

**ПЛОТНОСТНОЙ РАЗРЕЗ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВПАДИНЫ ДЕРЮГИНА
(ОХОТСКОЕ МОРЕ) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГРАВИТАЦИОННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ**

П.Ф. Волгин, Л.М. Лютая, А.В. Кочергин

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию 6 апреля 2006 г.

Изучен геоплотностной разрез впадины Дерюгина, находящейся в западной части Охотского моря, по профилю о. Сахалин – впадина Дерюгина – Центрально-Охотское поднятие. Применена методика гравитационного моделирования, позволяющая исследовать вариации плотности слоев земной коры по латерали. Установлена горизонтальная делимость слоев земной коры впадины по плотности, что предполагает слоисто-глыбовую модель ее строения. На основании установленной особенности плотностной структуры земной коры впадины Дерюгина предполагается, что она расположена на сочленении микроплиты Сахалин–Хоккайдо и Охотоморской плиты, разделенных структурным швом, которым принадлежат соответственно западный и восточный ее борта. Высказано предположение, что в зоне структурного шва могут находиться скопления разнообразных минеральных ассоциаций, а в “гранитном” слое (фундаменте) бортов Дерюгинского прогиба западного борта впадины Дерюгина во вторичных коллекторах – скопления углеводородов.

Ключевые слова: земная кора, геолого-плотностной разрез, гравитационное моделирование, слоисто-глыбовая структура, структурный шов, впадина Дерюгина, Охотское море.

ВВЕДЕНИЕ

Впадина Дерюгина расположена в западной части Охотского моря. Ограничиваясь изобатой 1000 м, она простирается в субмеридиональном направлении примерно на 800 км при ширине около 250 км (рис. 1А). Максимальная глубина дна впадины, которое представляет собой плоскую абиссальную равнину, составляет 1795 м [28]. В ряду основных морфоструктурных сооружений Охотоморского региона она относится к одному из интереснейших геологических образований, характеризуясь набором таких отличительных признаков, как пониженная мощность земной коры, наличие внутрикоровых внедрений и высокий тепловой поток. Здесь же установлены участки с высоким содержанием в осадках газогидратов, карбонат-баритовой минерализации и аномальными концентрациями марганца [4, 17–19, 26].

Несмотря на большое количество работ, освещающих результаты исследований впадины Дерюгина, многие аспекты ее глубинного строения и тектонического развития еще во многом не ясны. Рассмотрение этих результатов показывает, что в их комплексе совершенно недостаточно использованы возмож-

ности гравиметрии, хотя выявление плотностных неоднородностей и особенностей их размещения на основе количественной интерпретации гравиметрических материалов, несомненно, может внести весьма существенный дополнительный вклад в познание данного района.

Целью проведенной работы было выяснение характера распределения плотности в земной коре впадины Дерюгина по линии ЮЗ-СВ простираения от побережья о. Сахалин до Центрально-Охотского поднятия Охотоморской плиты путем интерпретации гравиметрических материалов методом гравитационного моделирования.

Задачей исследования являлось установление особенностей глубинного строения впадины, выяснение местоположения зоны контакта микроплиты Сахалин-Хоккайдо с Охотоморской плитой и положения впадины по отношению к ним.

**ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
ВПАДИНЫ**

В результате изучения впадины Дерюгина геофизическими методами, начиная от гравимагнитометрии до сейсморазведки в самых различных модификациях [1, 7, 22], было установлено [20, 31], что в



Рис. 1. А – батиметрическая карта впадины Дерюгина.

1 – изобаты (м); 2 – линия профиля; 3 – участок с активным проявлением барит-карбонатной минерализации и аномальными концентрациями метана.

Б – карта поверхности подкоровой мантии.

1 – изоглубины (в км); 2 – линия профиля.

В – априорная плотностная модель земной коры по профилю о. Сахалин–впадина Дерюгина–Центрально-Охотское поднятие.

1 – границы слоев разреза; 2 – вертикальные границы блоков слоев разреза; 3 – номер слоя и его заданное значение плотности (в $г/см^3$); 4 – поверхность слоя подкоровой мантии.

структуре ее земной коры принимают участие три слоя. Верхний из них представляет собой толщу рыхлых осадков кайнозойского возраста, а вторые два составляют ее консолидированную часть. Верхний из этих двух, представляющий собой так называемый “гранитный” слой, имеет мощность порядка 8 км, однако на некоторых участках впадины она сокращена до первых километров. Нижележащий слой, условно именуемый “базальтовым”, более выдержан по мощности, которая составляет около 12–15 км. Подстилается земная кора верхней мантией, которая здесь имеет форму купола (рис. 1Б), в котором ее вещество, по мнению И.К. Туезова [35], находится в частично расплавленном состоянии.

Согласно схеме тектонического районирования Охотоморского региона [20], впадина Дерюгина располагается в западной присахалинской части Охотоморской плиты, которая структурным швом отделяется от восточного террейна – микроплиты Сахалин-Хоккайдо. Под впадиной фундамент разбит многочисленными субмеридиональными разломами и благодаря рифтогенным процессам опущен более чем на 1000 м. Наибольшая интенсив-

ность этих процессов происходила в западной части впадины, где они определили образование Дерюгинского прогиба.

Предполагается, что в западной части впадины фундамент имеет докайнозойский возраст, а в восточной – палеозой-мезозойский. Судя по скоростям сейсмических волн и материалам драгирования, в первой он сложен алеврито-глинисто-кремнистыми образованиями, а во второй – орто- и парасланцами, зеленокаменно-измененными вулканитами, кремнистыми породами и мезозойскими интрузиями преимущественно гранитоидного ряда [31].

Осадконакопление, которое происходило во впадине в кайнозойское время, в основном начиная с олигоцена, почти полностью скомпенсировавшее прогибание фундамента, сопровождалось формированием ряда структурных зон, в строении которых принимают участие как гетерогенный фундамент, так и осадочный чехол, имеющий песчано-алеврито-глинисто-кремнистый состав.

Тепловой поток впадины Дерюгина относительно смежных морфоструктур Охотского моря отличается в целом повышенными значениями, что харак-

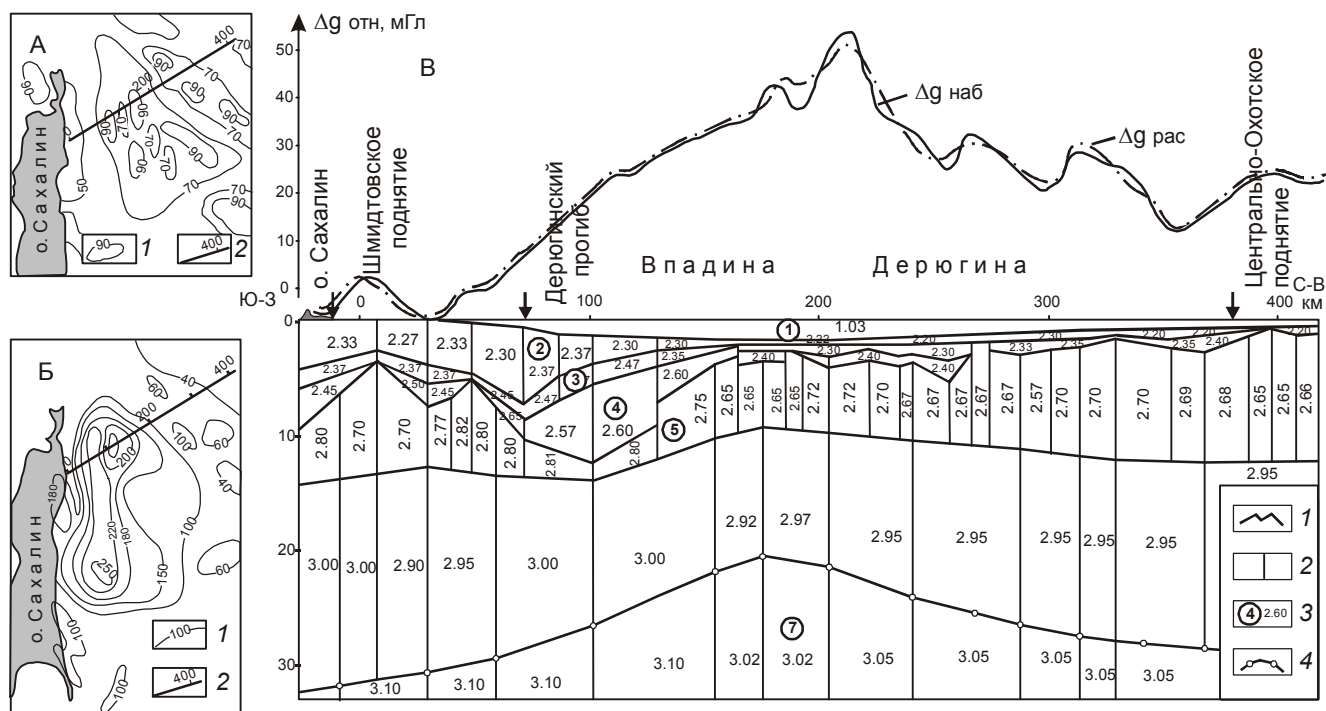


Рис. 2. А – карта теплового потока района впадины Дерюгина.

1 – изолинии теплового потока (в мВт/м²); 2 – линия профиля.

Б – карта температур на поверхности кристаллического фундамента.

1 – изотермы (°С); 2 – линия профиля.

В – плотностной разрез земной коры по профилю о. Сахалин – впадина Дерюгина – Центрально-Охотское поднятие.

1 – границы слоев разреза; 2 – вертикальные границы блоков слоев разреза; 3 – номер слоя и вычисленное значение плотности его блока (в г/см³); 4 – поверхность слоя подкоровой мантии.

терно для всех глубоководных впадин дальневосточных окраинных морей [31, 33]. Особенно высокие его значения отмечаются у западного борта впадины, где они при средней величине 60 мВт/м² достигают 90 мВт/м² (рис. 2А).

Магнитное поле впадины Дерюгина характеризуется полосчатой структурой с чередованием аномалий разного знака. При сравнительно низком уровне поля обычные значения напряженности его аномалий колеблются от -200 до +300 нТл. Количественные расчеты показывают, что верхние кромки основной массы магнитных тел не выходят за пределы “гранитного” слоя [22].

Интенсивные положительные аномалии до 1200–1400 нТл отмечаются только за западным бортом впадины, где они фиксируют Восточно-Сахалинский офиолитовый пояс, отделяющий ее от Северного Сахалина.

Гравитационное поле впадины Дерюгина в редукции Фая характеризуется относительно пониженным уровнем. При, в целом, отрицательных его зна-

чениях по краям впадины отмечаются локальные положительные аномалии интенсивностью в первые десятки мГл, отвечающие приподнятым блокам фундамента [31].

В гравитационном поле в редукции Буге район впадины Дерюгина выделяется значительными по амплитуде положительными гравитационными аномалиями, достигающими 100 мГл, осложненными локальными аномалиями более низкого ранга.

МЕТОДИКА МОДЕЛИРОВАНИЯ

Послойное плотностное построение геологического разреза по методике регионального гравитационного моделирования основано на решении прямой и обратной задач гравиметрии при неизменности принятого геометрического каркаса его модели. В общем случае задачей этого вида моделирования является установление распределения плотности на заданном участке геологического пространства, с достаточной степенью надежности отвечающего ее реальному распределению.

В основу гравитационного моделирования положен алгоритм В.И. Старостенко [27], реализованный в программе В.И. Исаева [9, 10], предназначенной для расчета двухмерных плотностных моделей, позволяющей решать обратную задачу гравиметрии в линейной постановке.

В общем виде схема гравитационного моделирования может быть представлена в следующем виде. Перед началом работы определяются конкретные вопросы, которые предполагается решить гравитационным моделированием. Для этого собирается вся имеющаяся информация о строении изучаемого региона, изучаются основные особенности строения его тектонических структур, все вопросы, связанные с их образованием и развитием, и как они решаются в свете различных геодинамических гипотез. После сбора всего необходимого материала осуществляется его подготовка для ввода в ЭВМ и решения обратной задачи. Далее осуществляется непосредственный расчет плотностного разреза, который производится следующим образом. На основании всех имеющихся данных о строении изучаемого района составляется двухмерная априорная плотностная модель профиля, каждый слой которой разбит на однородные по плотности блоки. Существует ограничение на форму выделяемых блоков – трапеция с вертикальными боковыми сторонами (в пространстве – бесконечная горизонтальная призма). Это ограничение связано с заложенным в программу алгоритмом вычисления гравитационного эффекта от однородного по плотности элемента в форме трапеции. Результат решения прямой задачи гравиметрии от данной априорной модели позволяет оценить ее адекватность реальному геолого-плотностному строению исследуемого разреза земной коры и обосновать необходимость корректировки исходных о нем представлений для осуществления последующего этапа интерпретации.

На следующем этапе интерпретации рассчитывается математическая модель плотностного разреза, которая анализируется по ряду признаков. Удовлетворительным считается решение, в котором не более определенного процента (~20 %) из всех значений искомого параметра попали на предельные ограничения и для которого среднеквадратическое расхождение наблюдаемого и расчетного полей не превышает конкретно заданную величину. В случае невыполнения одного из этих условий, после изменения некоторых параметров в априорной модели (изменяется геометрия разреза или задается другая плотность) проводится повторное решение обратной задачи.

Если расчетная модель опять не удовлетворяет математическим и геологическим критериям результатов интерпретации, то данная модель отбрасывается

и строится новая априорная модель в соответствии с другой гипотезой строения региона.

Приведенная схема гравитационного моделирования лишь в общих чертах отражает тот путь, который должен привести к модели, отвечающей всем требованиям плотностных моделей. В каждом конкретном случае она может быть изменена в соответствии с особенностями имеющихся в распоряжении интерпретатора гравиметрических и других геолого-геофизических данных, а также с особенностями постановки задачи.

По данной методике В.Ю. Косыгиным, В.И. Исаевым [11–14] и М.Л. Красным [15, 16] была построена серия плотностных моделей тектоносферы северо-западной окраины Тихого океана, которые сыграли большую роль в развитии и применении методов математического моделирования для изучения океанических и окраинных структур. Большой опыт применения данного метода показал его возможности и высветил некоторые слабые стороны, которые впоследствии были устранены В.Н. Сеначиным [24]. В связи с изложенным применение данной методики в процессе проведенной интерпретации представляется вполне обоснованным.

ХАРАКТЕРИСТИКА ИСХОДНОЙ МОДЕЛИ ПРОФИЛЯ

Интерпретируемый профиль проложен вдоль одного из профилей региональных комплексных геофизических исследований Охотского моря, включающих в себя сейсморазведку МОГТ и гравимагнитометрию.

За основу геометрии структурного каркаса априорной модели профиля (рис. 1В), представляющей собой первое (нулевое) приближение, использовались данные по совмещенному с ним сейсмопрофилю (МОГТ) и результаты построений границ раздела низов земной коры района впадины Дерюгина по материалам ГСЗ [29, 31]. В качестве отправных значений плотности в этой модели приняты опубликованные осредненные значения плотности слоев земной коры и верхней мантии [29, 32, 34].

В этой модели выделено и охарактеризовано плотностями пять слоев земной коры и подкорковый слой верхней мантии. Все они поделены на блоки вертикальными жестко закрепленными разделами, местоположение которых выбиралось по наиболее характерным изгибам рельефа поверхности слоев и особенностям гравитационного поля. Предполагается, что вертикальные разделы, отвечающие резкому изгибу слоев, могут быть интерпретированы как разрывные нарушения.

Седьмой слой, представляющий собой подкоронную часть верхней мантии, залегает на глубине от 20 до 33 км, причем наибольшие его погружения отмечаются по краям профиля. На глубине 33 км слой условно ограничен горизонтальной плоскостью. В центральной части профиля слой образует выступ, представляющий собой, как указывалось выше, зону частичного плавления вещества верхней мантии, очевидно, связанную с глубинным мантийным плюмом, как это обычно имеет место в рифтовых зонах [8]. По результатам выполненных ранее расчетов по геотраверсу Сахалин-Камчатка [32], плотность слоя примерно 3.10 г/см^3 .

Шестой слой, самый нижний из слоев (“базальтовый”) модели разреза земной коры, в пределах профиля имеет мощность от 10 до 17 км. Ее максимальные значения наблюдаются по краям профиля – у побережья Сахалина и под Центрально-Охотским поднятием, а наименьшую мощность около 10 км слой имеет в центре профиля – под впадиной Дерюгина. Рассчитанные значения плотности “базальтового” слоя на Сахалине и прилегающей к нему части акватории Охотского моря обычно составляют $2.9\text{--}3.1 \text{ г/см}^3$ [32, 34], поэтому в качестве отправного значения плотности слоя была принята ее средняя величина 3.0 г/см^3 .

Пятый слой разреза (“гранитный”) представляет собой толщу сильно литифицированных осадочно-вулканогенных образований мезозойского возраста и метаморфизованных пород палеозоя. Рельеф слоя сильно расчленен и характеризуется контрастными формами. Мощность слоя около 8–10 км, за исключением участка Дерюгинского прогиба, находящегося на западном борту впадины Дерюгина, где она сокращена до двух километров. Судя по скоростям сейсмических волн, плотность “гранитного” слоя варьирует в пределах от 2.65 до 2.80 г/см^3 [34], поэтому ее значение в априорно принимаемой начальной плотностной модели взято равным 2.70 г/см^3 .

Четвертый слой является нижним слоем осадочного чехла. Он сложен глинистыми глубоководно-морскими отложениями палеогенового возраста и выполняет отрицательные формы нижележащего слоя. С учетом достаточно высоких граничных скоростей в кровле слоя, достигающих $4.8\text{--}5.2 \text{ км/с}$, его плотность принята равной 2.50 г/см^3 .

Третий слой. В пределах профиля этот слой распространен повсеместно. Он соответствует толще раннемиоценовых морских глинисто-кремнистых образований. Наибольшая мощность слоя наблюдается в начальной части профиля, где она составляет около $1.5\text{--}2.0 \text{ км}$. В направлении к северо-восточному концу профиля слой постепенно выклинивается.

С учетом известных многочисленных данных, полученных в результате исследования керна скважин, пробуренных на Сахалине и его шельфе, отправная плотность слоя принята равной 2.40 г/см^3 [29, 34].

Второй слой отвечает комплексу континентальных осадочных пород верхнемиоцен-плиоценового возраста. В начале профиля мощность слоя достигает нескольких километров, однако максимальные ее значения порядка 6–7 км наблюдаются у западного борта впадины Дерюгина. К концу профиля мощность слоя уменьшается до $0.5\text{--}1.0 \text{ км}$. С учетом известных определений плотности пород толщи осадков, выполняющих данный слой, ее начальная плотность в модели была принята равной 2.3 г/см^3 .

Первый слой распространен в пределах всего профиля и отвечает водной толще, плотность которой принято считать равной 1.03 г/см^3 .

Кривая поля силы тяжести в редукции Буге ($s = 2.3 \text{ г/см}^3$), привлеченная для интерпретации, показывает, что от начала профиля к центру уровень поля возрастает примерно на $50\text{--}55 \text{ мГл}$. После этого он снижается на $20\text{--}30 \text{ мГл}$. Однако, если в начале профиля кривая практически гладкая, то ее правая ветвь осложнена рядом экстремумов интенсивностью $10\text{--}15 \text{ мГл}$.

ОПИСАНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Расчет гравитационного эффекта от априорной геолого-плотностной модели профиля, проведенного на первом этапе гравитационного моделирования, показал, что вычисленная кривая Δg существенно разнится с наблюдаемой (рис. 1В). Наиболее велико это расхождение на участке профиля от Шмидтовского поднятия до центра впадины Дерюгина, где спокойно воздымающейся ветви кривой наблюдаемого поля отвечает глубокий минимум расчетной кривой. В другой части профиля поведение обеих кривых сходно, а отмечаемые на них локальные экстремумы совпадают в плане, отличаясь лишь своей интенсивностью.

Учитывая то обстоятельство, что геометрия разреза сконструирована достаточно надежно, можно сделать вывод, что неконформность наблюдаемого и расчетного гравитационных полей района впадины Дерюгина может объясняться лишь наличием в реальных слоях разреза земной коры существенных плотностных неоднородностей. Выяснение характера и особенностей распределения этих неоднородностей было осуществлено на следующем этапе интерпретации, “математические” требования к результатам которой, в соответствии с методикой, принятой разработчиками программы [9, 10], предполагали, что:

1) рассчитанные значения плотности блоков слоев модели плотностного разреза не должны выходить за рамки ± 0.15 г/см³ относительно их априорно заданных величин, а число значений плотности блоков, находящихся на предельных ограничениях, не должно превышать 20 % ;

2) среднеквадратическое расхождение наблюдаемого и расчетного гравитационных полей не должно быть выше 2.0 мГл, что определяется точностью использованных гравиметрических материалов.

Кроме того, предусматривалось соответствие рассчитанного плотностного разреза таким критериям, как нахождение рассчитанных значений плотности в рамках допустимых для предполагаемого состава слоев коры и подкорковой мантии и удовлетворение их принимаемой гипотезе геологического строения и развития региона.

Рассмотрение результатов проведенного плотностного моделирования (рис. 2В) показывает, что они удовлетворяют вышеуказанным требованиям и характеризуют близкую к реальной плотностную структуру земной коры исследуемой части впадины Дерюгина.

Приступим к послойной характеристике полученного плотностного разреза.

Седьмой слой разреза имеет плотность, варьирующую от 3.02 до 3.10 г/см³. Его средняя плотность оценивается величиной 3.07 г/см³. Главной особенностью плотностного разреза слоя является наличие в его центральной части двух аномально разуплотненных до 3.02 г/см³ блоков, приуроченных к наиболее приподнятой части выступа слоя. Части слоя, находящиеся по обе стороны от указанных блоков, более плотные, причем блоки, находящиеся под западным бортом впадины Дерюгина, характеризуются большими значениями плотности, чем блоки слоя, расположенные под ее восточным краем (соответственно 3.10 и 3.05 г/см³). По-видимому, вышеуказанная аномально разуплотненная часть слоя, представленная двумя блоками, является наиболее расплавленным локальным участком зоны частичного плавления мантийного вещества.

Шестой слой, как и нижележащий, дифференцирован на разноплотностные блоки, но их уже несколько больше. Плотность этих блоков меняется от 2.90 до 3.00 г/см³ и в среднем составляет 2.95 г/см³. Как и в слое подкорковой мантии, в центральной части слоя наблюдается аномально разуплотненная зона, но она менее обширна и представлена одним блоком плотностью 2.92 г/см³. Кроме этого блока, в левой части разреза под Шмидтовским поднятием находится еще один относительно разуплотненный

блок плотностью 2.90 г/см³. Между указанными двумя аномально разуплотненными блоками слоя выделяются два блока повышенной до 3.00 г/см³ плотности. Находятся они у западного борта впадины Дерюгина прямо под одноименным прогибом вышележащего пятого (“гранитного”) слоя, представляющего собой грабенообразную структуру. Часть слоя, принадлежащая восточному борту впадины Дерюгина, во всех своих блоках менее плотная и характеризуется в них равным значением плотности – 2.95 г/см³. Лишь один блок слоя этой части разреза, примыкающий к аномально разуплотненному блоку его центра, уплотнен до 2.97 г/см³.

Пятый слой дифференцирован на разноплотностные блоки более значительно, чем оба предыдущих. Более широк здесь и диапазон вариаций плотности блоков, который охватывает интервал от 2.65 до 2.85 г/см³. Однако для него характерна та же тенденция разуплотнения слоя от начала профиля к его окончанию. Обращает на себя внимание наличие двух относительно разуплотненных блоков в районе Шмидтовского поднятия.

Таким образом, анализ особенностей распределения плотностных неоднородностей в трех нижних слоях рассчитанного плотностного разреза, отвечающих консолидированной части земной коры и слою подкорковой мантии, показывает, что они характеризуются определенными взаимосвязанными закономерностями, заключающимися в их едином местонахождении и однообразной направленности их изменения.

Четвертый слой. Плотность этого слоя варьирует от одного его блока к другому от 2.40 до 2.60 г/см³. Ее среднее значение составляет 2.52 г/см³. Максимальная плотность слоя (2.60 г/см³) наблюдается в пределах западного борта впадины Дерюгина, где он выполняет депрессию пятого слоя.

Третий слой. Плотность слоя невелика и составляет от 2.30 до 2.37 г/см³. Лишь у западного борта впадины Дерюгина в Дерюгинском прогибе она аномально увеличена до 2.45–2.47 г/см³, но в целом для слоя характерно закономерное уменьшение его плотности от западного к восточному борту впадины Дерюгина.

Второй слой. Плотность блоков слоя лежит в пределах от 2.20 до 2.37 г/см³, причем максимальные ее значения также фиксируются у западного борта впадины Дерюгина. Кроме того, для него сохраняется та же особенность направленности изменения его плотности, что и для всех предыдущих слоев земной коры, заключающаяся в ее уменьшении от западного к восточному борту впадины.

Выясненные особенности распределения плотности в слоях земной коры в целом по всему разрезу профиля наглядно видны на обобщенном плотностном разрезе, где в каждом слое выделены участки пониженной и повышенной, относительно средневычисленных значений, плотности (рис. 3). Анализ этих особенностей позволяет подчеркнуть наиболее характерные из них, заключающиеся в следующем:

- все слои разреза в той или иной мере дифференцированы на разнопорядковые плотностные блоки;
- для всех слоев разреза в целом характерна однообразная направленность изменения их плотности, заключающаяся в ее уменьшении от начала профиля к его окончанию, с запада на восток;
- в слоях 5 и 6 плотностного разреза, отвечающих консолидированной части земной коры, установлены две сквозные локальные, относительно разуплотненные зоны, находящиеся под Шмидтовским поднятием и центральной частью дна впадины Дерюгина, причем последняя продолжается в подкоровый слой верхней мантии (слой 7);
- под западным бортом впадины Дерюгина в районе Дерюгинского прогиба вся толща земной коры аномально уплотнена относительно смежных участков;
- плотностные неоднородности слоев земной коры практически не коррелируются с гравитационными аномалиями;
- по всему разрезу каких-либо инверсий плотности в слоях земной коры не установлено.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Рассмотрение результатов гравитационного моделирования разреза земной коры впадины Дерюгина по профилю о. Сахалин – впадина Дерюгина – Центрально-Охотское поднятие свидетельствует об определенной новизне полученной информации, которая позволяет осветить ранее не известные особенности ее строения, определяемые сложной геодинамической эволюцией впадины.

Приведенные данные вполне определенно указывают не только на вертикальную, но и на горизонтальную делимость земной коры и подкоровой части верхней мантии впадины Дерюгина по плотности. Несмотря на определенный схематизм, обусловленный заменой конкретных геологических тел и ее локальных структурных форм фигурами правильных геометрических очертаний, рассчитанный геолого-плотностной разрез свидетельствует о гораздо более сложном строении коры впадины Дерюгина, чем это ранее представлялось в виде априорной модели первого (нулевого) приближения (раздел “Описание ре-

зультатов моделирования” рис. 1В). На рис. 3 больший уровень наблюдаемого поля а.с.г в С-В части профиля выше, чем в его Ю-З части. Это объясняется существенно более приподнятым здесь положением поверхности “гранитного” слоя (слой 5), который характеризуется положительной избыточной плотностью (порядка 0.25 г/см³), что следует из характеристик слоев 5 и 4 исходной модели профиля. Несоответствие максимума на кривой теплового поля разуплотненным вертикальным телам консолидированной части земной коры (слои 3–6) (рис. 3) может объясняться тем, что последние, по-видимому, отражают высокопроницаемые трещинные тектонически-ослабленные зоны, никак не связанные с повышенной термичностью здесь участков земной коры.

Полученные результаты гравитационного моделирования земной коры позволяют представить одну из наиболее вероятных моделей ее строения. Отвергая модели слоисто-однородной земной коры впадины Дерюгина как нереальные, можно обоснованно считать, что здесь наиболее приемлема слоисто-глыбовая модель коры, где каждая глыба определенного слоя отличается от других мощностью, вещественным составом и петрофизическими свойствами пород. Основной особенностью построенного многослойного плотностного разреза является установленный факт большей уплотненности слоев земной коры и подкоровой мантии западного борта впадины Дерюгина по отношению к восточному. Наиболее явно эта особенность проявлена в пятом, “гранитном” слое, где в юго-западной части профиля его рассчитанная плотность, за исключением двух блоков Шмидтовского поднятия, варьирует от 2.77 до 2.82 г/см³, тогда как на его северо-восточном участке плотность блоков “гранитного” слоя составляет примерно 2.65–2.70 г/см³, то есть разница плотностей слоя в той и другой частях профиля составляет около 0.10 г/см³.

Судя по вычисленным значениям плотности, в первом случае “гранитный” слой сложен такими породами, как диориты, габбродиориты, гранодиориты и сходными с ними по физическим свойствам кристаллическими сланцами, а во втором он, вероятно, в большей мере выполнен гранитогнейсами, гранодиоритами и другими более кислыми породами вплоть до гранитов.

Нижележащий “базальтовый” слой также разделен по плотности на две аналогичные части. Однако, различие между ними менее контрастно и составляет всего около 0.05 г/см³, что свидетельствует о большей однородности его вещественного состава. По-видимому, в обоих блоках слой сложен близким комплексом пород, включающим в себя габбро, диабазы, габбро-пироксениты, амфиболиты и другие разно-

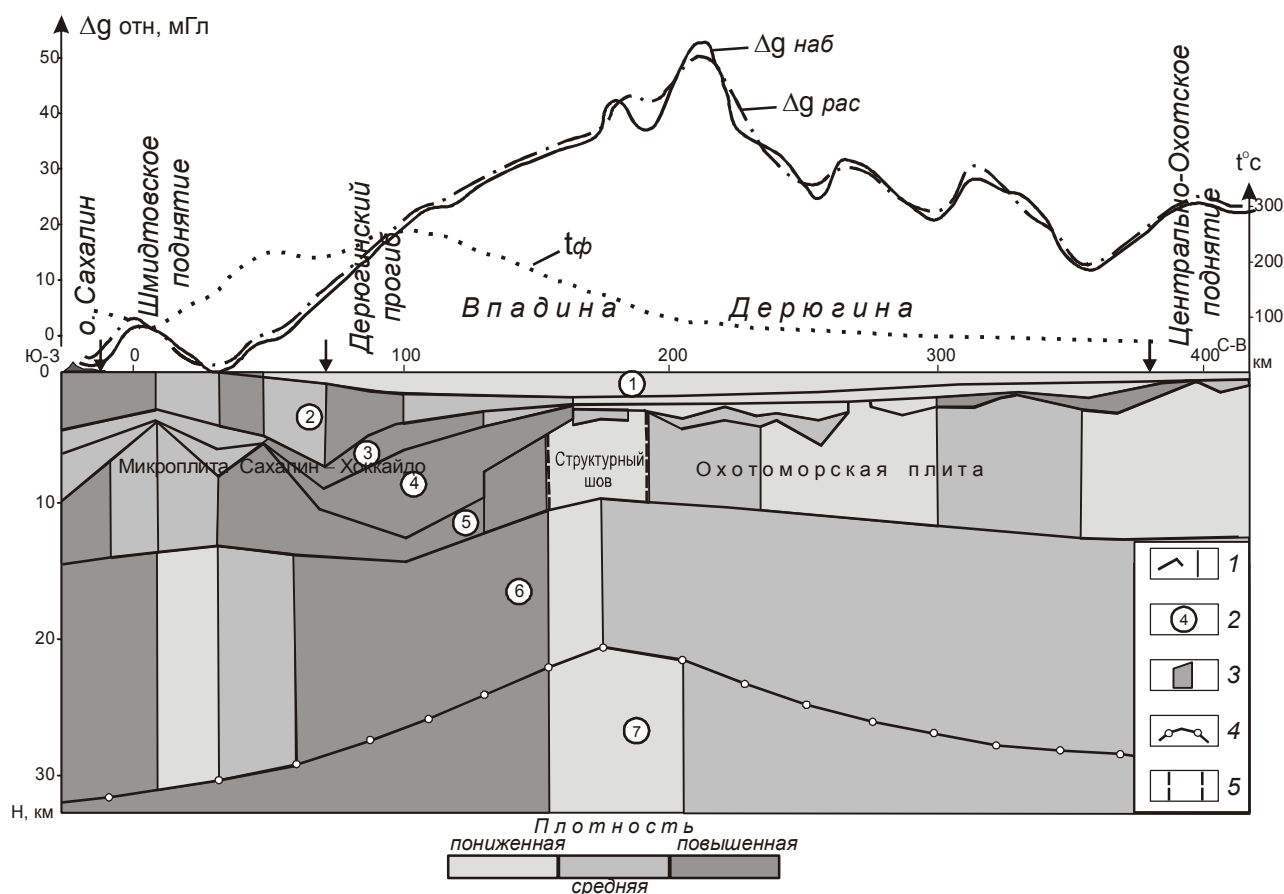


Рис. 3. Обобщенный плотностной разрез земной коры по профилю о. Сахалин – впадина Дерюгина – Центрально-Охотское поднятие.

1 – горизонтальные и вертикальные разделы слоев разреза; 2 – номер слоя; 3 – контур плотностной неоднородности слоя разреза; 4 – поверхность слоя подкоровой мантии; 5 – границы тектонических структур; t_{ϕ} – температура на поверхности кристаллического фундамента.

видности основного состава, которым присущи рассчитанные плотности.

Слою подкоровой мантии присуща та же особенность, что и “базальтовому”, заключающаяся в такой же его незначительно большей плотности в юго-западной части профиля по сравнению с северо-восточной. По-видимому, слой сложен комплексом основных и ультраосновных пород, находящихся в частично расплавленном состоянии.

Следующей весьма важной особенностью плотностного разреза профиля (рис. 3), на наш взгляд, является существование в его центре между его разноплотностными частями сравнительно узкой сквозной зоны пониженной плотности, которая, начинаясь в сводовой части выступа слоя подкоровой мантии, пронизывает всю толщу консолидированной части земной коры, представленной “базальтовым” и “гранитным” слоями. Вероятнее всего, она отражает тектонически ослабленную высокопроницаемую зону, в

пользу чего свидетельствует обнаружение драгированием в ее непосредственной близости эффузивных и интрузивных пород среднего и основного состава [22]. Здесь же наблюдаются флюидопроявления, активная эмиссия метана и зафиксировано скопление барит-карбонатных ассоциаций. Первые два признака считаются проявлением остаточных постмагматических процессов, а барит-карбонатное минералообразование – вторичным эффектом вышеуказанных процессов. Время последней магматической активизации в данной зоне точно не установлено, но считается, что основные магматические процессы могли здесь завершиться в плиоцене, а возможно и в более позднее время [17].

Ослабленная зона земной коры приурочена к центральной глубоководной части дна впадины Дерюгина, что позволяет считать ее своеобразным индикатором процесса рифтообразования во впадине, который, как известно, протекает по древним текто-

ническим швам – потенциально ослабленным зонам литосферы [36]. Представляется, что выделенная нами в земной коре впадины Дерюгина вертикальная, узкая, аномально разуплотненная зона, разделяющая два участка земной коры, различающихся по своим физическим (плотностным) параметрам, может рассматриваться как структурный шов между двумя разнородными геоблоками коры, которым принадлежат противоположные борта впадины. Очевидно, западный из них является фрагментом (восточная террейн-пластина) микроплиты Сахалин-Хоккайдо, а восточный представляет собой присахалинскую западную часть Охотоморской плиты [20]. Этот вывод вполне согласуется с мнением К.Ф. Сергеева, предположившим на основе анализа характера поведения изопахит кайнозойского комплекса отложений Северо-Восточного Сахалина, которые “открываются” во впадину Дерюгина и находят свое продолжение в изолиниях мощностей ее осадков, что западный борт впадины Дерюгина относится к Сахалинской складчатой системе, а восточный уже принадлежит Охотоморской плите [25].

Наряду с вышерассмотренной зоной разуплотнения земной коры обращает на себя внимание еще одна зона относительно пониженной плотности, находящаяся в районе Шмидтовского поднятия, сложенного офиолитовым комплексом ультраосновных магматических пород. Предполагается, что она также отвечает ослабленному участку земной коры, насыщенному магматическими расплавами. Интересной особенностью этой зоны является то обстоятельство, что ее блоки, находящиеся в шестом (“базальтовом”) слое, смещены относительно блоков пониженной плотности пятого (“гранитного”) слоя от Шмидтовского поднятия в сторону Дерюгинского прогиба. Это обстоятельство позволяет предположить, что она отображает собой наклонную тектонически ослабленную высокопроницаемую зону, по которой офиолиты проникают из низов земной коры в сводовую часть Шмидтовского поднятия.

Между указанными зонами разуплотнения в районе Дерюгинского прогиба находится наиболее уплотненный участок земной коры. На карте температур поверхности кристаллического фундамента (рис. 2Б) ему отвечает интенсивная положительная аномалия с экстремальными значениями 200–250°C, тогда как на остальной части впадины уровень температур не превышает 100°C [33]. Это обстоятельство указывает на значительную интенсивность протекания здесь магматического процесса (возможно, излияние глубинных базальтов), определяющего уплотнение коры и преобразование ее по любому из возможных механизмов [36] из коры суб-

континентального типа в субокеаническую. Здесь, в условиях разломно-блоковой тектоники растяжения, высокого теплового потока, сейсмической активности, происходит активная циркуляция горячих флюидов по разломам и трещинным зонам. Все это должно обуславливать: ускоренную генерацию углеводородов, их восходящую миграцию по разломам в вышележащие толщи осадков и нисходящую – из более молодых отложений в более древние, в том числе и в породы фундамента. В структурах осадочного чехла ввиду высокой магматической активности района сохранность залежей углеводородов маловероятна, но в бортах Дерюгинского прогиба за счет вторичных изменений (тектонической, гидротермальной, тектонексонной активности) породы фундамента могут иметь хорошие коллекторские свойства и контролировать залежи углеводородов, как это имеет место в целом ряде рифтогенных областей [5]. Можно ожидать здесь скопления углеводородов и в самой верхней части осадочного чехла, что подтверждается обнаружением газогидратов на западном борту впадины Дерюгина в керне глинистых осадков [18].

Приведенные сведения об особенностях глубинной плотностной структуры земной коры впадины Дерюгина в сочетании с другими геолого-геофизическими данными вполне определенно указывают на то, что в ее пределах активно протекает процесс рифтогенеза, четко проявленный в структуре земной коры и верхней мантии. Возможно, он был вызван последовательными субдукционно-коллизийными процессами, протекавшими в районе впадины в мезозое и кайнозое, но определенно судить об этом по результатам проведенного моделирования не представляется возможным. Очевидно, что для обоснования такого серьезного вывода необходимо проведение гравитационного моделирования еще по ряду профилей.

Механизм протекающего во впадине Дерюгина тектонического процесса в настоящей статье авторами не рассматривался, но им представляются вполне жизненными идеи П.М. Сычева [29], основанные на теории Е.В. Артюшкова о связи геологических явлений с дифференциацией по плотности вещества Земли [2, 3], что является, на взгляд П.М. Сычева, первопричиной образования поднятий и впадин на северо-западе Тихоокеанского подвижного пояса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Несмотря на большое внимание, уделенное целым рядом исследователей вопросам глубинного строения, эволюции и геодинамики впадины Дерюгина, их отдельные моменты все равно являются предметом дискуссий. Признавая неоднозначность привлеченной для проведения гравитационного мо-

делирования информации, авторы считают, что его результаты все же являются достаточно объективными и представляют собой один из возможных вариантов плотностного строения земной коры впадины.

В результате проведенного моделирования установлены следующие основные особенности строения земной коры впадины Дерюгина.

По результатам полученного распределения плотности установлено, что земная кора впадины Дерюгина имеет слоисто-глыбовый характер строения. При этом выяснено, что она находится в зоне контакта двух крупных блоков коры, различающихся по своим плотностным характеристикам. Область их сочленения находится в районе центральной части впадины и представляет собой узкую, вертикальную, аномально разуплотненную зону, достигающую до слоя подкоревой мантии, где находится плюм частичного плавления ее вещества. Данное обстоятельство позволяет рассматривать ее в качестве тектонически ослабленной, высокопроницаемой зоны, представляющей собой структурный шов между двумя разнородными блоками земной коры – восточным террейном микроплиты Сахалин-Хоккайдо и Охотоморской плиты.

Существование данного активно живущего структурного шва, связанного с мантийным плюмом, позволяет предполагать наличие в его зоне серии скоплений разнообразных минеральных ассоциаций, что определяет необходимость его трассирования и изучения геолого-геофизическими методами.

Не меньшего внимания заслуживает и западный борт впадины. Здесь, в бортах Дерюгинского прогиба, предположительно идет процесс преобразования земной коры из коры субконтинентального типа в субокеаническую и прогнозируется нахождение залежей углеводородов.

Таким образом, выполненное гравитационное моделирование показывает, что глубинные процессы, обусловившие формирование сложной тектонической структуры впадины Дерюгина, охватывающие всю толщу ее земной коры, определяют и особенности ее строения, тем самым благоприятствуя образованию и скоплению разнообразных полезных ископаемых. Все это указывает на необходимость продолжения во впадине Дерюгина геофизических работ, в том числе и методом гравитационного моделирования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аргентов В.А., Жигулев В.В., Веселов О.В. и др. Особенности геологического строения впадины Дерюгина по результатам комплексной интерпретации геофизических данных // Доклады международного симпозиума 24–28 сентября 2002 г. Южно-Сахалинск. Южно-Сахалинск, 2004. С. 120–130.
2. Артюшков Е.В. Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с ними явления // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1970. № 5. С. 18–30.
3. Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 328 с.
4. Астахова Н.В., Сатарова В.В. Геохимия железо-марганцевых образований центральной части Охотского моря // Вулканология и сейсмология. 2005. № 3. С. 29–33.
5. Веселов К.Е., Долицкая Т.В. Новые горизонты прогнозирования поисков и разведки нефти и газа в связи с тектоникой глобального рифтогенеза // Геофизика. 1996. № 3. С. 38–43.
6. Гранник В.М. Палеосейсмофокальные зоны Сахалина // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 3. С. 55–65.
7. Журавлев А.В. Сравнительная характеристика впадин Дерюгина и ТИПРО Охотского моря // Тихоокеан. геология. 1984. № 1. С. 21–28.
8. Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х. Плюмы и геодинамика Байкальского рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 7. С. 685–699.
9. Исаев В.И., Хвостовская Н.В. О реализации на ЕС ЭВМ метода математического программирования для решения обратной задачи гравиметрии в линейной постановке // Разведочная геофизика: теория, методика, результаты. Киев: Наук. думка, 1984. С. 156–171.
10. Исаев В.И. Построение региональных геоплотностных моделей методами математического программирования (на примере интерпретации гравитационного поля Дальнего Востока и сопредельных акваторий): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Киев: АН УССР Ин-т геофизики им. С.И. Субботина, 1986. 23 с.
11. Косыгин В.Ю., Исаев В.И. О построении региональных плотностных моделей // Тихоокеан. геология. 1985. № 2. С. 113–116.
12. Косыгин В.Ю., Исаев В.И. Плотностная модель тектоносферы вдоль геотраверса Япония-Гавайи // Тихоокеан. геология. 1986. № 5. С. 3–22.
13. Косыгин В.Ю., Лютая Л.М., Сеначин В.Н. Гравитационное поле и плотностное строение тектоносферы центрального звена Северо-Западной котловины Тихого океана // Тихоокеан. геология. 1987. № 6. С. 4–11.
14. Косыгин В.Ю. Гравитационное поле и плотностные модели тектоносферы северо-запада Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. 201 с.
15. Красный М.Л., Косыгин В.Ю., Исаев В.И. Оптимальная плотностная модель земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса Камчатка-Тихий океан // Тихоокеан. геология. 1985. № 1. С. 72–84.
16. Красный М.Л., Косыгин В.Ю., Исаев В.И. Оптимальная плотностная модель тектоносферы вдоль геотраверса о. Сахалин-о. Итуруп-Тихий океан // Тихоокеан. геология. 1985. № 6. С. 36–48.
17. Кулинич Р.Г., Обжиров А.И. Барит-карбонатная минерализация, аномалии метана и геофизические поля во впадине Дерюгина (Охотское море) // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 4. С. 35–40.
18. Обжиров А.И., Астахова Н.В., Липкина М.И. Газо-геохимическое районирование и минеральные ассоциации дна Охотского моря. Владивосток: Дальнаука. 1999. 184 с.

19. Обжиров А.И., Астахов А.С., Астахова Н.В. Генезис и условия формирования аутигенных карбонатов в четвертичном осадочном чехле района Сахалинско-Дерюгинской газовой аномалии (Охотское море) // *Океанология*. 2000. № 2. С. 280–288.
20. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона. 1 : 2 500 000 / Г.П. Авдейко, Ю.М. Берлин, Н.А. Богданов и др.; отв. ред.: Н.А. Богданов, В.Е. Хаин; Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей РАН. М., 2000. 193 с.
21. Павлов Ю.А., Строев П.А. Об интерпретации аномалий силы тяжести на море // *Естественные геофизические поля дальневосточных окраинных морей*. Владивосток, 1977. С. 69–75.
22. Родников А.Г., Сергеева Н.А., Забаринская Л.П. Глубинное строение впадины Дерюгина (Охотское море) // *Тихоокеан. геология*. 2002. Т. 21, № 4. С. 3–8.
23. Сахно О.В., Вашилов Ю.А., Цыганкова И.П. Новые методические подходы при построении 3-мерных (3Д) плотностных моделей шельфа юго-восточной акватории Восточно-Сибирского моря по гравиметрическим данным // *Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий*. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С. 279–282.
24. Сеначин В.Н. Методика регионального гравитационного моделирования. (Препринт). Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1992. 62 с.
25. Сергеев К.Ф., Сергеева В.Б. Долериты Сахалина. Южно-Сахалинск: ДВО РАН, 2000. 114 с.
26. Соловьев В.А., Гинзбург Г.Д., Дуглас В.К. Газовые гидраты Охотского моря // *Отч. геология*. 1994. № 2. С. 10–17.
27. Старостенко В.И. Устойчивые численные методы в задаче гравиметрии. Киев: Наук. думка, 1978. 228 с.
28. Строение дна Охотского моря / Отв. ред. Белоусов и Г.Б. Удинцев. М.: Наука, 1981. 176 с.
29. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона / Отв. ред. А.Г. Родников, И.К. Туезов, В.В. Харахинов. М.: Нац. геоф. ком., 1996. 338 с.
30. Сычев П.М. Глубинные и поверхностные тектонические процессы Северо-Запада Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1979. 208 с.
31. Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря / О.В. Веселов, Е.В. Грецкая, А.Я. Ильев и др.; отв. ред. К.Ф. Сергеев; Ин-т морской геологии и геофизики ДВО РАН. М.: Наука, 2006. 130 с.
32. Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии / В.В. Гордиенко, А.А. Андреев, С.К. Бикенина и др. Владивосток: ДВО РАН, 1992. 238 с.
33. Тепловые потоки через дно впадины Дерюгина Охотского моря / В.В. Соинов, В.Н. Соловьев, В.И. Власенко, А.Г. Сальман // *Теоретические и экспериментальные исследования по геотермике морей и океанов*. М., 1984. С. 63–66.
34. Терещенков А.А., Туезов И.К., Харахинов В.В. Земная кора Сахалина и окружающих акваторий // *Тихоокеан. геология*. 1982. № 2. С. 84–91.
35. Туезов И.К. Геотермическая структура литосферы и астеносферы Азиатско-Тихоокеанской зоны сочленения и прилегающих частей Азии и Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 109 с.
36. Хаин В.Е. Общая геотектоника. М., 1973. 512 с.

Рекомендована к печати Т.К. Злобиным

P.F. Volgin, L.M. Lyutaya, A.V. Kochergin

The geologic density section of the Earth's crust in the Deryugin basin (Sea of Okhotsk) from gravity modeling results

The geologic density section of the Deryugin basin located in the Sea of Okhotsk western part was studied from the profile Sakhalin I – Deryugin basin – Central Okhotsk rise. Methods of gravity modeling were applied which allow us to investigate laterally density variations of the Earth's crust layers. Horizontal division of crustal layers of the basin regarding density was established, which suggests a stratified-block model of its structure. An assumption is made based on the established feature of the Earth's crust in the Deryugin basin that it is located at the junction of the Sakhalin-Hokkaido microplate and the Sea of Okhotsk plate separated by a suture; the western and the eastern edge of the basin belong to the above plates, respectively. Accumulations of various mineral associations are conjectured in the suture zone, and hydrocarbon accumulations are supposed in the secondary reservoirs in the “granite” layer (basement) of the Deryugin trough sides of the Deryugin basin western side.

Key words: Earth's crust, geologic density section, gravity modeling, stratified-block structure, structural suture, Deryugin basin, Sea of Okhotsk.