

УДК 551.3.072(265.53)

© Коллектив авторов

В.Н.Сеначин, О.В.Веселов, В.П.Семакин, Е.В.Кочергин

ЦИФРОВАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ ОХОТОМОРСКОГО РЕГИОНА

Охотское море является частью активного Азиатско-Тихоокеанского пояса, характеризующегося высокой сейсмичностью и вулканической деятельностью, что приводит к катастрофам глобального масштаба. По этой причине на изучение активных окраин, включая Охотоморский сектор, уделяется много сил и средств как в России, так и за рубежом.

В нашей стране изучение глубинного строения Охотоморского региона активно проводилось в советский период. Тогда были выполнены глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ), измерения гравитационного, магнитного полей и теплового потока, которые позволили выявить основные черты строения земной коры и оценить плотностные неоднородности мантии.

Использование современных компьютерных технологий в обработке геофизических данных, полученных в тот период, позволяют более глубоко изучить свойства геологических объектов, выявить их связи и взаимоотношения и рассчитать модель глубинного строения. Однако все эти данные представлены, как правило, в аналоговом виде – в виде графиков на бумажном носителе, что значительно ограничивает возможности их количественной обработки и интерпретации. Поэтому, прежде чем использовать эти данные в компьютерной обработке в комплексе с другими данными, их нужно привести к единому цифровому виду.

Такая работа уже ведется в России и за рубежом. В настоящее время созданы и активно используются в научных исследованиях различные цифровые модели: рельефа Земли [30], осадочного слоя [25], планетарные и региональные модели земной коры [11, 22, 24, 26, 21, 3, 31], а также – модели геофизических полей [28], модели возраста литосферы [27], которые могут использоваться в количественной обработке совместно с другими цифровыми данными.

В Институте морской геологии и геофизики в 2004-2006 гг. была проведена большая работа по проекту «Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря» [19], в результате выполнения которого был собран и обработан весь геолого-геофизический материал по строению данного региона. В настоящее время ведется работа по созданию на основе этого материала цифровой геолого-геофизической модели земной коры Охото-

морского региона, которая должна включать данные по строению земной коры и геофизических полей (гравитационное, магнитное, тепловой поток) с элементами геологического строения и нефтегазонасыщенности.

1. Методика оцифровки

Весь геолого-геофизический материал, представленный главным образом на географических картах и разрезах, необходимо вывести на единую картографическую основу. Решение этой задачи проводится в несколько этапов (см. рис. 1).

Прежде всего, проводится оцифровка изолиний в относительных прямоугольных координатах планшета карты. Далее идет пересчет оцифрованных изолиний в географические координаты с использованием соответствующих формул преобразования (см., напр., [10]). В нашем случае большинство

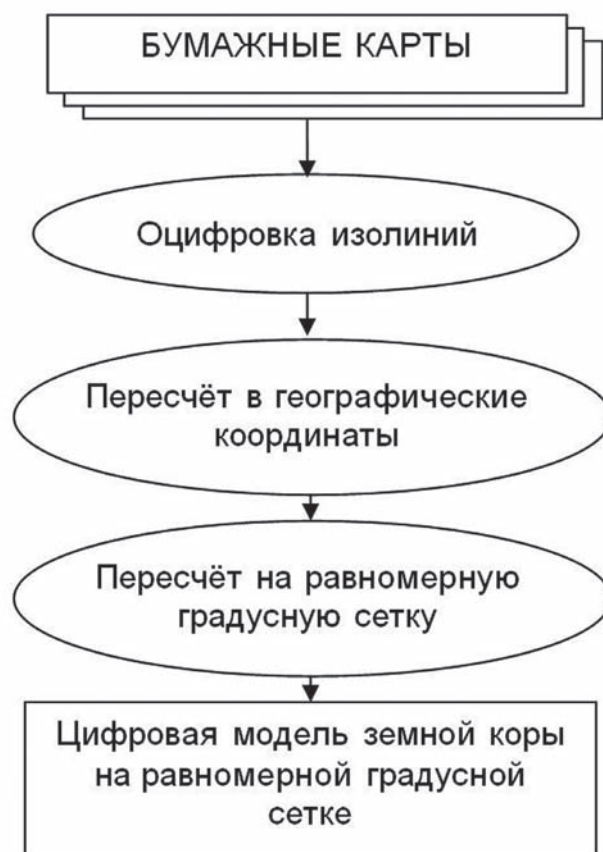


Рис. 1. Схема расчета цифровой модели Охотоморского региона

оцифрованных карт были составлены в проекции Меркатора. Полученный цифровой массив точек в географических координатах пересчитывается на равномерную градусную сетку

В исходных данных мы всегда имеем редкую сеть сейсмических профилей, недостаточную для определения глубины границ в заданном 3-мерном пространстве по стандартным алгоритмам. Однако располагаются они, как правило, в наиболее информативных областях (рис. 2). В расчетах пространственного расположения глубин границ земной коры Охотоморского региона определяющий вклад был сделан В.А. Бабошиной с соавторами [2]. Авторы [2] сопоставили данные сейсмических методов с аномалиями гравитационного поля; по характеристикам этих аномалий провели районирование поля с выделением отдельных провинций, в каждой из которых определили характер зависимости положения границ земной коры с гравитационными аномалиями. В результате была получена качественная и довольно подробная модель глубин границ земной коры.

Оцифровка изолиний проводилась с использованием свободно распространяемой программы Graf Digitizer (<http://getdata-graph-digitizer.com/ru/>), позволяющей выполнять эту работу на карте в ручном и полуавтоматическом режимах. Все оцифрованные

данные сохранялись в отдельном файле программы Microsoft Excel. Дальнейшая их обработка и пересчет в географические координаты проводились средствами этой же программы с использованием формул и специально составленных макросов. Программа Microsoft Excel позволяет также контролировать правильность оцифровки данных, т.к. располагает средствами их графической визуализации.

После получения географических координат данные пересчитывались на равномерную сетку значений с использованием интерполяционных методов. Затем с помощью программы Surfer строилась карта пространственного распределения изучаемого параметра, чтобы визуально контролировать всю выполненную работу.

В 2010-2011 годах в Охотском море было проведено изучение строения земной коры по двум опорным профилям сейсмическими методами (ГСЗ и МОВ ОГТ), результаты которого были недавно опубликованы [6]. Для оценки погрешности определения глубины границ коры в нашей модели, полученной на основе данных В.А. Бабошиной с соавторами [2], было проведено сравнение глубин границ коры цифровой модели с новыми сейсмическими данными по фрагменту профиля 1 в Охотском море (рис. 3). Сравнение показало в целом удовлетвори-

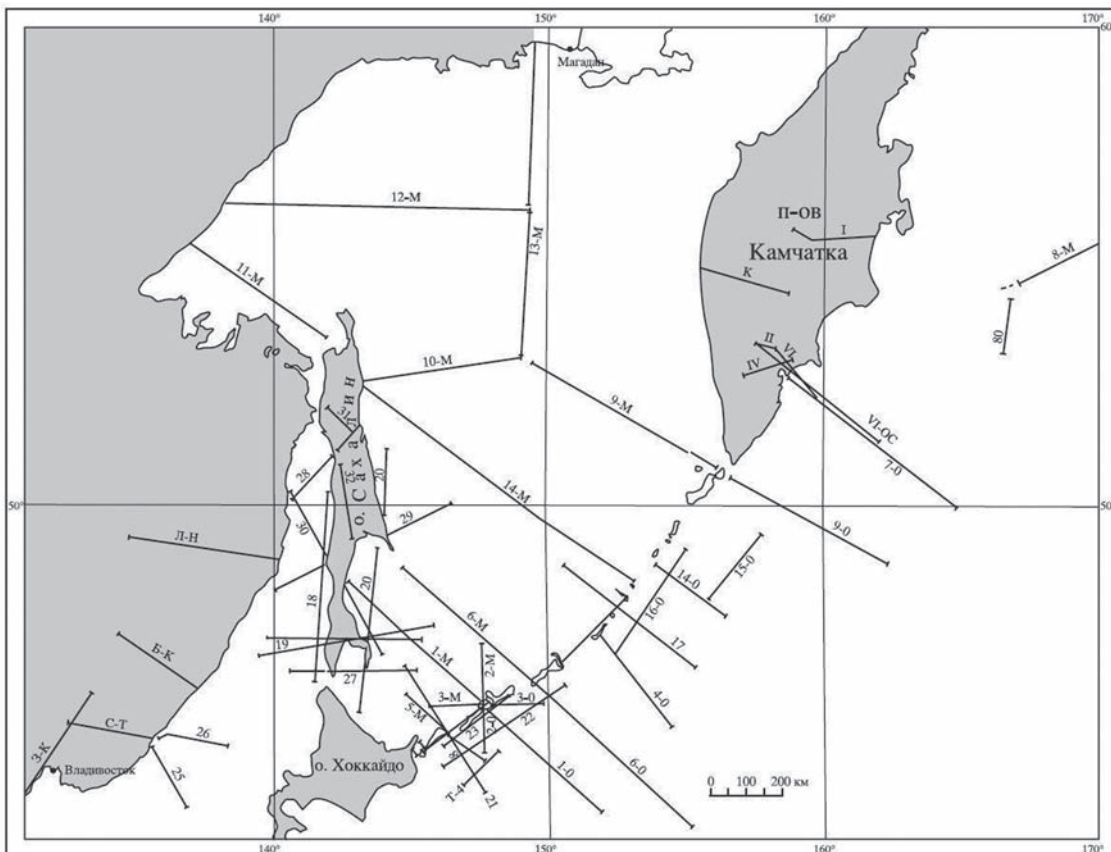


Рис. 2. Схема сейсмической изученности Охотоморского региона

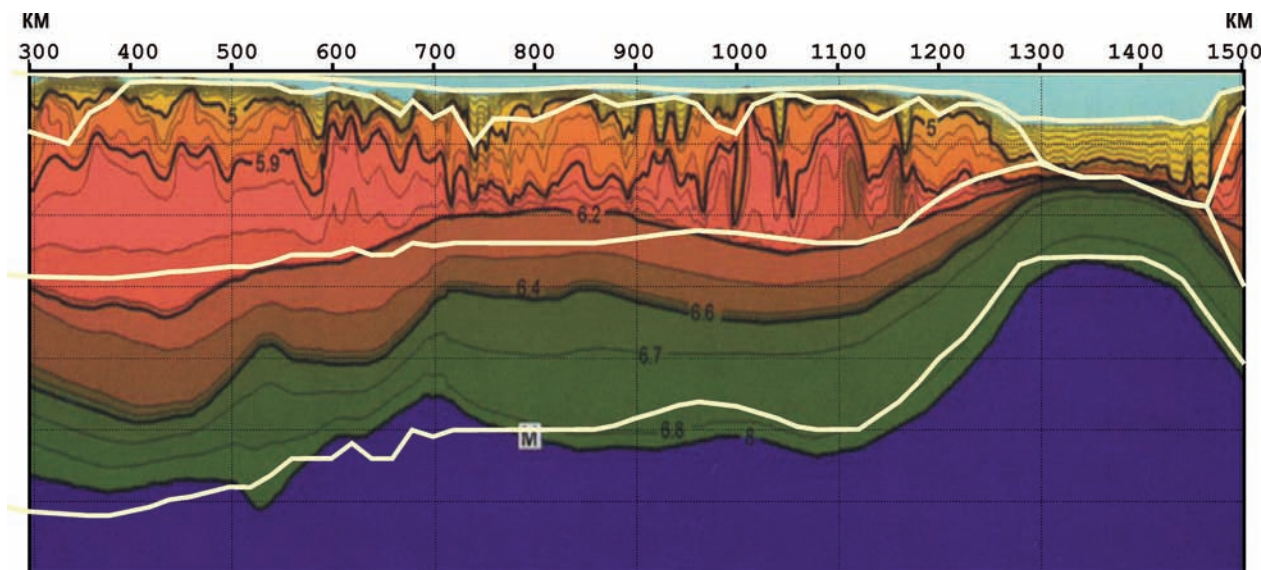


Рис. 3. Сравнение данных цифровой модели Охотского моря с новыми сейсмическими данными в Охотском море, представленными в работе [6]

тельное качество цифровой модели Охотоморского региона. Так, расхождение глубины границы Мохо в цифровой модели от разреза, полученного по данным Т.С. Сакулиной с соавторами [6], на большей части разреза не превышает 2 км. Отмечается также более сглаженный характер границы Конрада. В целом же, можно отметить, учитывая высокую стоимость глубинных сейсмических методов, что метод определения границ земной коры с привлечением статистических зависимостей связи с аномальным гравитационным полем дает вполне удовлетворительные результаты.

Значения плотности в цифровых моделях определяются, как правило, по скоростям сейсмических волн. Известно много зависимостей пересчета скорости в плотности, и все они дают значения, существенно различающиеся между собой. Кроме того, из опыта гравитационного моделирования, выполненного одним из авторов, известно, что аномальные изменения плотностей, рассчитанных из сейсмических скоростей по известным зависимостям скорость – плотность, оказываются непомерно завышенными. Поэтому плотности в слоях земной коры (кроме осадочного) задавались постоянными значениями соответственно параметрической модели Земли РЕМ-С [23]: гранитно-метаморфический слой – 2,72 г/см³; гранулит-базитовый – 2,92 г/см³. Плотность в осадочном слое задавалась зависимой от мощности в пределах от 2,0 г/см³ до 2,45 г/см³.

2. Структура данных цифровой модели

Проведенный метод оцифровки позволил создать численную геолого-геофизическую модель

земной коры Охотоморского региона на равномерной сетке географических координат в пределах от 43° до 63° северной широты и от 135° до 163° восточной долготы, с шагом 0,2°.

Все параметры, которые содержит данная модель, можно условно разделить на 3 группы (см. рис. 4): 1 – основные, 2 – дополнительные и 3 – расчетные. К основной группе относятся параметры, составляющие собственно земную кору: глубины границ, мощности и плотности слагающих кору слоев. В группу дополнительных отнесены геофизические поля. Эти параметры не относятся напрямую к строению земной коры, но, в комплексе с основными параметрами, позволяют извлекать дополнительную информацию как о земной коре, так и о нижележащих слоях. К рассчитываемым данным относятся параметры, которые получаются на основе обработки комплекса основных и дополнительных данных.

Таким образом, на современном этапе цифровая модель Охотоморского региона содержит следующие параметры:

- 1) глубины границ земной коры: рельеф твердой поверхности, кристаллический фундамент, границы Конрада и Мохо;
- 2) геофизические поля: тепловой поток (только в пределах акватории Охотского моря);
- 3) аномалии гравитационного поля: (1) в свободном воздухе, (2) изостатические, (3) мантийные;
- 4) глубина свободной поверхности мантии, отражающая изостатическое состояние и плотностные неоднородности подкорковых слоев литосферы.



Рис. 4. Структура цифровой модели земной коры Охотоморского региона (курсивом обозначены параметры, находящиеся в стадии разработки)

3. Морфология земной поверхности региона

На рис. 5 показана морфологическая схема региона, который охватывает цифровая модель земной коры. Охотское море – одно из крупнейших дальневосточных морей. Площадь его зеркала – 1 603 200 кв. км; средний объем воды – 1 320 000 куб. км. Средняя глубина моря – 838 м, максимальная глубина – 3521 м. Береговая линия составляет 9 900 км.

На севере и северо-западе море ограничено горными системами материкового побережья, на западе – островом Сахалин, на юге – северным побережьем о-ва Хоккайдо, на юго-востоке – Курильской островной дугой, на востоке – западным побережьем п-ова Камчатка. Параллельно Большой Курильской гряде восточнее расположен подводный хребет Витязя, который в его юго-западной части фиксируется цепью мелких островов Малой Курильской гряды, имеющей длину около 100 км.

Курильская островная дуга отделяется от Тихого океана узким трогообразным глубоководным Курило-Камчатским желобом длиной около 2600 км. Ширина желоба по изобате 6000 км составляет в среднем от 50 до 100 км, его максимальная глубина – 10 542 м.

В пределах самого Охотского моря выделяется ряд крупных форм рельефа, основными из которых являются следующие (рис. 6а): Центрально-Охотский прогиб, вытянутый в северо-западном направлении и ограниченный изобатой примерно 1000 м; Южно-Охотская глубоководная впадина с ее северо-восточным продолжением – Гольгинским прогибом; впадина ТИНРО с продолжающимся на северо-восток Шелиховским прогибом; Центрально-Охотское поднятие и его протяженные склоны, спускающиеся в крупный Центрально-Охотский прогиб.

В рамках обширного Центрально-Охотского прогиба располагаются известные поднятия (возвышенности) – Института океанологии, Академии наук СССР и прогибы – Кашеварова (Лебеда), Макарова, Петра Шмидта, глубоководная впадина Дерюгина и ее северо-западное продолжение – Старицкий прогиб.

Обращает на себя внимание треугольная форма всех крупных впадин, что, по мнению некоторых исследователей, дает основания считать способом их образования раздвижение дна в результате смещения литосферных блоков [4, 29].

4. Глубинное строение земной коры по сейсмическим данным

Континентальная земная кора, как известно, состоит из трех основных слоев. Верхний, осадочный, образуется при отложении и консолидации продуктов разрушения возвышенных участков рельефа земной поверхности. Второй и третий слои, формирующие консолидированную кору, различаются по скорости пробега сейсмических волн, на основании которых предполагается их условное разделение по вещественному составу: «гранитно-метаморфический» и «гранулит-базитовый» (рис. 6).

«Гранитно-метаморфический» слой консолидированной земной коры Охотоморского региона характеризуется пластовыми скоростями в диапазоне 5,0-6,6 км/с. Вещественный состав его гетерогенен, сформирован метаморфическими, магматическими и вулканогенно-осадочными породами. Мощности его максимальны в районах поднятий (до 12 км), а в прогибах существенно сокращаются или полностью редуцируются; как это имеет место в депоцентрах Южно-Охотского, Дерюгинского, Тинровского прогибов.

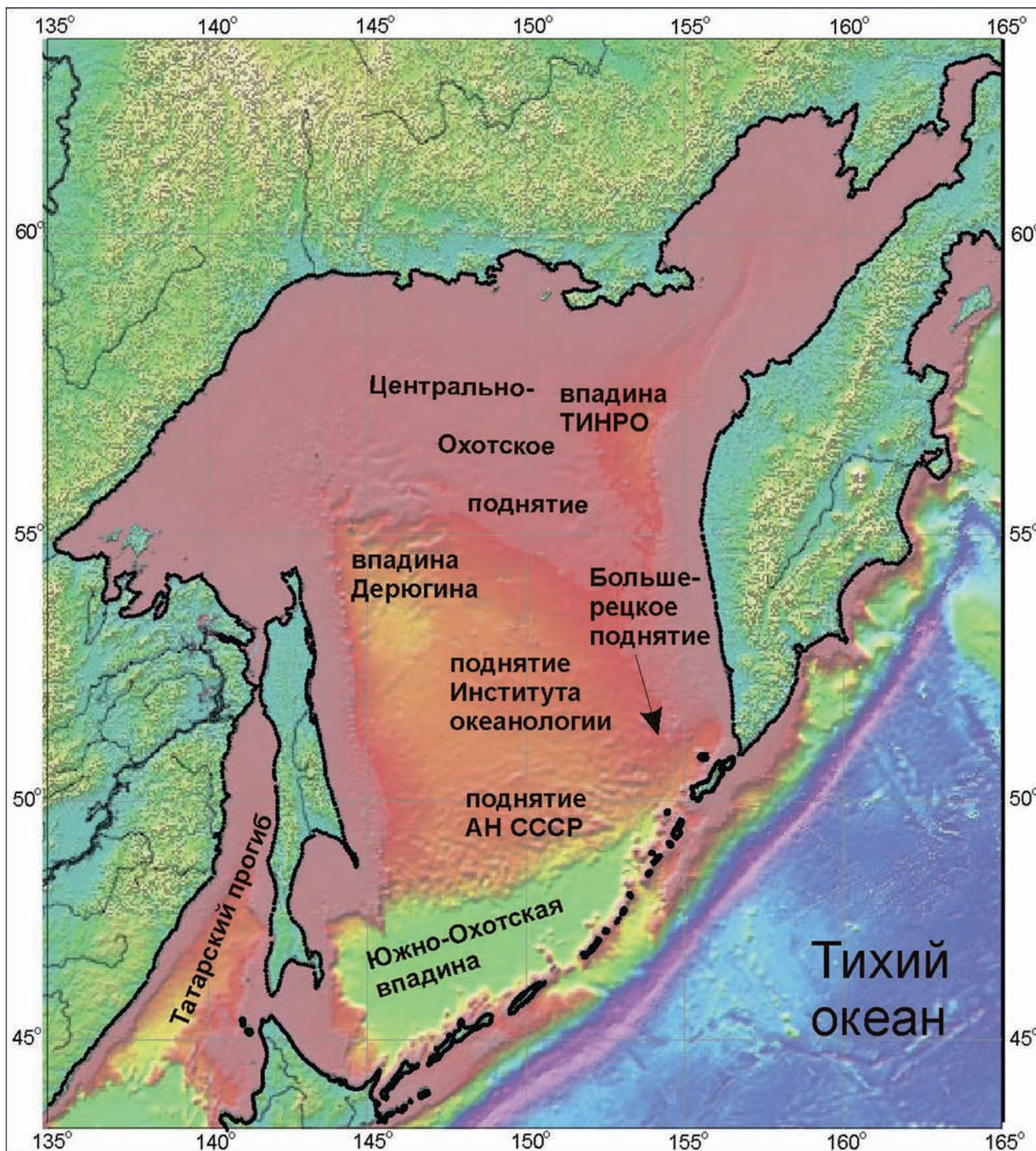


Рис. 5. Морфологическая схема Охотоморского региона в проекции Меркатора (топографическая основа заимствована с сайта <http://topex.ucsd.edu>)

В прогибах наблюдается монотонный переход осадочного слоя в «гранитно-метаморфический» без резкого изменения физических свойств пород.

Нижний, «гранулито-базитовый» слой земной коры на своей кровле характеризуется граничными скоростями от 6,8 до 7,2 км/с. Скорости в слое находятся в интервале 6,5-6,7 км/с. Подстиляется нижняя кора поверхностью Мохоровичича (М) с граничными скоростями от 7,6 до 8,1 км/с. Мощность «гранулито-базитового» слоя достигает наибольших значений

(15-20 км) в «континентальных» блоках о-вов Хоккайдо, Сахалин, Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, п-ова Камчатка и в Центрально-Охотском поднятии и существенно сокращается в пределах Дерюгинского, Тинровского и Южно-Охотского прогибов, причем в последнем мощность этого слоя минимальна (6-7 км, рис. 6в).

В соответствии с традиционно сложившимся делением консолидированной земной коры по сейсмическим данным (ГСЗ, КМПВ, МОВЗ) на конти-

нентальный, субконтинентальный, субокеанический типы [18, 12, 13 и др.] отметим, что континентальная консолидированная кора присуща всем территориям, обрамляющим Охотское море, а также сохранилась от интенсивной деструкции на Центрально-Охотском поднятии. В пределах акваториальной части Охотоморского региона преимущественно развита субконтинентальная консолидированная кора (мощностью менее 26 км), сформировавшаяся в результате деструкции континентальной коры. Степень деструкции коры наиболее высока в рифтогенных прогибах. В районах наиболее интенсивных дезинтеграционных процессов, происходивших в основном в неогене, консолидированная кора подверглась существенной термической деструкции, ее мощность стала менее 20 км и сформировалась субокеаническая кора, подстилающая на современном этапе осадочный чехол глубоководных котловин и трогов. В этих районах сконцентрированы, главным образом, наиболее крупные осадочные бассейны, располагающиеся по обрамлению поднятий Центрально-Охотской системы.

Глубина положения поверхности Мохоровича существенно изменяется в границах региона. Максимальные мощности коры (до 32 км) были отмечены в приматериковых частях моря, в частности, севернее о-ва Сахалин. Уменьшение мощности коры (до 22-24 км) происходит в центральных частях моря – юго-восточнее Шантарских островов, северозападнее поднятия Академии наук СССР, в районе Центрально-Охотского поднятия и т.д. Минимальными мощностями характеризуется кора Южно-Охотских прогибов, где она, по оценкам ряда исследователей, выделена в интервале глубин 13-6 км [18, 12, 20 и др.]. Глубина кровли консолидированной коры, имеющей сложный рельеф, изменяется от 1-2 до 5-7 км (рис 6г).

В пределах поднятия Курильской островной дуги, на пересечении профилем 1-М острова Итуруп, земная кора, как и в присахалинской части профиля 1-М, соответствует в целом континентальному типу. Она имеет мощность около 30 км, характеризуется наличием в верхней части слоя с $V_p = 2,0-2,3$ км/с мощностью 1-2 км и слоя с $V_p = 4,0-5,1$ км/с мощностью 4,0-4,5 км, составляющих осадочно-вулканогенный комплекс острова. «Гранитно-метаморфический» слой со скоростями пробега сейсмических волн 6,0-6,3 км/с имеет мощность 8-10 км и представляет верхнюю часть консолидированной коры. Нижняя часть – «базальтовый» слой – имеет мощность 12-16 км и характеризуется скоростями 7,0-7,1 км/с.

Комплексные сейсмические исследования методами ГСЗ, КМПВ, МОВЗ и МОВ, проведенные в

районе Средних Курил [16, 15, 9], также позволили ревизовать прежде существовавшую модель строения земной коры этого региона. Согласно новым данным под о-вом Симушир модель коры представлена практически теми же слоями, что и под о-вом Итуруп, но они характеризуются более высокими V_p , что обусловлено, скорее всего, изменениями вещественного состава, вызванными внедрениями более основных пород. Мощность коры под средней частью Курильской островной дуги также находится в пределах 30 км.

Мощность земной коры в прилегающих к морю структурах характеризуется континентальным типом строения, достигая 35 км, а на отдельных участках до 40 км, что подтверждается новейшими сейсмическими исследованиями, в частности, по профилю 2-ДВ [14, 7].

Резюмируя вышеизложенное, отметим, что прогибам в рельефе дна и в гипсометрии поверхности фундамента соответствует подъем границы Мохо, утонение коры или резко градиентные зоны, тогда как поднятиям – погружение границы Мохо и увеличение мощности земной коры (рис. 6).

5. Аномалии гравитационного поля и изостазия

5.1. Аномалии в свободном воздухе. Наблюденное гравитационное поле Охотоморского региона с поправкой на высоту наблюдений (редукция в свободном воздухе) в целом характеризуется слабоболожительным региональным уровнем – около $+20 \times 10^{-5}$ м/с² (рис. 7а). При этом в районах крупных подводных поднятий дна наблюдается увеличение поля до $+40 \times 10^{-5}$ м/с², а в районах впадин, напротив, уменьшение до -20×10^{-5} м/с². Глубоководный желоб и островная дуга в аномалиях гравитационного поля проявляются интенсивными аномалиями разного знака, изменяющимися от -300×10^{-5} м/с² до $+200 \times 10^{-5}$ м/с², что показывает явную изостатическую нескомпенсированность данных структур.

5.2. Изостатические аномалии. В изостатических аномалиях гравитационного поля, показывающих степень изостатической скомпенсированности неоднородностей рельефа земной поверхности, как и в аномалиях в свободном воздухе, также наблюдается общее повышение поля на уровне около 20×10^{-5} м/с² (рис. 7б). С юго-востока Охотское море обрамляет зона двух смежных интенсивных аномалий: повышенного поля над Курильской островной дугой с максимумом выше $+100 \times 10^{-5}$ м/с² и пониженного до -200×10^{-5} м/с² и более над Курильским глубоководным желобом. Максимум положительной аномалии смещен в сторону океана относительно Большой Курильской дуги; в южной части дуги он попадает

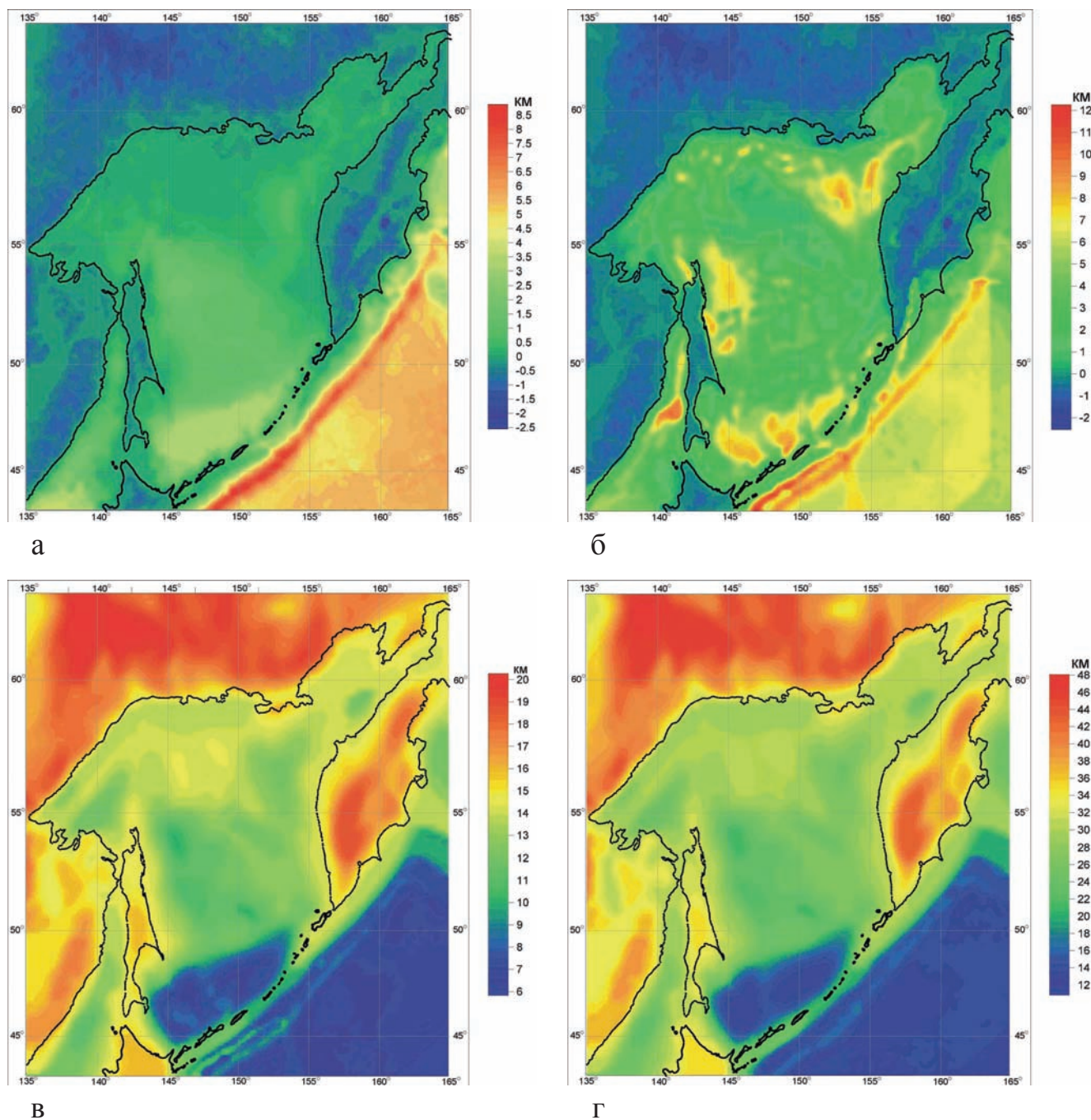


Рис. 6. Глубина границ земной коры Охотоморского региона: а – рельеф твердой поверхности (км), б – кристаллический фундамент (км), в – граница Конрада (в коре морского типа совпадает с фундаментом, км); г – граница Мохо (км)

на зону Малой Курильской дуги и ее подводное продолжение – хребет Витязя. Система островная дуга – глубоководный желоб явно не скомпенсирована изостатически и поддерживается в равновесии негидростатическими силами.

По уровню и характеру изменения изостатических аномалий в Охотском море можно выделить ряд зон, приуроченных к наиболее значимым структурным элементам.

Обширная зона пониженных изостатических аномалий располагается восточнее о-ва Сахалин,

охватывая выраженный в рельефе дна Центрально-Охотский прогиб вместе с впадиной Дерюгина и частично перекрывая северо-западную часть Южно-Охотской впадины. Средний уровень поля в этой зоне находится в пределах от 0 до $-10 \times 10^{-5} \text{ м/с}^2$. Южно-Охотская впадина на большей части своей площади характеризуется повышенным уровнем поля величиной до $+40 \times 10^{-5} \text{ м/с}^2$, на юго-востоке смыкаясь с интенсивным островодужным максимумом.

С северо-востока и востока к зоне пониженных аномалий Центрально-Охотского прогиба

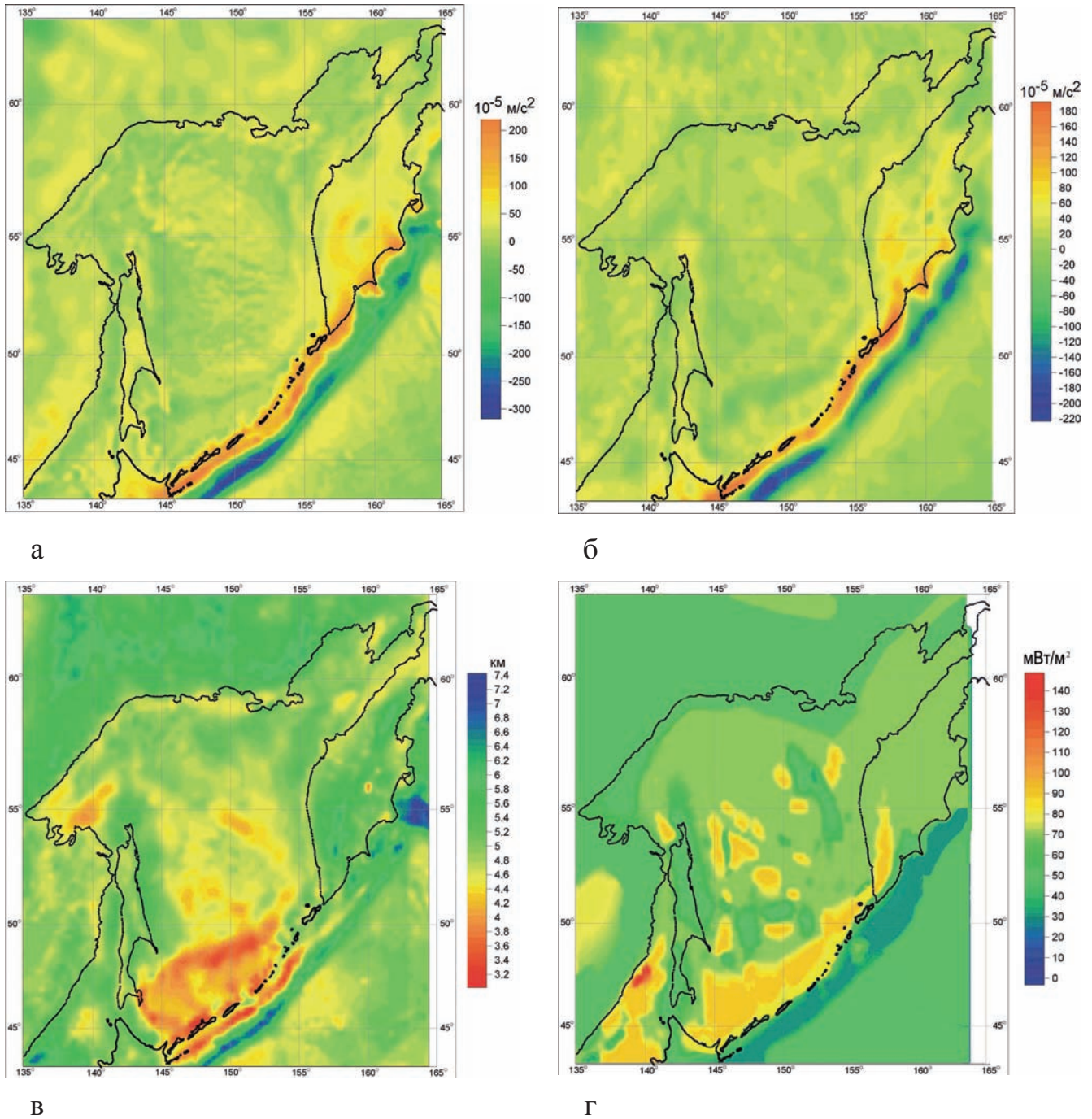


Рис. 7. Геофизические поля и изостазия Охотоморского региона (далее в скобках даны единицы измерения): а – аномалии в свободном воздухе (10^{-5} м/с^2); б – изостатические аномалии гравитационного поля (10^{-5} м/с^2); в – глубина свободной поверхности мантии (км); г – тепловой поток (мВт/м^2)

примыкает область с более высоким уровнем поля – от 0 до $+20 \times 10^{-5} \text{ м/с}^2$. Эта область соответствует поднятиям центральной части Охотского моря: на севере – Центрально-Охотскому, южнее – поднятиям Института Океанологии и Академии Наук СССР. Сами поднятия в поле изостатических аномалий практически не выделяются, что говорит об их полной изостатической скомпенсированности. Прибрежная зона северо-западной части Охотского моря характеризуется повышенными изостатически-

ми аномалиями, на что указывалось ранее [1]. В этой зоне отмечается характерное чередование узких зон повышенного и пониженного поля. Еще одна зона относительно пониженного уровня поля изостатических аномалий протягивается от впадины ТИНРО вдоль восточной границы Центрально-Охотского поднятия и соединяется с зоной пониженных аномалий северной части Шелиховского залива. Обе зоны связаны с развивающимися рифтами (Татарский прогиб на западе и впадина ТИНРО на востоке)

и отражают, по-видимому, зоны растяжения земной коры Охотского моря.

В региональных структурах Охотского моря прослеживается связь с глубиной бассейна: впадины и прогибы характеризуются пониженным уровнем изостатических аномалий, а поднятия – повышенным.

5.3. Аномалии свободной поверхности мантии. Свободная поверхность мантии (далее – СПМ) – это изостатическая граница, разделяющая блоки земной коры на массы нагрузки (верхний блок) и массы компенсации (нижний блок) при условии изостатического равновесия литосферы. Она показывает степень уплотнения или разуплотнения литосферной части мантии. Подробнее об этом можно прочитать в работе [17].

Расчитанная глубина СПМ акватории Охотоморского региона показана на рис. 7в.

В целом по всей акватории, за исключением Курило-Камчатской дуги и Курильского желоба, уровень СПМ изменяется в пределах 4-5 км, что соответствует нормальной глубине СПМ океанической котловины, но несколько меньше, чем в континентальной литосфере. Можно также отметить, что глубина СПМ в южной части Охотского моря в целом несколько меньше, чем на севере.

Увеличенная глубина СПМ (более 5 км) наблюдается в шельфовой зоне о-ва Сахалин, в Татарском проливе, в Шелиховском заливе. Южно-Охотская впадина находится в зоне уменьшенной глубины СПМ. В центральной части она поднимается до уровня 4 км, а по краям – до 3,5 км.

Курильская островная система, несмотря на изостатическую нескомпенсированность, немногим отличается от близлежащей Южно-Охотской впадины: на общем фоне глубины СПМ 4 км в ней выделяются две протяженные аномалии подъема этой поверхности до глубины 3,5 км – под Курильскими островами и внешним склоном дуги.

Курило-Камчатский глубоководный желоб показывает характерное увеличение глубины СПМ до 6 км и более.

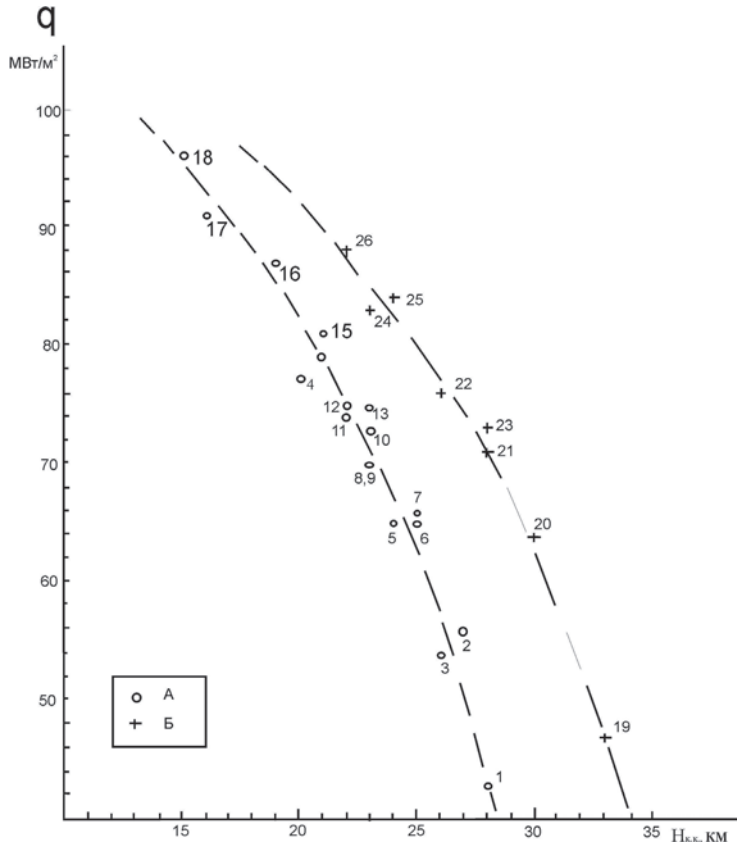
6. Тепловой поток Охотоморского региона

При районировании теплового потока (ТП) региона использовались данные по его определению через дно глубоководной части Охотского моря, материалы по термокаротажу скважин на шельфе Магаданской области и Северо-Восточного Сахалина, а также в скважинах на территории Сахалина, Западной Камчатки, Курильских островов, северной части Хоккайдо. В рассматриваемом регионе получено более 450 определений теплового потока. Из них

около 250 определений сделано на акватории средней и южной частях Охотского моря. В северной части моря имеются только два определения – на площадях Магаданской и Хмитевской, соответственно 84 и 64 мВт/м². Около 200 определений ТП получено на территории Сахалина, северной части Хоккайдо, Западной Камчатки. Одно определение ТП приходится на участки площадью 63 × 63 км² – в средней и южной частях Охотского моря, 56 × 56 км² – на Западной Камчатке, 29 × 29 км² – на Сахалине, 20 × 20 км² – на Хоккайдо.

Неравномерность распределения в плане пунктов измерения ТП определяет разную градацию осреднения ТП по площади региона от 0,1 до 0,5 и более градусной сетки. В связи с этим определяющее значение в составление схемы теплового потока в изолиниях приобретает выявление средних значений ТП для структурных элементов согласно схеме тектонического районирования региона. Поэтому была проведена оценка средних значений ТП для основных структурных элементов региона, выделенных в соответствии со схемой тектонического районирования, представленной в работе [19]. Используя данные о мощности кристаллической части земной коры региона [2], построили график зависимости средних значений ТП от этой величины для поднятий и прогибов (рис. 8). Согласно ему была построена схема распределения ТП в северной, практически геотермически не изученной части Охотского моря.

Приуроченность значений ТП к определенным структурным элементам региона свидетельствует о тесной взаимосвязи энергетического состояния тектоносферы, проявляемого в виде глубинного теплового потока, и геологических событий в областях активного преобразования кристаллической части земной коры, в число которых входят дальневосточные окраинные моря. Отчетливо прослеживается зависимость ТП от возраста и длительности последних этапов тектономагматической активизации геоструктур в кайнозое. Главная активизация фундамента Охотоморского блока происходила на границе мела и палеогена [5]. Среднее значение ТП системы в настоящее время равно 56 мВт/м². Это характерно для платформ, испытавших активизацию в этот период [8]. Активизация в среднем палеогене (пиренейская фаза) приводит к возрастанию среднего значения ТП до 63 мВт/м². При активизации блоков в начале раннего неогена (курильская фаза) тепловой поток становится равным 71-73 мВт/м² к настоящему времени. Эти две моды теплового потока характерны для впадины Дерюгина, что свидетельствует об основных этапах формирования этой структуры. Центрально-Охотское поднятие также характеризуется двумя группами величин ТП со средними



А – прогибы и зоны прогибов:

- 1 – Кольский,
- 2 – Макаровский,
- 3 – Восточно-Анивский,
- 4 – Макарова,
- 5 – Северо-Хоккайдский,
- 6 – Колпаковско-Ичинская,
- 7 – Мотыклейский,
- 8 – Лебеда,
- 9 – Южно-Дерюгинская,
- 10 – Академии наук,
- 11 – Восточно-Пограничный,
- 12 – Абасири,
- 13 – Байкальский,
- 14 – Центрально-Охотский,
- 15 – Дерюгинский,
- 16 – Института океанологии,
- 17 – Южно-Охотская,
- 18 – Центрально-Тинровский;

Б – поднятия и зоны поднятий:

- 19 – Восточно-Сахалинское,
- 20 – Большерецкое,
- 21 – Центрально-Охотское,
- 22 – Лебеда,
- 23 – Северо-Охотское,
- 24 – Срединно-Охотская,
- 25 – Института океанологии,
- 26 – Центрально-Сахалинская

Рис. 8. График соотношения теплового потока и мощности консолидированной коры структурных элементов Охотоморского региона

значениями 56 и 71 мВт/м² [19]. Последующие этапы активизации верхней мантии и земной коры Охотоморского региона (штирийская, алеутская, аттическая, сахалинская фазы), вызвавшие наложение на предшествующий термический фон аномалий в середине миоцена, плиоцене, плейстоцене, определили повышение ТП до 84-87 мВт/м² и выше.

Зонам высоких значений ТП в плане соответствуют структуры, не только имеющие сокращенную мощность кристаллической части земной коры, но характеризующиеся значительными, свыше 4 км, толщами осадочных отложений (табл. 1). К ним относятся практически все крупные прогибы, в том числе впадины Южно-Охотская, Дерюгина, отдельные участки Присахалинского и Магаданского шельфов. Однако более повышенные значения ТП имеют поднятия при сопоставимых мощностях кристаллической части земной коры, что отчасти объясняется дополнительным вкладом радиогенного тепла более мощного «гранито-метаморфического» слоя поднятий. Очень высокое значение теплового потока, превышающее 100 мВт/м², присуще впадине ТИНРО, что свидетельствует о возникновении в плейстоцене источника аномального тепла в коре впадины. Импульсы тектоно-магматической активизации (ТМА), последовавшие в кайнозое, наиболее затронули периферий-

ные части поднятий Центрально-Охотской системы. В результате заложились и активно развивались осадочные бассейны по окраине современного моря, приразломные грабены, активизировалась деструкция кристаллической части коры на акваториальной части Охотоморского региона.

Термическая эрозия низов коры, подъем изотерм под прогибами, переработка «гранито-метаморфического» слоя и ряд подобных признаков приводят к выводу о рифтогенной природе основных прогибов Охотоморского региона.

Заключение

В результате проведенной работы по сбору и оцифровке карт геолого-геофизического содержания Охотоморского региона были получены цифровые массивы данных по глубинам границ земной коры и геофизическим полям (гравитационного и теплового потока).

В настоящее время собран материал и ведется работа по оцифровке данных магнитного поля и возраста акустического фундамента. Все данные представлены в виде цифрового массива на сетке географических координат с постоянным шагом 0,2°.

Создание таких цифровых карт позволяет не только сопоставить различные данные на единой

Таблица 1

Характеристики земной коры и тепловой поток структурных элементов Охотоморского региона (по данным [2])

Структурный элемент	Гипсометрическое положение поверхности Мохо, км	Мощность консолидированной коры, км	Тепловой поток, мВт/м ²
Кольский прогиб	31	28	43
Восточно-Анивский прогиб	27-31	26	54
Макаровский прогиб	32	27	56
Прогиб Макарова	23	20	77
Северо-Хоккайдский прогиб	21-30	24	65
Колпаковско-Ичинской прогиб	30-32	25	65
Мотыклейский прогиб	28-31	25	66
Прогиб Лебеда	27	23	70
Южно-Дерюгинская зона прогибов	26-28	22-23	70
Зона прогибов Академии наук СССР	23-25	23	73
Восточно-Пограничный прогиб	27-29	22	74
Прогиб Абасири	19-30	22	75
Байкальский прогиб	27-31	23	75
Центрально-Охотский прогиб	23-27	21	79
Дерюгинский прогиб	21-29	21	81
Прогиб Института Океанологии	23-29	19	87
Южно-Охотские прогибы	17-21	16	87-91
Центрально-Тинровский прогиб	24-26	15-17	96
Восточно-Сахалинское поднятие	33-34	33	47
Большерецкое поднятие	31	30	64
Центрально-Охотское поднятие	25-31	28	71
Поднятия Лебеда	25-31	26	76
Северо-Охотское поднятие	28-30	28	73
Срединно-Охотская зона поднятий	23-27	23	83
Поднятия Института океанологии	24-26	24	84
Центрально-Сахалинская зона поднятий	25-33	22	88

Моделирование геобъектов и геопроцессов

картографической основе методом послыного наложения, но и проводить их количественную обработку.

Данная работа является началом формирования электронного банка геолого-геофизических карт Дальневосточного региона.

Ключевые слова: земная кора, геофизика, цифровая модель

ЛИТЕРАТУРА

1. Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана / А.Г. Гайнанов, Ю.А. Павлов, П.А. Строев и др. – Новосибирск : Наука, 1974. – 108 с.
 2. Бабошина В.А., Терещенков А.А., Харахинов В.В. Глубинное строение Охотоморского региона

по геофизическим данным // Геология и разведка морских нефтяных и газовых месторождений. – Вып. 3. – М. : ВНИИЭгазпром, 1984. – 42 с.

3. Баранов А.А. Новая модель коры Центральной и Южной Азии // Физика Земли. – 2010. – № 1. – С. 37-50.

4. Варнавский В.Г. Геодинамика кайнозойских нефтегазоносных осадочных бассейнов активных континентальных окраин. – М. : Наука, 1994. – 207 с.

5. Варнавский В.Г. Геодинамические условия эволюции кайнозойских осадочных бассейнов Востока России // Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока России : докл. Междунар. научн. симпозиума. Южно-Сахалинск, 24-28 сентября 2002. – Южно-Сахалинск, 2004. – Т. 1. – С. 11-21.

6. Геологическая модель Охотоморского региона по данным опорных профилей 1-ОМ и 2-ДВ-М / Т.С. Сакулина, А.П. Каленич, А.И. Атаков, И.М. Тихонова, Н.А. Крупнова, Т.М. Пыжьянова // Разведка и охрана недр. – 2011. – № 10. – С. 11-17.
7. Глубинное строение юго-западной части Охотско-Чукотского региона по результатам вибросейсмических исследований с мощными передвижными вибраторами / В.М. Соловьев, В.С. Селезнев, А.Ф. Еманов, А.С. Сальников, Л.Л. Фельдман, В.Н. Кашун, В.Л. Кузнецов, В.М. Марков, И.А. Данилов, И.В. Жемчугова // Проблемы сейсмологии III тысячелетия : мат-лы междунар. геофизич. конф, г. Новосибирск, 15-19 сентября 2003 г. – Новосибирск, 2003. – С. 374-381.
8. Гордиенко В.В., Завгородняя О.В. О структуре поля теплового потока Земли // Геофизический журнал. – 1993. – Т. 15. – № 2. – С. 32-42.
9. Злобин Т.К., Костюкевич С.А., Злобина Л.М. Структура земной коры Средних Курил поданным сейсмического моделирования // Тихоокеанская геология. – 1988. – № 2. – С. 115-121.
10. Закастов П.С. Курс высшей геодезии. – М. : Недра, 1964. – 504 с.
11. Кабан М.К. Гравитационная модель коры и верхней мантии Северной Евразии. 1. Мантийные и изостатические аномалии силы тяжести // Российский журнал наук о Земле. – 2001. – Т. 3, № 2 [электронный журнал]. – URL: <http://elpub.wdcb.ru/journals/rjes/> (дата обращения 10.03.2013).
12. Косминская И.П. Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхов мантии. – М. : Наука, 1968. – 227 с.
13. Косминская И.П., Зверев С.М. Проблемы сейсмических исследований в зоне перехода от континентов к океанам // Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. – М., 1969. – С. 66-81.
14. Новые данные о глубинном строении земной коры Северо-Востока России по Охотоморскому профилю 2-ДВ / А.П. Симонов, Р.Г. Берзин, А.К. Сулейманов, Ю.Н. Андриященко, А.Г. Прихода, А.С. Сальников, А.В. Липилин, Л.Л. Фельдман // Разведка и охрана недр. – 2003. – № 5 – С. 27-31.
15. Новые сейсмические данные о строении земной коры центрального звена Курило-Камчатской островной дуги / Г.И. Аносов, В.В. Аргентов, А.В. Петров, Т.К. Злобин, С.С. Снеговской, Ю.В. Киктев // Тихоокеанская геология. – 1988. – № 1. – С. 10-18.
16. Петров А.В., Злобин Т.К. Результаты глубинного сейсмического зондирования о-ва Кунашир // Советская геология. – 1982. – № 3. – С. 117-122.
17. Сеначин В.Н. Аномалии «свободной поверхности мантии» Охотоморского региона и их связь с глубинными процессами // Тихоокеанская геология. – 2005. – Т. 24. – № 5. – С. 50-65.
18. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. – М. : Наука, 1964. – 306 с.
19. Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря / отв. ред. К.Ф. Сергеев. – М. : Наука, 2006. – 102 с.
20. Туезов И.К. Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. – Новосибирск : Наука, 1975. – 232 с.
21. Bassin C., Laske G., Masters G. The current limits of resolution for surface wave tomography in North America // EOS Trans AGU, 2000. – V. 81. – P. 897.
22. Christensen N.I., Mooney W.D. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view // J. Geoph. Res. – 1995. – V. 100. – N B7. – P. 9761-9788.
23. Dziewonski A.M., Hales A.L., Lapwood E.R. Parametrically simple earth models consistent with geophysical data // Phys. Earth Planet. Inter. – 1975. – V. 10. – N 1. – P. 12-48.
24. Geotectonic map of East and Southeast Asia: Sheets 4, 5 and 6. First product of the CCOP-CPCE MR geotectonic map project // Geol. Survey of Japan. – Ibaraki, 2000. – 16 p. (CCOP Techic. Bull. – V. 27).
25. Laske G., Masters G. A Global Digital Map of Sediment Thickness // EOS Trans. AGU, 1997. – V. 78. – P. 483.
26. Mooney W.D., Laske G., Masters G. CRUST5.1: A global crustal model at 5°x5° // J. Geophys. Res. 1998. – V. 103. – P. 727-747.
27. Müller R.D., Roest R.R., Royer J., Gahagan L.M., Sclater J.G. Digital isochrons of the world's ocean floor // J. Geophys. Res. – 1997. – V. 102. – P. 3211-3214.
28. Sandwell D.T., Smith W.H.F. Marine gravity anomaly from Geosat and ESR 1 satellite altimetry // J. Geoph. Res., 1997. – V. 102. – № B5. – P. 10039-10054.
29. Schellart W.P., Jessell M.W., Lister G.S. Asymmetric deformation in the backarc region of the Kuril arc, northwest Pacific: New insights from analogue modeling // Tectonics. – 2003. – Vol. 22. – P. 1047, doi:10.1029/2002TC001473.
30. Smith W.H., Sandwell D.T. Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings // Science, 1997. – V. 277. – P. 1956-1962.
31. Tesauro M., Caban M.K., Cloetingh S. Euro-Crust-07: A new reference model for the European crust // Geophysical Research Letters. – 2008. – V. 35. – L05313. – 5 p.