторые замечания об эволюции внутриплитовых поднятий // *Вопросы геофизики.* СПб.: Изд-во СПбГУ. 2007. Вып. 39. С. 38–57.
9. *Сорохтин О. Г.* Зависимость топографии срединно-океанических хребтов от скорости раздвижения литосферных плит // *Докл. АН СССР.* 1973. Т. 208. № 6. С. 1161–1165.
10. *Parker R. L., Oldenburg D. W.* Thermal model of Ocean Ridges // *Nature, Phys. Sci.* 1973. V. 242. N 122. P. 137–139.
11. *Davis E. E., Lister C. R. B.* Fundamentals of ridge crest topography // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1974. N 21. P. 405–413.
12. *Smith W. H., Wessel P.* Gridding with Continuous Curvature Splines in Tension // *Geophysics.* 1990. V. 55. N 3. P. 293–305.
13. *Гольмшток А. Я.* О проблеме расчета палеомощностей слоев, слагающих осадочный разрез // *Вопросы геофизики.* СПб.: Изд-во СПбГУ. 2008. Вып. 40. С. 3–21.

14. *Athy L. F.* Density, porosity and compaction of sedimentary rocks // AAPG Bull. 1930. N 14. P. 1–24.
15. *Parsons B., Sclater J. G.* An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age // J. Geophys. Res. 1977. V. 82. P. 803–827.
16. Program GM-SYS v.4.7 // Application package Oasis Montaj. Geosoft Software Company. <http://www.geosoft.com/pinfo/oasismontaj/index.asp>.
17. *Nafe J. B., Drake C. L.* Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, density and the velocities of compressional and shear waves // Geophysics. 1967. N 22. P. 523–552.
18. *Красовский С.С.* Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле. Киев: Наукова думка, 1981. 264 с.
19. *Piskarev L., Roeser H., Hinz K. et al.* Potential fields studies on the crustal structure of the Laptev Sea and the western part of the East Siberian Sea // Polarforschung. 1999. V. 69. P. 41–50.
20. *Coakley B. J., Cochran J. R.* Gravity evidence of very thin crust at the Gakkel Ridge (Arctic Ocean) // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. V. 162. N 1–4. P. 81–95.
21. *Jokat W., Ritzmann O., Schmidt-Aursch M. C. et al.* Geophysical evidence for reduced melt production on the Arctic ultraslow Gakkel mid-ocean ridge // Nature. 2003. V. 423. P. 962–965.