

ТЕКТОНОФИЗИКА

УДК 551.24+550.370+551.77(235.222)

ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ, РЕЛЬЕФ И ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ
КАМЧАТКИ И ЗОНЫ СОЕДИНЕНИЯ С АЛЕУТСКОЙ ДУГОЙ

Н.Л. Добрецов, А.Н. Василевский

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Обсуждаются вопросы интерпретации глобальных цифровых карт гравитационных аномалий и рельефа района Камчатки и северо-западной части Тихого океана. Предложена процедура модификации рельефа для выявления его тонких особенностей на фоне высокоамплитудных изменений высот. Показана важность использования гравиметрической информации (аномалий в свободном воздухе и Буге) для понимания эволюции тихоокеанского обрамления и проблем вулканизма и геодинамики в зонах субдукции. Результаты комплексной интерпретации гравитационного поля и трансформированного рельефа совместно с геологическими данными на суше и в подводной части продемонстрировали эффективность их использования как базовых данных для структурных построений. Причем это справедливо не только по отношению к наблюдаемым верхнекоровым структурам, но и к структурам подстилающей литосферной мантии.

Тектоника, геодинамика, вулканоплутонические структуры, гравитационные аномалии, комплексная интерпретация, Камчатский регион.

GRAVITY FIELD, SURFACE TOPOGRAPHY, AND VOLCANIC COMPLEXES
OF KAMCHATKA AND ITS JUNCTION WITH THE ALEUTIAN ARC

N.L. Dobretsov and A.N. Vasilevskiy

The paper deals with interpretation of global digital maps of gravity anomalies and surface topography for the northwestern Pacific and Kamchatka regions. A transformation procedure is suggested to reveal subtle features of surface topography against high elevation contrasts. Gravity data (free-air and Bouguer anomalies) have important implications for the evolution of the circum-Pacific region and the problems of volcanism and geodynamics in subduction zones. The patterns of gravity anomalies and transformed topography interpreted jointly with onshore and offshore geological data can make a basis for tectonic paleoreconstructions of upper crust and lithospheric mantle structures.

Tectonics, geodynamics, volcanoplutonic complexes, free-air and Bouguer gravity anomalies, integrated interpretation, Kamchatka

ВВЕДЕНИЕ

Базы данных и карты по гравитационному полю Земли как в океаническом, так и в континентальном сегментах [Andersen et al., 2010, 2016; Bonvalot et al., 2012] становятся исходным материалом тектонических реконструкций и обобщений. Авторы использовали названные гравитационные данные при обсуждении позднекайнозойской структуры зоны влияния столкновения Азиатской и Индо-Австралийской плит от Гималаев до Северного Прибайкалья [Добрецов и др., 2016а] и более детального обсуждения структуры и рельефа Горного Алтая и этапов ее эволюции в девоне, позднем палеозое и позднем кайнозое [Добрецов и др., 2017].

Мы продолжим обсуждение использования возможностей гравитационных данных на примере Камчатки и северо-западной части Тихого океана. Это один из ключевых районов для понимания эволюции тихоокеанского обрамления и проблем вулканизма и геодинамики в зонах субдукции [Добрецов, 2010; Добрецов и др., 2012, 2015, 2016б]. Гравитационные данные в этих работах использовались в не-

большой мере, в частности, Н.Л. Добрецовым и А.Н. Василевским в обзорной первой главе коллективной монографии, посвященной Толбачинскому извержению 2012—2013 гг. [Толбачинское..., 2017].

В этом регионе гравитационные данные, как будет видно ниже, оказались весьма информативны вместе с модифицированными данными по рельефу для подводной части Курило-Камчатской дуги и прилегающей части Тихого океана, а также для понимания структуры дна Охотского моря.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В работе использовались электронные карты гравитационных аномалий и карты рельефа земной поверхности, а также геофизические и геологические данные на бумажных носителях. Сопоставление различной геологической и геофизической информации — необходимая процедура при интерпретации гравитационных аномалий, которая существенно упрощается при наличии данных в электронном виде. Эти преимущества были частично реализованы в статье. Прежде всего это касалось выбора цветового кода (палитры) для представления карт гравитационных аномалий и рельефа. Дело в том, что геологические процессы не всегда имеют интенсивное и хорошо заметное «невооруженным глазом» проявление в поле силы тяжести и рельефе. Это обусловлено двумя факторами: 1) наложением и интерференцией проявлений разновозрастных процессов и 2) различием по интенсивности проявления одного процесса в различных областях изучаемой территории из-за неодинаковых свойств «субстрата», где эти процессы развивались (мощность, состав, жесткость и гетерогенность коры и т.п.). Выбор цветовой палитры карт помогает увидеть требуемые особенности и пространственные взаимосвязи проявлений одного процесса, а изменение палитры одной и той же карты позволяет менять акценты и переходить от изучения одного процесса к другому. Фактически смещение цветовой шкалы позволяет увеличить динамический диапазон представления цифровых карт для наилучшего сопоставления с другой геологической и геофизической информацией.

В статье использован еще один шаг для улучшения отображения «скрытой» информации цифровых карт — трансформации, или модификации с помощью математических преобразований. Была использована процедура вычисления двумерного лапласиана в скользящем окне. Такого сорта процедуры широко используются в программах обработки изображений и процедурах зрения роботов для выделения краев изображений. Мы применяли эту трансформацию для выявления тонких особенностей карты рельефа и для того, чтобы получить возможность проследить в плане эти особенности, невзирая на интенсивность проявлений различных процессов, сформировавших рельеф. Следует заметить, что использование формальных преобразований исходных (измеренных) полей следует производить с осторожностью, избегая появления артефактов. В нашей работе настройка параметров процедуры и детальное сравнение результата с исходной информацией позволили решить эту проблему.

Можно предложить следующий шаг для эффективного применения электронных карт — формализацию сравнения различной информации в скользящем окне с помощью корреляционных функций. Этот вид трансформации требует еще большей осторожности и тонкой настройки ввиду различной природы сравниваемых карт. В этой работе мы сделали лишь предварительный шаг — изучили суммарные корреляционные взаимосвязи между амплитудой рельефа и интенсивностью гравитационных аномалий Фая и Буге. Это сделано для понимания значимости особенностей, привносимых рельефом земной поверхности в структуру гравитационных аномалий.

Гравитационное поле в работе представлено в виде карт аномалий в свободном воздухе (для краткости и согласно укоренившейся в разведочной геофизике традиции, будем называть их также аномалиями Фая) и аномалий Буге.

Гравитационные аномалии в свободном воздухе взяты из модели DTU15 [Andersen, Knudsen, 2016], которая синтезирована по спутниковым данным, включающим измерения с помощью новейших геодезических спутников, и измерениям на дневной поверхности. Они наиболее точно на настоящий момент характеризуют гравитационное поле над акваториями, давая сопоставимые данные и на суше.

Аномалии Фая представлены в виде двух карт разного масштаба и разной проекции. На обзорной карте $40 \times 50^\circ$ в северо-западной части Тихого океана (рис. 1) положительные аномалии даны в голубых тонах, а отрицательные — в красных и желтых, чтобы подчеркнуть глубоководные желоба и прогибы. На карте аномалий для Камчатки и прилегающих областей $18 \times 14^\circ$ (рис. 2) положительные аномалии показаны в красных и коричнево-желтых тонах, отрицательные — в синих и голубых, в таком виде они подчеркивают структуры вулканических областей.

Приведенная карта аномалий Буге (рис. 3) рассчитана по гравитационной модели EIGEN-6C4 [Förste et al., 2014] с помощью сайта ICGEM и представляет классические аномалии, полученные для сферической модели с поправкой Буге от однородного слоя с плотностью 2.67 г/см^3 (для континентов) и 1.645 г/см^3 (для осадков океана), с использованием модели рельефа DTM2006 [Pavlis et al., 2007]. Карта дана только для территории, прилегающей к Камчатке, и показывает наиболее детальные структуры для акваторий (см. рис. 3).

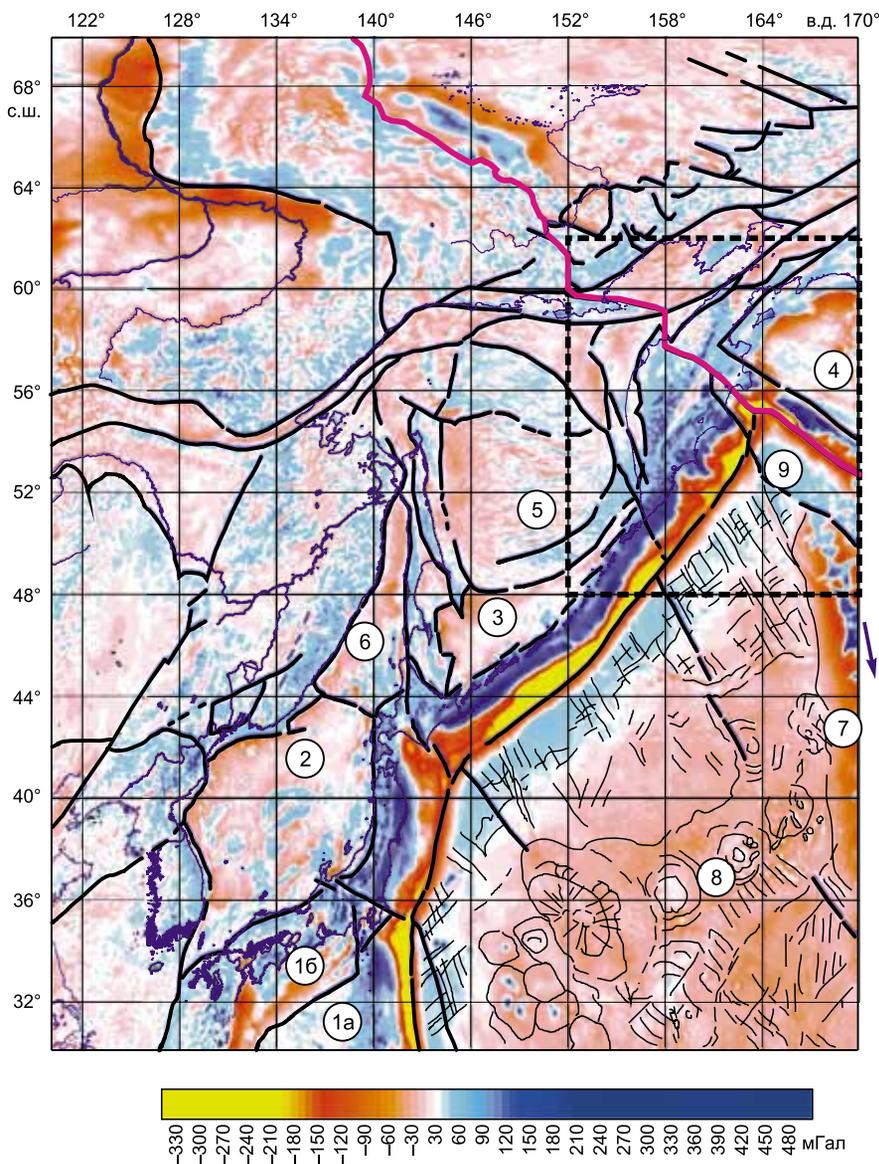


Рис. 1. Гравитационное поле (аномалии Фая) северо-западной части Тихого океана.

Приведено по базе данных [Andersen et al., 2014]. Штриховым прямоугольником выделена территория более детального исследования (рис. 2—5), черными линиями обозначены границы структурных зон, блоков и плит в соответствии с тектоническими схемами [Богданов, Чехович, 2002; Геодинамика..., 2006]. Цифры в кружках: 1—9 — структуры в окраинных морях (пооянения см. в тексте). Синяя стрелка за рамкой карты показывает направление омоложения возраста вулканов в Императорской цепи. Толстая малиновая линия отделяет Северо-Американскую плиту (Баренцевоморский блок).

До появления в широком доступе аномалий Фая с пространственным разрешением около 10—20 км для решения геолого-тектонических задач как локальных, так и региональных повсеместно использовались аномалии Буге. Для решения локальных задач аномалии Фая практически непригодны из-за очень сильной корреляции с рельефом, поэтому коррекция Буге является логичным шагом при решении разведочных задач. Однако редукция, убирающая значительный вклад рельефа в аномалиях Фая, оборачивается появлением сильной отрицательной корреляции с осредненным рельефом, что особенно заметно в региональных приложениях. Соответствие высот рельефа (рис. 4) и аномалий Буге (см. рис. 3) изучаемого региона показано на рис. 5, а. Как видно, даже неосредненный рельеф имеет сильную отрицательную корреляцию с аномалиями Буге. Корреляция усиливается для осредненного рельефа (см. рис. 5, в, д). Этот эффект обусловлен явлением изостазии. Однако аналогичные сопоставления аномалий Фая и рельефа (см. рис. 5, б, г, е) показывают их очень слабую взаимосвязь: коэффициенты детерминации R^2 равны 0.29, 0.15 и 0.09 — в порядке возрастания радиуса осреднения рельефа от 10 до 100 км (10 км соответствует неосредненному рельефу согласно детальности рассматриваемых карт).

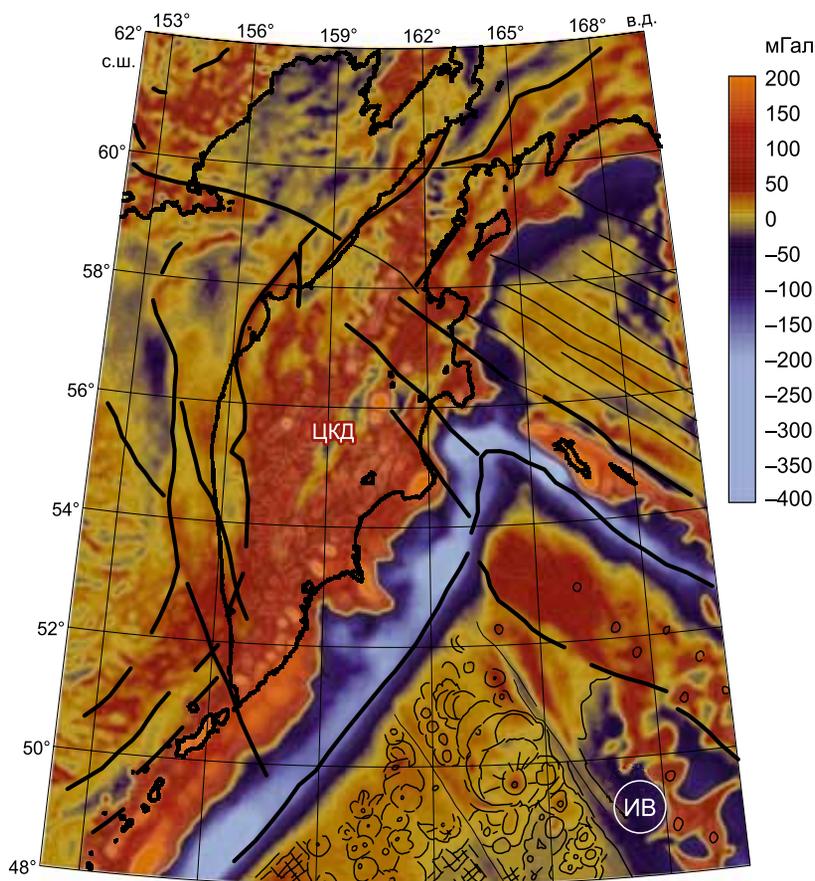
Рис. 2. Гравитационное поле (аномалии Фая) Камчатки и ее обрамление по модели DTU15 [Andersen, Knudsen, 2016].

Толстыми черными линиями выделены структурные границы в соответствии с рис. 3, 4; тонкие черные линии — структуры океанической плиты и Командорской впадины.

Таким образом, использование аномалий Фая для изучения особенностей геологического строения региона представляется достаточно перспективным, поскольку эти гравитационные аномалии в большей степени отражают распределение плотностных неоднородностей, не связанных напрямую с рельефом. Аномалии Буге в меньшей степени (в среднем) отражают плотностную дифференциацию, поскольку интенсивность аномалий обусловлена мощностью коры и рельефом дневной поверхности.

Модифицированный (трансформированный) рельеф. Кроме карты обычного рельефа для Камчатки (см. рис. 4), использована модифицированная карта рельефа (рис. 6). Для тонкого анализа рельефа дневной поверхности и дна океана применена техника вычисления двумерного лапласиана (дивергенции латеральных градиентов высот/глубин) в скользящем окне подходящего радиуса [Глухманчук, Василевский, 2013]. Радиус окна для вычисления лапласиана определен интересующим нас масштабом неоднородностей поверхности и характеристикой периодичности изменения геометрии рельефа. Свойства периодичности изучались на предварительной стадии с помощью анализа периодограммы рельефа исследуемой области, что необходимо для уменьшения вероятности значимых артефактов в этой трансформации. Рис. 7 иллюстрирует особенности этого анализа рельефа, его преимуществ и возможные недостатки. Здесь мы выбрали фрагмент изучаемого района, далее используемый для детального сравнения с ранее проведенными исследованиями (рис. 8) [Ломтев, 2017]. Этот фрагмент соответствует области, о контуренной белым четырехугольником на рис. 6. На рис. 7, а рельеф дна изображен изолиниями глубин с шагом 500 м, этот же рельеф представлен на части б с шагом 100 м. Малый шаг изолиний делает карту более информативной в одних областях и нечитаемой — в других, и в общем случае он не пригоден для изображения особенностей рельефа. Функция двумерного лапласиана рельефа представлена на рис. 7, в, г цветовым кодом. Для удобства изучения особенностей рельефа значения лапласиана нормированы на максимум в исследуемой области. Изолинии на рис. 7, г те же, что и на б, но из-за подсветки цветовым фоном распределения функции лапласиана читаются они значительно лучше. Сравнивая рис. б, в, г приходим к выводу, что функция лапласиана подчеркивает особенности рельефа, т. е. делает их более выразительными, чем изображение рельефа с малым шагом изолиний. Об этом же свидетельствуют сечения функций лапласиана и рельефа (см. рис. 7, д, е) по профилям I-I' и II-II', отмеченных на вышеописанных рисунках красными линиями. Очевидно, что функция лапласиана хорошо отслеживает особенности изменения рельефа (локальную кривизну) вне зависимости от глубины и углов склонов.

Опыт составления этой карты трансформированного рельефа для всего исследуемого региона показывает (см. рис. б), что наибольший эффект она дает для акваторий. В частности, на дне океана удастся уверенно выявлять округлые вулканические формы (кальдеры, вулканы, купола), а в глубоководных областях — плоские днища желобов и плоские участки на островодужном склоне, которые совпадают с преддугвыми осадочными бассейнами.



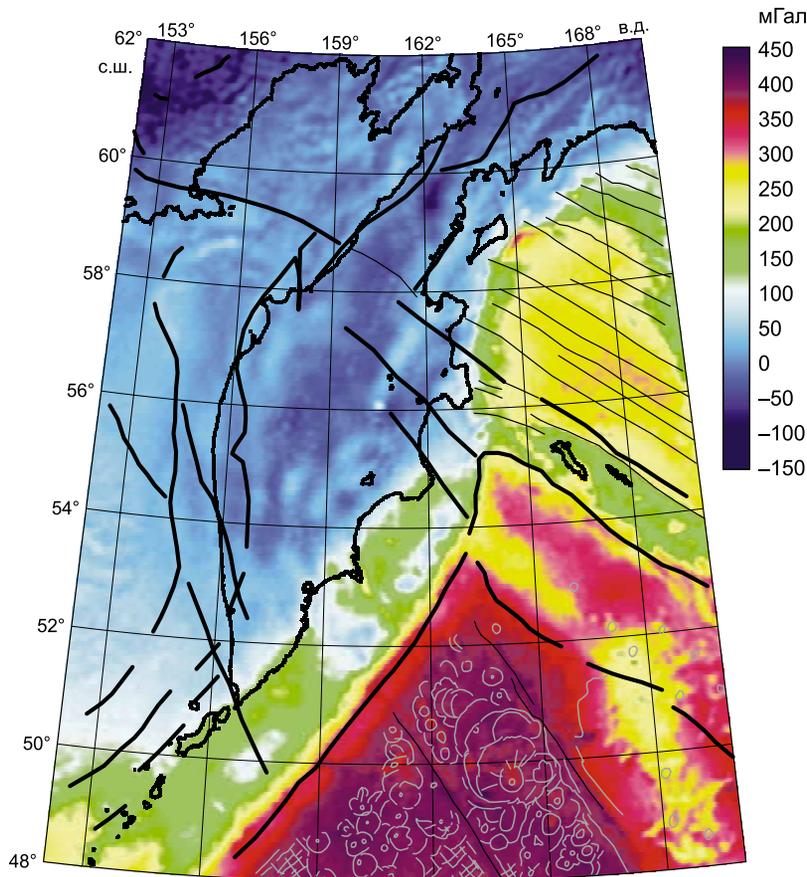


Рис. 3. Гравитационное поле Камчатки и ее обрамление в редукции Буге (вычислено по гравитационной модели EIGEN-6C4 [Forste et al., 2014] с помощью сайта ICGEM).

Для глубоководных желобов северо-западной части Тихого океана и Командорской впадины, а также примыкающего склона Камчатки структурные линии проведены в соответствии с рис. 2 и с учетом рис. 4, 6. Тонкими линиями и кружками на Тихоокеанской плите показаны вулканические структуры.

Сравнение с геологическими и другими геофизическими данными в статье проводилось на основе геологических и тектонических карт [Богданов, Чехович, 2002; Шапиро и др., 2008; и др.], что позволяет идентифицировать геодинамические обстановки и уточнить границы, выявленные на картах гравитационных и модифицированного рельефа.

Кроме того, как «полигон для обучения» использовался уча-

сток Камчатского желоба на стыке с Алеутским желобом, где создана детальная карта с применением непрерывного сейсмического профилирования [Ломтев, 2017].

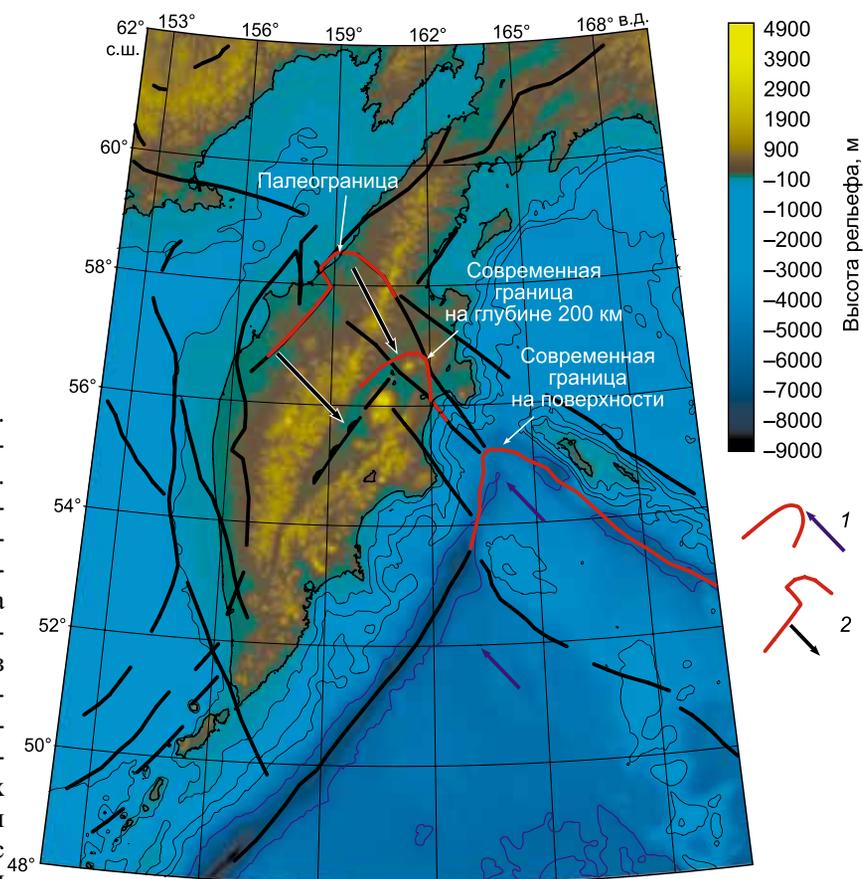
РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ И РЕЛЬЕФА

На рис. 1 приведено гравитационное поле обрамления северо-западной части Тихого океана (аномалии Фая), ранее опубликованные в работе [Толбачинское..., 2017]. Лучше всего на этой карте видна структура океана и окраинных морей в тылу островных дуг. Четко выраженные структуры Алеутского, Курило-Камчатского, Японского и Идзу-Бонинского желобов обрамляют Тихоокеанскую плиту. Эта плита в краевых валах, примыкающих к желобам, характеризуется перекрестным ромбовидным узором, отражающим, вероятно, ее деформацию перед фронтом субдукции. На остальной части Тихоокеанской плиты (см. рис. 1) видны два типа наложенных вулканических структур. Первый тип — сложный узор вулканов Императорской цепи, отражающий след движения плиты (7) (см. рис. 1) над Гавайским плюмом; стрелка показывает омоложение возраста вулканов в этой цепи от 86—83 до 43—45 млн лет [Duncan, Keller, 2004]. Отрицательные гравитационные аномалии вокруг них связаны, скорее всего, с накоплением пепловых осадков и эксплозивным характером первого этапа извержений гавайского плюма [Толбачинский..., 2017]. Второй тип — округлые вулканические аппараты диаметром от 30 до 300 км концентрируются в три ареала: а) поднятие Обручева в северном углу плиты от 48 до 52° с.ш. примыкает к вершине Гавайской цепи, их структура подробнее показана ниже (см. рис. 2, 3, 5); б) поле между 48 и 40° с.ш., примыкающее также к Императорской цепи; в) поле СВ ориентировки (8 см. на рис. 1) между 30—40° с.ш., которое может быть отождествлено с поднятием Шатского и одновременным плюмом раннемелового возраста (125—120 млн лет) [Pirajno, 2000; Ernst, 2014]. Возможность отнесения этих полей, а также ядра Охотской плиты к одному суперплюму нуждается в дополнительном обсуждении [Богданов, Добрецов, 2002; Богданов, Чехович, 2002], см. дискуссию в конце статьи).

На рис. 1 (и ниже на рис. 6) прослеживается единый структурный рисунок в окраинных морях и аналогичных глубоководных структурах 1—6, отделяющих Тихоокеанскую плиту и вулканические островные дуги от континентальной части Азиатской и Северо-Американской плит (последняя отделена от Азиатской на рис. 1 малиновой линией на продолжении Алеутского желоба). Бонинский (или Шикоку) бассейн (1а см. на рис. 1) имеет структурный рисунок, аналогичный прилегающей к желобу

Рис. 4. Карта рельефа Камчатки и ее обрамления.

Толстые линии — см. на рис. 2, 3, тонкие линии в желобе и на островном склоне в соответствии с рис. 6. 1 — показано удаление края субдцирующей плиты от сочленения с Алеутским желобом на глубине 200 км, 2 — контур на той же глубине предполагаемого края плиты, оторвавшегося около 10 млн лет назад.



части Тихоокеанской плиты. Примыкающий к бассейну с севера желоб и пояс Риоке (16 см. на рис. 1) имеет сложную структуру сдвигового характера. Севернее к ним примыкает бассейн Японского моря (2 см. на рис. 1), который имеет мозаичную сдвиговую структуру из нескольких бассейнов пулл-апарт с осадками, выраженными отрицательными аномалиями до -100 мГал, разделенных небольшими ромбовидными вулканическими поднятиями с положительными аномалиями до $+120$ мГал. На севере Японского моря выделяется один более крупный ромбовидный бассейн размером 250×500 км, с юга к нему примыкает мозаика из 11 мелких бассейнов пулл-апарт, отражающих, возможно, угловое раскрытие.

Угловое раскрытие в «чистом виде» реставрируется в Командорской впадине (4 см. на рис. 1). Эта структура подробнее показана и обсуждена на рис. 2—4, 6. Южно-Курильская впадина (3 см. на рис. 1) также имеет форму изогнутого треугольника, поперечные разломы и ступенчатые границы со стороны дуги. Возможно, это было тоже угловое раскрытие, но сохранились только южные 2/3 бассейна. Северная 1/3 может быть «задвинута» движением ядра Охотского блока на юг. Структура самой Охотской плиты (5 см. на рис. 1) и примыкающая структура Татарского пролива (6 см. на рис. 1) достаточно сложные и дискуссионные. Обратим внимание только на веерообразный в Хокайдо и Татарском проливе (6 см. на рис. 1) и перекрестный структурный рисунок ядра Охотского массива, напоминающий океанические структуры в северной части Тихоокеанской плиты ($52-44^\circ$ с.ш.). Горячо обсуждается океаническая или континентальная природа Охотского блока (центральной части Охотской плиты). Аргументы в пользу океанической природы приведены в работах [Богданов, Добрецов, 2002; Богданов, Чехович, 2002].

Угловое раскрытие в «чистом виде» реставрируется в Командорской впадине (4 см. на рис. 1). Эта структура подробнее показана и обсуждена на рис. 2—4, 6. Южно-Курильская впадина (3 см. на рис. 1) также имеет форму изогнутого треугольника, поперечные разломы и ступенчатые границы со стороны дуги. Возможно, это было тоже угловое раскрытие, но сохранились только южные 2/3 бассейна. Северная 1/3 может быть «задвинута» движением ядра Охотского блока на юг. Структура самой Охотской плиты (5 см. на рис. 1) и примыкающая структура Татарского пролива (6 см. на рис. 1) достаточно сложные и дискуссионные. Обратим внимание только на веерообразный в Хокайдо и Татарском проливе (6 см. на рис. 1) и перекрестный структурный рисунок ядра Охотского массива, напоминающий океанические структуры в северной части Тихоокеанской плиты ($52-44^\circ$ с.ш.). Горячо обсуждается океаническая или континентальная природа Охотского блока (центральной части Охотской плиты). Аргументы в пользу океанической природы приведены в работах [Богданов, Добрецов, 2002; Богданов, Чехович, 2002].

Подробнее мы рассмотрим все структуры в районе сочленения Алеутского и Камчатского желобов в пределах прямоугольника между 62 и 48° с.ш., выделенного на рис. 1 и показанного на рис. 2—5. Они характеризуют гравитационное поле (см. рис. 2, 3), рельеф (см. рис. 4), рассчитанные трансформации рельефа (см. рис. 6). Охарактеризуем кратко особенности полученных карт.

Гравитационное поле в свободном воздухе (аномалии Фая) (см. рис. 2) хорошо отражает структуры (с юго-востока на северо-запад) Тихоокеанской плиты, Камчатского и Алеутского желобов, треугольно-полосчатую структуру Командорской впадины, вулканических поясов Северных Курил и Камчатки, их вероятное продолжение в Корякию, структуру прилегающей части Охотской плиты.

Структуры Тихоокеанской плиты и Командорской впадины хорошо видны на карте гравитационного поля (см. рис. 2, 3) и почти не выражены на карте рельефа (см. рис. 4). В северном углу Тихоокеанской плиты (см. рис. 2) видны вулканические структуры двух типов, отмеченные выше: 1) в юго-восточном углу структуры Императорской цепи вулканов (ИВ см. на рис. 2) гавайского типа отличаются контрастными положительными аномалиями (сами вулканы) и отрицательными (до -150 мГал) аномалиями в окружающей равнине, созданные, вероятно, мощными толщами пепловых отложений; 2) на остальной площади слабоконтрастные округлые аномалии на нулевом (желтом) или слабоотрицатель-

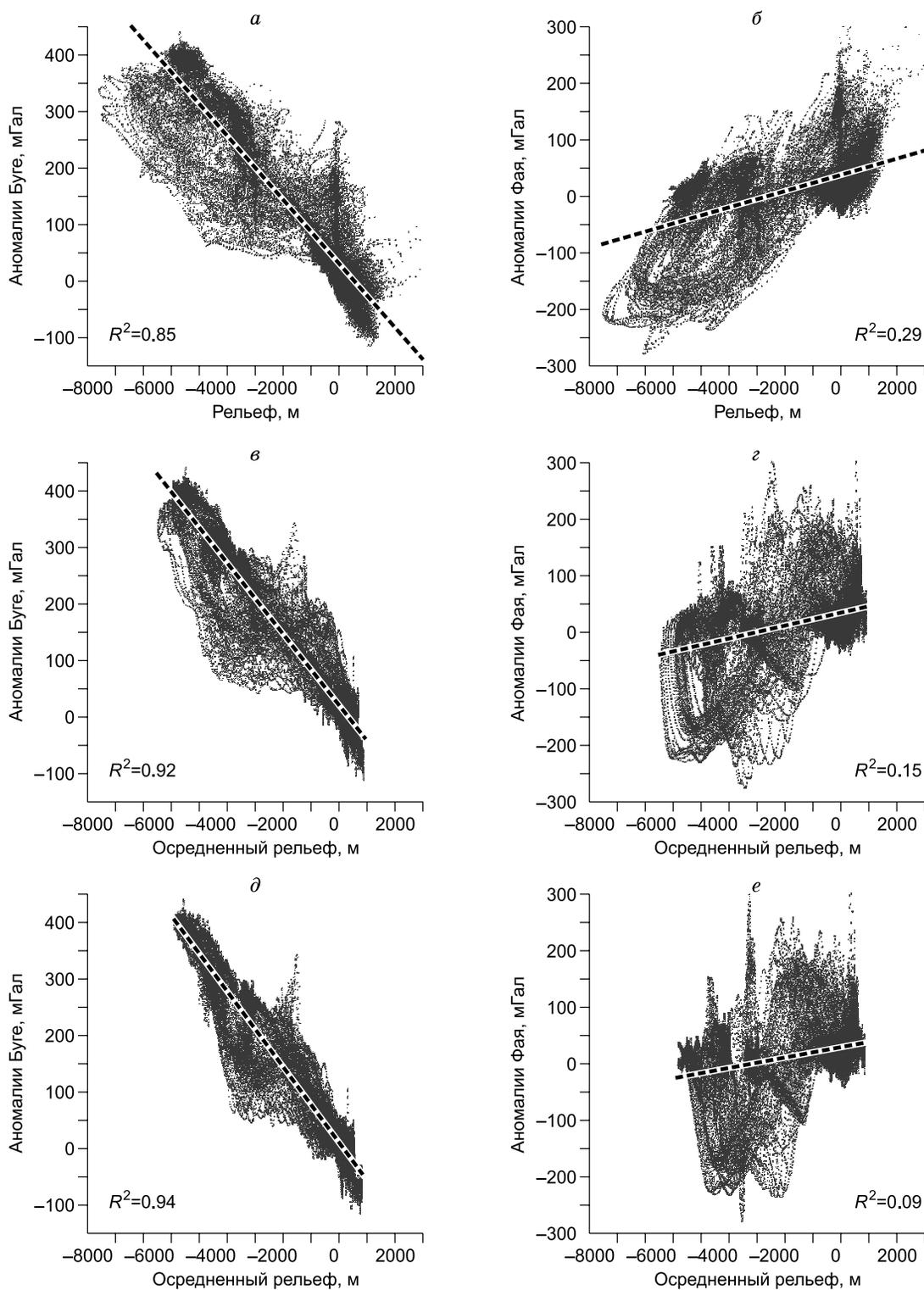


Рис. 5. Соответствие высот рельефа и гравитационных аномалий региона Камчатки.

a, в, д — корреляции рельефа и аномалий Буге; *б, г, е* — рельефа и аномалий Фая. Радиусы осреднения рельефа: для *a, б* — 5 км; *в, г* — 50 км; *д, е* — 100 км. Черные штриховые линии — линейная регрессия. R^2 — коэффициент детерминации регрессии.

ном фоне, отражающие площадные вулканические структуры, захватывающие пологое поднятие Обручева (см. рис. 2) и весь вал Зенкевича перед Камчатским желобом. Величина положительных аномалий на этих овальных вулканических структурах отражает, вероятно, их переменную высоту или мощность (от невысоких холмов до высоких или мощных сооружений в поднятии около сочленения

Рис. 6. Карта модифицированного рельефа, отражающая его кривизну (нормированный лапласиан, см. в тексте).

Белым контуром показано местоположение рис. 8. Выявленные структуры на Тихоокеанской плите, в желобах и Командорской впадине использованы на рис. 8 и 10. 1, 2 — вулканические пояса Срединного хребта (1) и Восточного (2).

Камчатского и Алеутского желобов. Вулканическая природа этих холмов и поднятий в работе [Ломтев, 2017] отрицалась, но отчетливо видна на рис. 2, 3 и 6.

Гравитационное поле Камчатки и ее обрамления в редукции Буге приведено на рис. 3. Ярко выделяются структуры Командорской впадины и Тихоокеанской плиты, а также сложная структура желобов. Наоборот, структуры Камчатки и Охотоморской плиты просвечивают гораздо менее контрастно, чем на рис. 2.

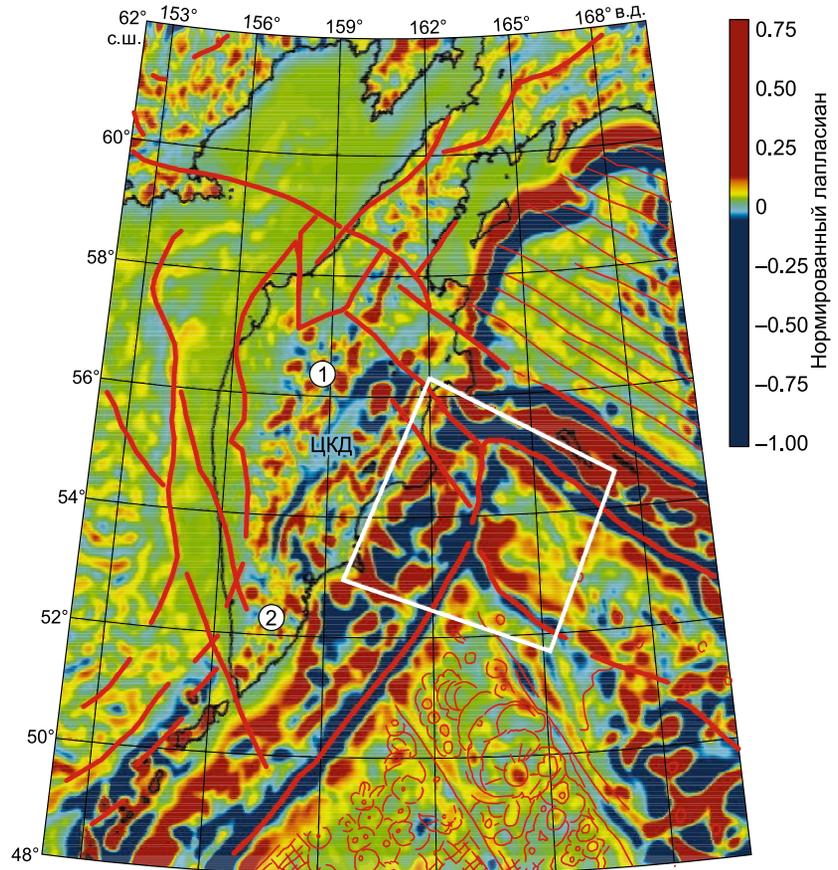
В структуре Тихоокеанской плиты (см. рис. 3) четко выделяется юго-западная часть с максимальными положительными аномалиями до 400—450 мГал, отражающие, вероятно, утолщенную базитовую кору под вулканическими постройками, структуры которых видны и на рис. 2, но лучше всего отражены на рис. 6. Северо-восточная часть плиты, как отмечалось, представляет северо-западное окончание Императорской цепи вулканов гавайского типа. Вершины вулканов соответствуют аномалиям 200 мГал (в центре 250 мГал, пьедестал 300 мГал, обрамление 350 мГал).

На рис. 2 может показаться, что цепь не доходит до стыка с Алеутским желобом и поворачивает к востоку, срезаясь Алеутским сдвигом. Но на рис. 3 хорошо видно, что это единая цепь с аналогичными аномалиями, только вулканы в СЗ окончании помельче и не окружены отрицательными аномалиями на рис. 2, т. е. не сопровождались пепловыми выпадениями. По-видимому, самая ранняя стадия извержений гавайских вулканов (с возрастом около 85—90 млн лет, согласно реконструкциям [Duncan, Keller, 2004]) была малоэксплозивная, как третья и современные стадии. В целом предложенные реконструкции Гавайской цепи до стыка с Алеутской дугой и далее до Камчатского мыса можно признать справедливыми [Gorbatov et al., 2001; Duncan, Keller, 2004; Портнягин и др., 2005].

Командорская впадина выражена полосчатыми аномалиями той же интенсивности, что и гавайские вулканы (250 мГал, локально до 300 мГал), но окружены аномалиями 150 мГал с внешней каймой 100 мГал, причем внешняя кайма лучше фиксирует ступенчатые смещения, отражающие стадии неравномерного раскрытия этой локальной спрединговой зоны. О ее происхождении мы поговорим в дискуссионной части.

Вулканические пояса и большая часть Охотского блока соответствуют слабым аномалиям Буге — около 0... + 50 мГал (см. рис. 3), потому плохо отражают структуру этой части региона. Но эта близость к нулю говорит об изостатическом равновесии и об отсутствии заметных вариаций в литосферной мантии этих плит.

Структура Командорской впадины (см. рис. 2, 3, к северу от Командорского поднятия) представляет систему полос слабых положительных аномалий, параллельных сдвигам Командорскому и Альфа. Выше (см. рис. 1) и в работах [Авдейко и др., 2002; Avdeiko et al., 2007] было предположено, что эта структура представляет угловое растяжение. На рис. 2, 3 осевая линия не показана, но она реконструирована ниже на рис. 10 (впадина 3), где видны параллельные трансформные разломы и линия спрединга, аналогичная Бонинской (Шикоку) структуре (1 см. на рис. 1) и Западно-Филиппинскому бассейну



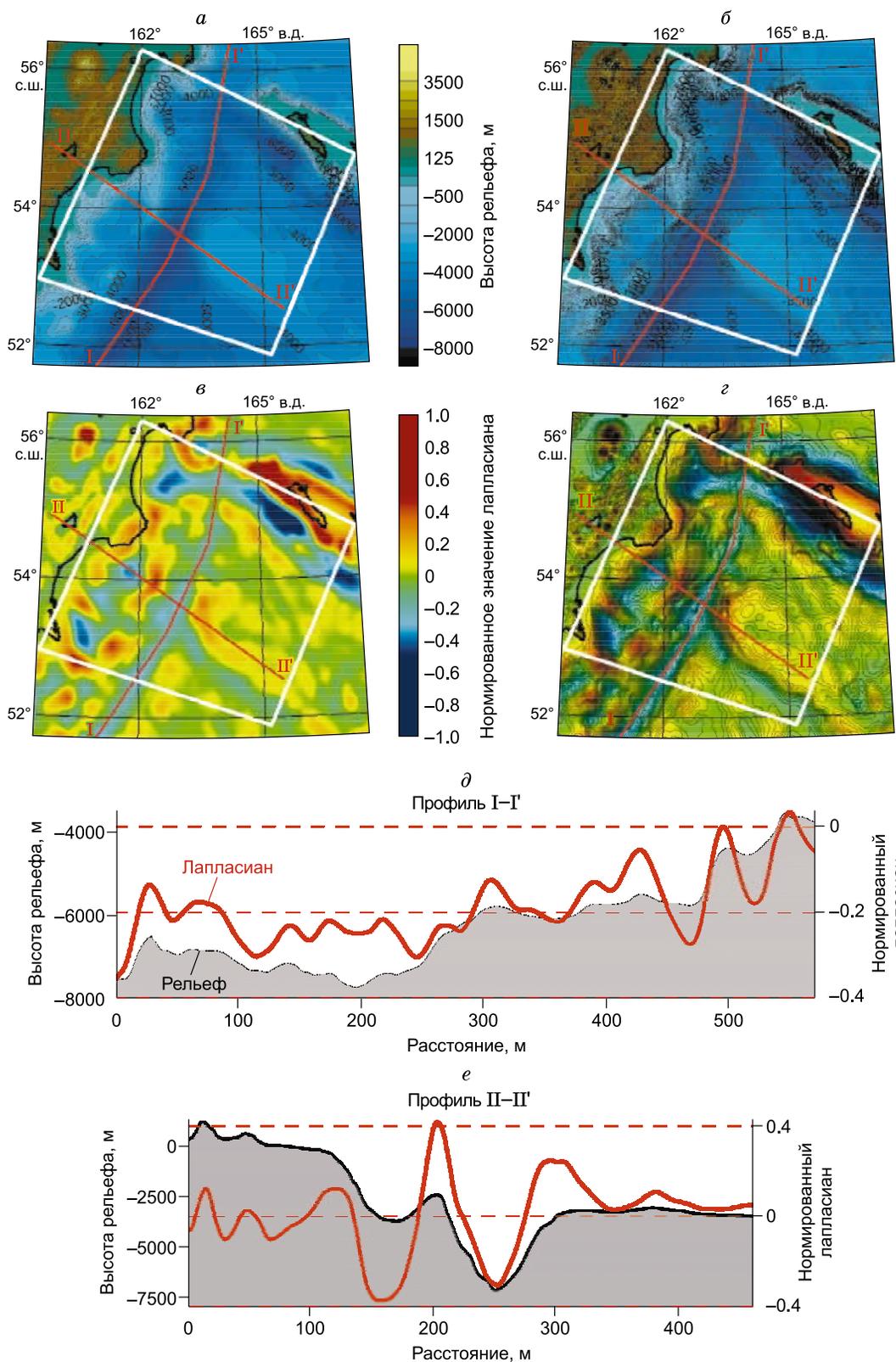


Рис. 7. Иллюстрация особенности применения лапласиана рельефа.

Фрагмент изучаемого района соответствует району на рис. 8; белый четырехугольник соответствует аналогичному на рис. 6 и 8. *а* — рельеф дна изображен изолиниями глубин с шагом 500 м, *б* — с шагом изолиний 100 м; *в, г* — функция двумерного лапласиана рельефа; изолинии на *г* повторяют изолинии рельефа, что и на части *б*; *д, е* — сечения рельефа и функции лапласиана рельефа по профилям I-I' и II-II', отмеченных на *а, г* красными линиями.

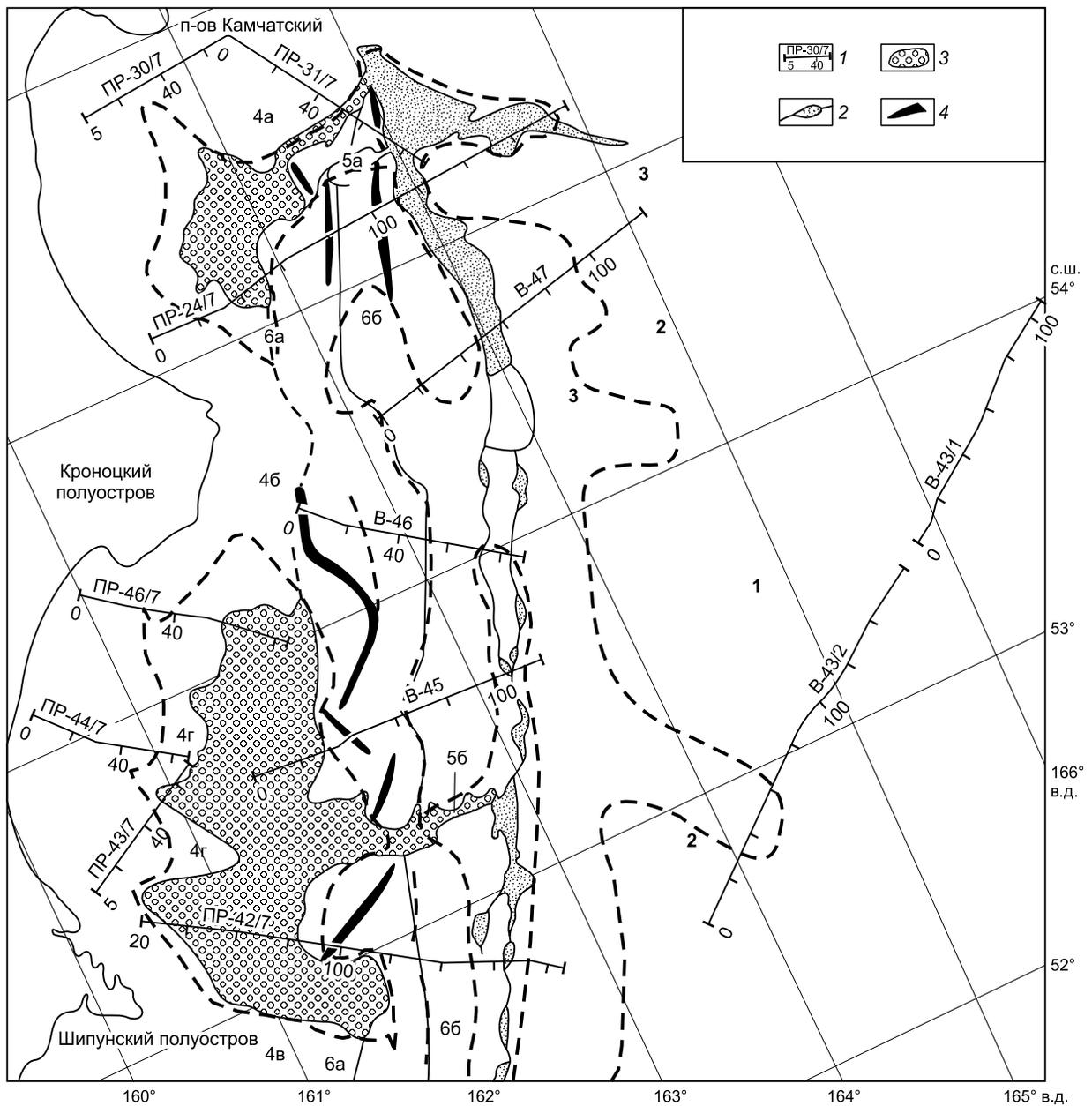


Рис. 8. Строение северной части Камчатского жёлоба и сочленение с Алеутским жёлобом [Ломтев, 2017].

1 — профили, их номера и пикеты (Пр — профиль выполнен НИС «Пегас», В — НИС «Барглетт»); 2 — осевая зона жёлобов; 3 — осадочные впадины (бассейны) на островодужном склоне; 4 — уступы). Цифрами на схеме показаны: 1 — возвышенность Обручева; 2 — равнины краевых валов; 3 — внешние океанические склоны жёлобов; 4а — 4г — подводные продолжения п-ова Камчатский (4а), п-ова Кроноцкий (4б), п-ова Шипунский (4в), выступов Кроноцкого залива (4г); 5 — каньоны: Камчатский (5а), Жупановский (5б); 6 — граница островодужного склона жёлоба: 6а — верхняя, 6б — нижняя. Штриховые линии — границы рельефных зон с рис. 6.

(ниже на рис. 15). Параллельные линии отражают дуговые структуры (1 см. на рис. 1) растяжения, увеличивающие расстояние от 0 в вершине треугольника около 60° с.ш. и 170° в.д. до 2×250 км около сдвигового разлома Альфа — границы Тихоокеанской и Американской плиты.

Структура внутри самого Командорского поднятия не содержит явных признаков вулканических структур, что подтверждается наземными наблюдениями. Скорее эта структура напоминает сильнодеформированную чешую в Корьякском нагорье (например, чешую между 60 и 62° с.ш. и 163—170 в.д. на рис. 2).

Структура Камчатского глубоководного желоба и примыкающих осадочных бассейнов слабо просвечивает и на гравитационной карте (рис. 2, 3), и на карте рельефа (см. рис. 4), но зато лучше всего отражена на карте трансформированного рельефа (см. рис. 6). Мы расшифруем эту структуру позже, воспользовавшись сравнением карты модифицированного рельефа с прямыми данными по промерам глубин и сейсмическому профилированию, опубликованными в статье [Ломтев, 2017].

Структура вулканических поясов Северных Курил и Камчатки относительно хорошо прослеживается на гравитационной карте (см. рис. 2) и на картах рельефа (см. рис. 4, 6). Пояс вулканических островов Северных Курил переходит в вулканический пояс Южной Камчатки, который после некоторого смещения и поворота переходит в Восточный пояс (от Авачинского и Козельского до Гамчен-Кроноцких вулканов). Здесь Восточный вулканический пояс накладывается на структуры меловой вулканической дуги. Кулисообразно к ним подходит группа Ключевских вулканов (от влк. Николка до влк. Шивелуч), отчетливо наложенных на Центрально-Камчатскую депрессию (ЦКД).

На рис. 2, 4, 6 отчетливо прослеживается вулканический пояс Срединного хребта (1 см. на рис. 6), отделенный от Восточного пояса и Ключевской группы вулканов Центрально-Камчатской депрессией (ЦКД см. на рис. 2). Но только на рис. 6 видна внутренняя структура этого пояса.

В настоящее время ЦКД представляет рифтогенный прогиб, но в миоцене она могла быть частью структур палеожелоба, фиксировавших его положение до столкновения с Кроноцкой дугой. Но чтобы правильно оценить эту ситуацию, а также особенности строения названных вулканических поясов, мы ниже перейдем к сопоставлениям с историко-геологическими данными.

В заключение этой части отметим, что Курильская дуга, как видно на рис. 1 и 2, граничит с зоной растяжения Южно-Курильской впадины. На рис. 2 показаны поперечные разломы, ступенчатая Охотская граница Курильской дуги и ромбовидные структуры растяжения, напоминающие сходные структуры на рис. 1 в бассейнах (2), (3), (4). Они имеют треугольное окончание в районе 54.5° с.ш. От них начинаются «верные» структуры, продолжающиеся до зал. Шелехова (7). Это вероятные, но не доказанные структуры растяжения. Как и структуры растяжения Командорской впадины, они требуют дополнительного изучения и взаимной кинематической увязки движения Тихоокеанской плиты и вращения Охотоморской и Берингоморской субплит.

Чтобы уточнить многие выводы, следующие из карт рельефа и гравитационных аномалий, мы уже использовали модификацию рельефной карты на основе кривизны (двумерного лапласиана) рельефа, а в дальнейшем займемся сопоставлением с геологическими и другими геофизическими данными.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СОПОСТАВЛЕНИЯ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ СТРУКТУРЫ ЖЕЛОБА И ТИХООКЕАНСКОЙ ПЛИТЫ

Обратимся к детальной структуре глубоководных желобов, используя работу [Ломтев, 2017]. На рис. 8 приведено строение северной части Камчатского желоба и его сочленение с Алеутским желобом, в соответствии с рис. 1 из работы [Ломтев, 2017]. Показаны два осадочных бассейна (см. рис. 8, усл. 3): Камчатский на сочленении Курильского и Алеутского желобов (около п-ова Камчатский) и Кроноцкий в Кроноцком заливе между Кроноцким и Шипунским полуостровами. Штриховой линией на рис. 8 показаны контуры плоских долин на дне желоба с рис. 6. Видно хорошее совпадение этих контуров для Камчатского и Кроноцкого осадочных бассейнов с некоторым увеличением в сторону Камчатского побережья. К ним примыкают более узкие осадочные линзы (бассейны) в осевой части желоба. На геолого-морфографической схеме этого района (рис. 2 в работе В.Л. Ломтева [2017]) кроме осадочных линз в осевой части показана система кулисообразных гряд и хребтов, сочетающихся с округло-прямоугольными поднятиями, возможно, протрузиями серпентинитов.

На разрезах через островодужный склон Камчатского желоба (рис. 9, аналогичный рис. 4 в работе [Ломтев, 2017]) показана система уступов с локальными осадочными линзами. Она интерпретирована В.Л. Ломтевым как система вертикальных разломов неясного генезиса, тогда как в большинстве современных работ описывается как система надвигов аккреционного клина. Например, в работе [Зоненшайн, Кузьмин, 1993] на рис. 30 со ссылкой на данные Б.В. Баранова [Baranov et al., 2002] приведен разрез через Курильскую островную дугу, где в основании островодужного склона показана аккреционная призма из пяти чешуй, выше которой располагается нижний преддуговой и верхний преддуговой бассейны. Аналогичные структуры, сложенные чешуями деформированных осадков с линзами вулканитов и серпентинитов, устанавливаются и в других желобах [Dobretsov, Kirdyashkin, 1992; Magee, Zobak, 1993; Shipley et al., 1994; Добрецов и др., 2010].

Поэтому уступы на разрезах (см. рис. 9) переинтерпретированы как основание пологих надвигов аккреционного клина, создающих 4—6 чешуй, а на рис. 10 в основании островодужного склона показаны полосчатые структуры, отражающие аккреционный клин переменной мощности с линзами и протрузиями серпентинитов.

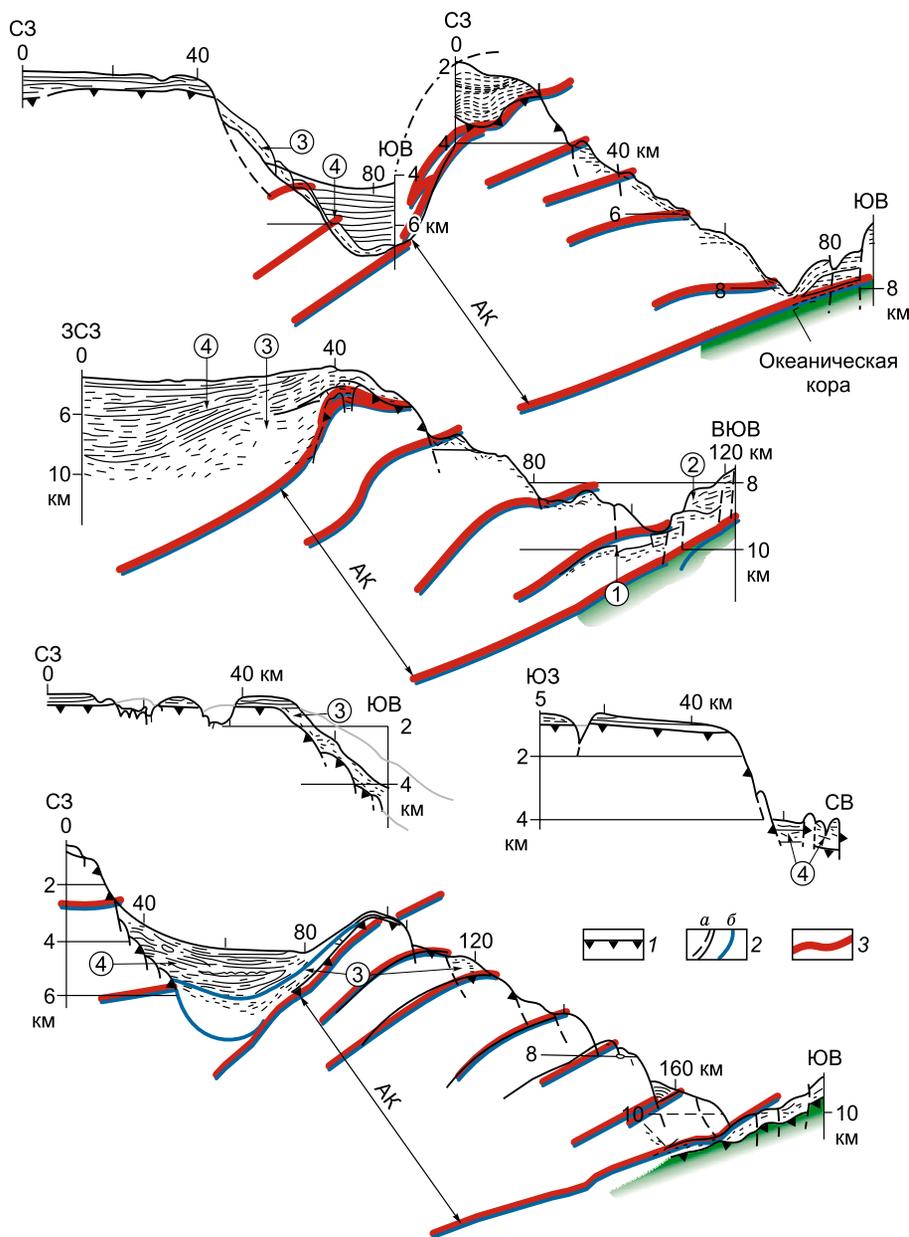


Рис. 9. Разрезы через Камчатский желоб, полученные непрерывным сейсмопрофилеированием, [Ломтев, 2017] с изменениями.

1 — кровля акустического фундамента (АК); 2 — границы: *а* — литологические, *б* — свит, формаций; 3 — надвиги. Цифры в кружках — осадочные толщи: желоба (1 и 2), нижняя (3) и верхняя (4) — на островодужном склоне.

Хребты и поднятия в глубоководном желобе могут представлять линзы и протрузии серпентинитов в островодужном склоне Камчатского желоба [Ломтев, 2017, см. рис. 2]. Серпентиниты в виде линз и диапиров изучены детально в Бонинском желобе [Nasegawa et al., 2009; Kogiso et al., 2009]. И осадки в желобе, и серпентиниты суммарно обуславливают отрицательные гравитационные аномалии в осевой части желобов (см. рис. 1, 2). Оценить долю серпентинитов мы пока не можем. Судя по рис. 2 в работе [Ломтев, 2017], доля серпентинитовых и осадочных тел примерно одинаковая.

Таким образом, в интерпретации (см. рис. 10) строения Тихоокеанской плиты, Командорской впадины, глубоководных желобов и их островодужного склона максимально использована трансформированная карта рельефа (см. рис. 6), а также детальные данные о строении северной части Камчатского желоба и его обрамления в соответствии с рис. 8, 9. В сравнении с монографией [Строение..., 1984] структура Тихоокеанской плиты и вулканических поясов на ней (см. рис. 1—3) показана более детально и равномерно по площади.

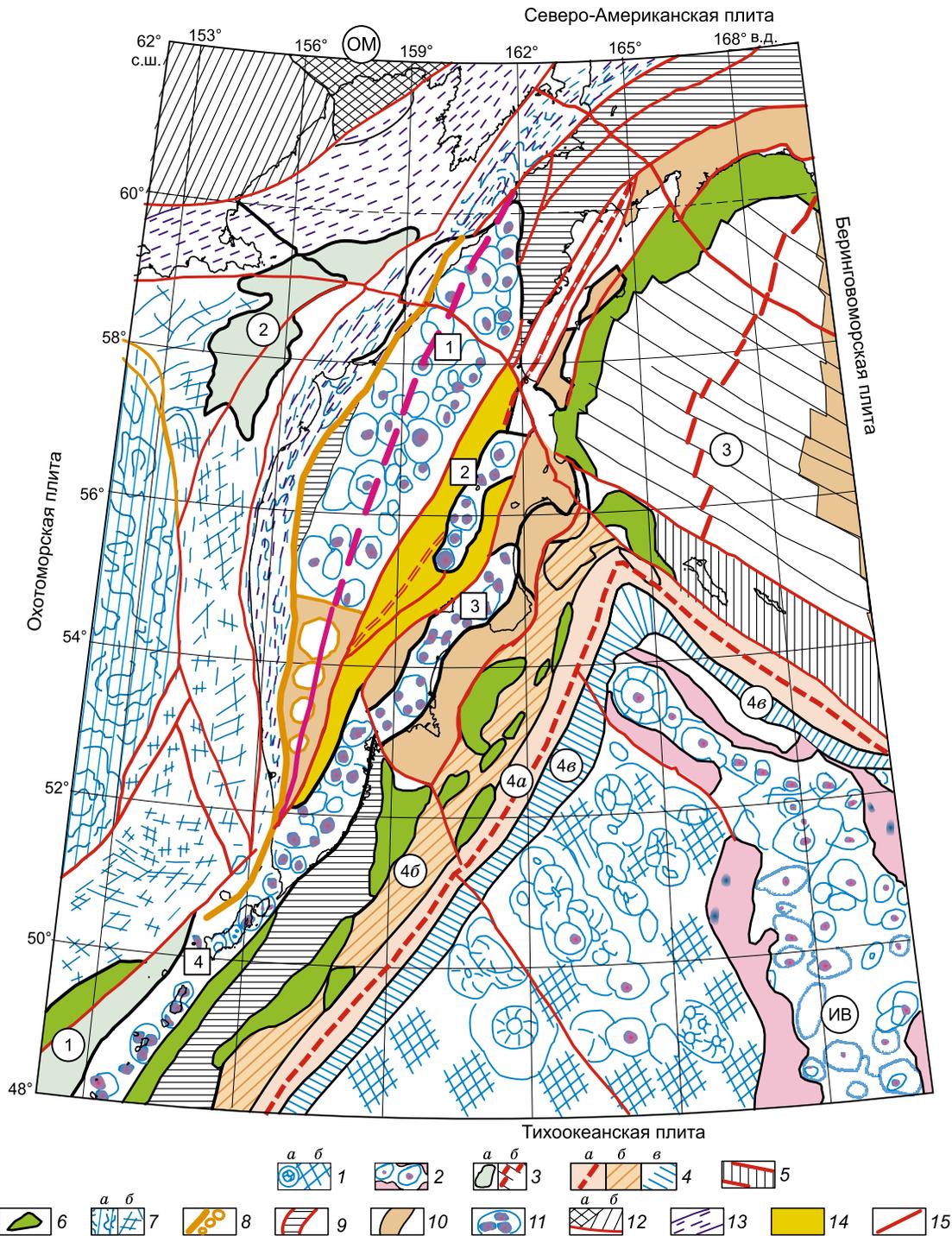


Рис. 10. Синтетическая карта на основе гравитационных и рельефных данных (см. рис. 2—4) и геологических данных.

1 — ложе Тихого океана с вулканами (а) и деформационной решеткой между ними (б); 2 — Императорский пояс вулканов (ИВ) гавайского типа, обранный шлейфом пепловых осадков; 3 — глубоководные впадины (цифры 1—3 в кружках): а — Южно-Курильская (1), Шелехова (2), б — Командорская (3); 4 — глубоководные желоба с плоским дном (а), островодужным склоном аккреционного клина (б) и океаническим склоном (в); Командорский блок; б — осадочные бассейны на островодужном склоне и линзы в желобе; 7 — ядро Охотоморской плиты океанического типа (а) и обрамление смешанного состава и происхождения (б); 8 — коллизионный шов столкновения с Валагинской дугой и структуры с гранитогнейсовыми куполами, 9 — фрагменты Валагинской дуги; 10 — фрагменты Кроноцкой дуги; 11 — плейстоцен-четвертичные вулканические пояса (цифры 1—4 в прямоугольниках): 1 — Срединного хребта, 2 — Ключевской, 3 — Восточный, 4 — Южной Камчатки и Северных Курил; 12 — Омолонский кратонный террейн (а) и Вилигинский блок (б) с мощной континентальной корой (см. рис. 16); 13 — складчатые пояса палеоген-мелового возраста; 14 — Центрально-Камчатская депрессия; 15 — главные разломы.

Фактические материалы по гравитационному полю и рельефу, приведенные на рис. 1—4, 6 и обобщенные на рис. 10, позволяют получить объективную картину с равной плотностью информации о структуре и континентальных, и подводных сегментов территории, поскольку спутниковые данные не различаются по объективности и детальности на суше и в акваториях. Более того, накопление спутниковых данных позволило уже сейчас создать представительную базу данных, которая через каждые четыре года будет улучшаться и совершенствоваться и превратится в незаменимый инструмент при геолого-геофизических исследованиях Земли.

Сравнение гравитационного поля и рельефа с геологическими данными на суше (рис. 11—14) и в подводной части (на примере подводного «полигона для обучения», см. рис. 8, 9) позволяет убедиться в применимости гравитационных аномалий и модифицированного рельефа как базовых данных для структурных построений. Причем эти данные касаются не только верхнекоровых наблюдаемых структур, но и структур подстилающей литосферной мантии, используя гравитационные аномалии в редукции Буге (см. рис. 3). Правда здесь нужны дополнительные методические исследования в глубокоэродированных областях, где обнажаются переходные слои кора—мантия.

В любом случае, для более полного понимания структуры и зон субдукции, а также коллизионных структур нужны разнообразные геологические, частично геофизические данные и моделирование, которые позволят реконструировать эволюционное развитие субдукционно-коллизионных зон. Этому посвящен следующий раздел.

ЭВОЛЮЦИЯ СТРУКТУР КАМЧАТКИ (ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ, КОЛЛИЗИОННЫХ СТРУКТУР И ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ)

Для дальнейшей интерпретации структуры вулканических поясов Северных Курил и Камчатки приведен рис. 11 из работы [Шапиро и др., 2008] с добавлениями. В цитированной работе и на рис. 11 использованы предыдущие работы о коллизионных структурах столкновений Камчатки с Валагинской и Кроноцкой дугами [Митрофанов, 1977; Богданов и др., 1987; Зинкевич и др., 1993; Соловьев и др., 2002, 2004, Соловьев, 2005], а также палеомагнитные данные о миграции Валагинской и Кроноцкой дуг [Ставский и др., 1988; Шапиро, 1995; Печерский, Шапиро, 1996; Pecherski et al., 1997; Левашова и др., 2000; Коваленко, 2003; Шапиро и др., 2004], данные о возрасте детритовых и метаморфических цирконов, трекового метода [Соловьев и др., 2004; Соловьев, 2005; Hourigan et al., 2007; Bindeman et al., 2010].

Коллизия с Валагинской дугой на севере Камчатки определяется двумя крупными надвигами — Ватынским и Лесновским (см. на рис. 11). Здесь породы Валагинской островной палеодуги надвинуты на Омгоно-Укэляятский флишевый терреин среднемелового-палеоценового возраста, фиксирующий пассивную окраину Северо-Азиатского кратона. Детали этой структуры приведены на рис. 2 в работе [Шапиро и др., 2008]. Автохтон здесь представлен сильнодислоцированными, но слабометаморфизованными терригенными флишеидными породами лесновской (укэляятской, по [Митрофанов, 1977]) серии. Автохтонные породы обнажаются в тектонических окнах (Шаманкинский и Ватанваамский купола) и перекрыты по надвигу верхнемеловой кремнисто-вулканогенной валагинской толщей мощностью до 5 км. Породы этой толщи продолжают до северной части Олюторского хребта, где слагают самый верхний тектонический покров Корякского нагорья [Богданов и др., 1987; Шапиро, 1995].

В свою очередь, эта надвиговая структура (автохтон и аллохтон) перекрыта терригенными породами Пусторецко-Парапольского прогиба (N-Q), а в Олюторском хребте — Ильпинско-Пахачинского прогиба (P₂—N). Возраст последних, а также изотопные датировки позволяют предположить, что коллизионные надвиги и складки сформировались в узком интервале времени 50—45 млн лет [Шапиро и др., 2008].

С Валагинской палеодугой сопоставляют также осадочно-вулканогенные толщи верхнего мела—палеогена, которые протягиваются от п-ова Говен и о. Карагинский через п-ов Озерный в хребты Кумроч, Валагинский, Ганальский (между четвертичными вулканами восточного пояса и Ключевской группой, см. рис. 11).

Эти комплексы были объединены в работе [Коваленко, 2003] в Восточно-Камчатский терреин (ВК) и сравнивались с Олюторским (или Паранским (Па) и Южно-Камчатским (ЮК) террейнами. Южно-Камчатский сложен верхнемеловыми-палеоценовыми тектоническими линзами (трактуемые нередко и как согласные стратиграфические свиты) в южной части Срединного хребта (см. рис. 11) к востоку от выходов метаморфических толщ. Они включают вулканогенно-кремнистый ирунейский комплекс с кремнями, туфами и лавами базальтов и андезитов; кирганикскую свиту с туфами и лавами основного и среднего состава; вулканогенно-осадочную квахонскую свиту; терригенно-кремнистые хейванскую и стопольниковскую свиты; терригенные отложения камчатской серии и хозгонской свиты с линзами метагаббро и метаофиолитов. Они датируются по палеонтологическим данным в интервале от поздней юры—раннего мела до эоцена часто с большими перекрытиями [Гречин, 1979; Зинкевич и др., 1993; Бондаренко, 2004].

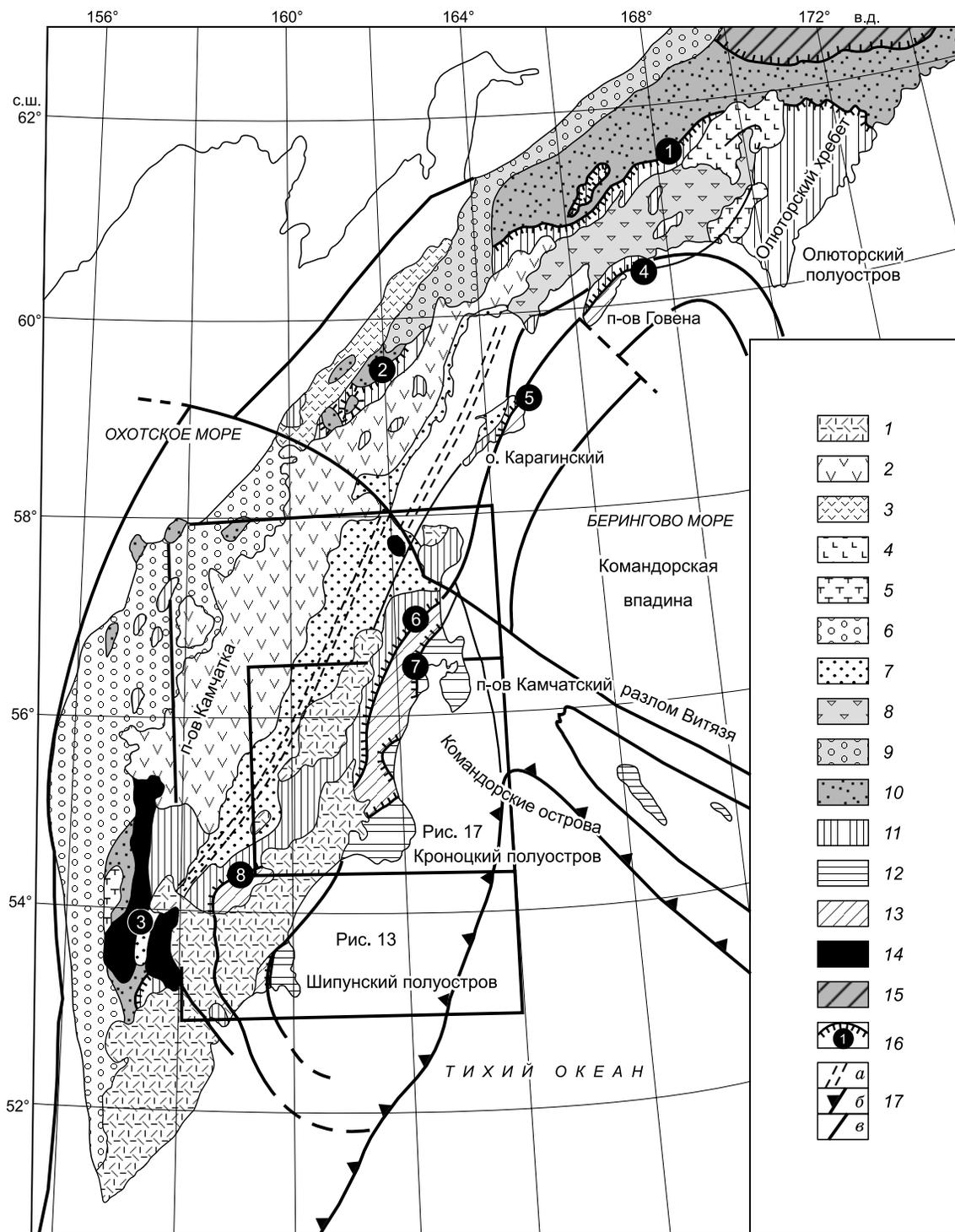


Рис. 11. Тектоническая схема Камчатки и Южной Корякии [Шапиро и др., 2008] с добавлениями.

1—5 — субаральные вулканические пояса: 1, 2 — Восточно-Камчатский (1, N ныне) и Центрально-Камчатский (Срединного хребта, 2, P₃ ныне), 3 — Западно-Камчатский (Кинкильский), 4 — Апукско-Вывенский (N₂— (?), 5 — Черепановский (P_{1,2}); 6—9 — осадочные прогибы и депрессии: 6 — Западно-Камчатский (P—N), 7 — Центрально-Камчатская депрессия и ее вероятное продолжение до Олюторского хребта, 8 — Ильнинско-Пахачинский прогиб (P₁—N₁), 9 — Пустореско-Парапольский прогиб (N—Q); 10—15 — террейны фундамента: 10 — Омгоно-Укэляятский терреин, терригенные отложения континентального склона, 11 — Валагинская островная палеодуга (K₂—P₁), 12 — Ветловско-Говенская аккреционная призма, 13 — Кроноцкая островная палеодуга (K₂—P), 14 — метаморфические коллизионные породы зоны гранитогнейсовых куполов и ганальского выступа, 15 — террейны Северной Корякии; 16 — тектонические сuture — крупные надвиги (цифры в кружках: 1 — Ватынский, 2 — Лесновский, 3 — Андриановский, 4 — Говенский, 5 — Карагинский, 6 — Ветловский, 7 — Гречишклина, 8 — Валагинский); 17 — оси глубоководных желобов (a), палеожелобов (б), прочие разломы (в). Вынесены структурные линии для подводной части с рис. 6.

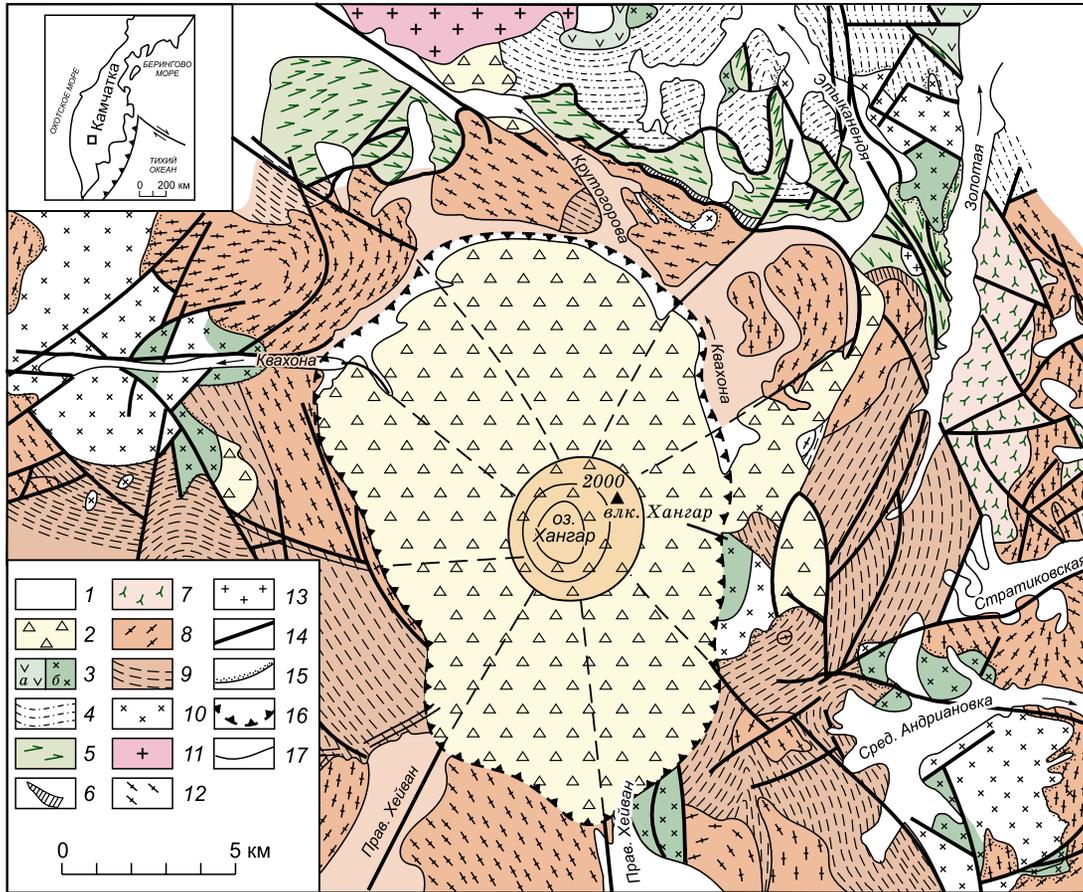


Рис. 12. Схематическая геологическая карта северной части Срединно-Камчатского метаморфического купола и влк. Хангар, составлена с использованием материалов [Тарарин и др., 2015].

1 — аллювиальные отложения; 2 — четвертичные вулканы кальдеры влк. Хангар — андезиты, дациты, кислые пемзы; 3, а — химкинский комплекс, K_2hm — метавулканы основного и среднего состава, метаморфизованные кремнисто-вулканогенные породы, 3, б — габброиды, метапесчаники; 4 — камчатский комплекс, верхняя толща (хейванская свита), $K_{1-2}hv$ — филлиты, кристаллические сланцы, метапесчаники; 5 — андриановский комплекс, $K_{1-2}an$ — амфиболовые, амфибол-плаггиоклазовые, эпидот-амфибол-плаггиоклазовые сланцы основного и ультраосновного состава, филлитовидные сланцы; 6 — камчатский комплекс, нижняя толща, $K_{1-2}km$ — биотитовые, гранат-биотитовые, гранат-ставролит-биотитовые и гранат-ставролит-глиудистые кристаллические сланцы; 7—9 — колпаковский комплекс, $K_{1-2}kl$: 7 — верхняя толща — чередование амфиболитов, гранатовых амфиболитов, клинопироксен-амфиболовых основных сланцев, гранат-биотит-амфиболовых плаггиогнейсов и кварцитов, кианитсодержащих плаггиогнейсов; 8 — средняя толща — гранат-слоистые плаггиогнейсы, мигматиты; 9 — нижняя толща — кианитсодержащие гранат-слоистые плаггиогнейсы, мигматиты, реже амфиболиты и гранатовые амфиболиты, кварциты; 10 — лавкинский plutonic complex, P_3-N_1 — нерасчлененные диориты, гранодиориты, монциты, кварцевые сиениты; 11 — кольский plutonic complex, K_{1-2} — массивные и гнейсовидные биотитовые граниты и гранодиориты; 12 — кругогоровский plutonic complex, K_{1-2} — гнейсовидные биотитовые и гранат-биотитовые граниты, гранодиориты; 13 — синметаморфические лейкократовые граниты и пегматиты; 14 — тектонические нарушения: надвиги, главные разломы; 15 — роговики; 16 — граница кальдеры влк. Хангар; 17 — геологические границы. На врезке — район исследований.

По палеомагнитным данным [Коваленко, 2003], в позднем мелу (83—75 млн л. н.) ВК, ЮК и Па находились между 50 и 40° с.ш. (вместо нынешних 62—54°, т. е. на 12—14° южнее), причем они образовывали цепочку, обратную нынешнему положению (ЮК на севере, Па на юге). Столкновение произошло около 55 млн лет (по последним данным в работах [Соловьев, 2005; Hourigan et al., 2009] — около 45 млн. лет, по крайней мере, для Ватынского и Лесновского надвигов (см. рис. 11).

Структура зоны коллизии Южно-Камчатского террейна в южной части Срединного хребта включает купола (или блоки ?) метаморфических пород и значительно более сложная и длительно формировавшаяся. Возраст и происхождение метаморфических пород вызывали длительную дискуссию. По последним данным [Hourigan et al., 2009], цирконы из гнейсов и мигматитов колпаковской серии содержат наиболее молодые датировки 45—52 млн лет. Причем датировки моложе 50 млн лет отсутствуют в любых других терригенных толщах ВК и ЮК террейнов и в укляятском флише, поэтому возраст 45—

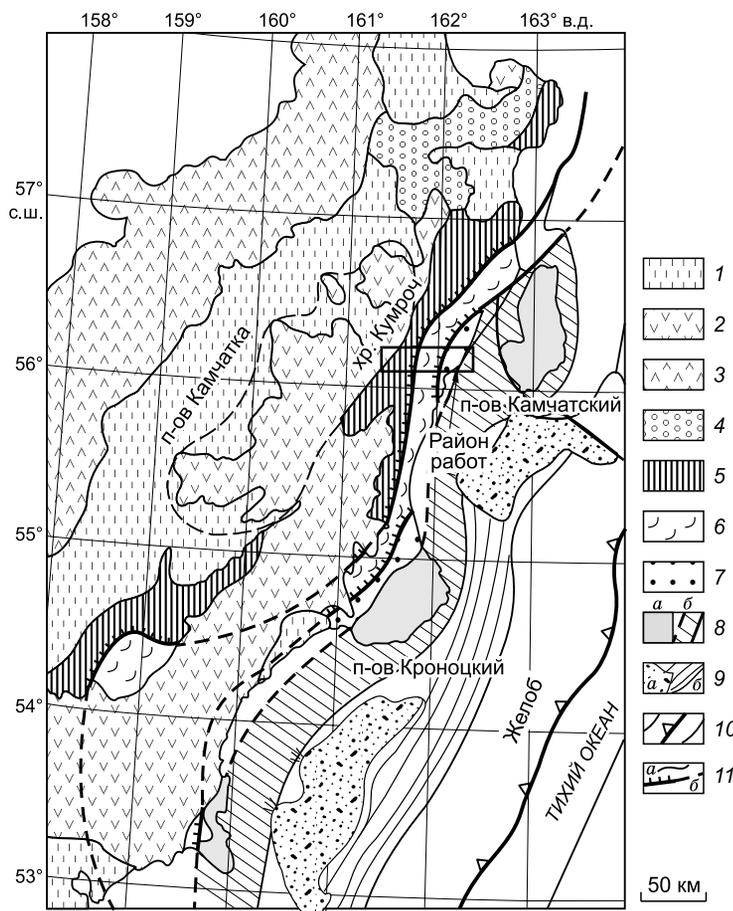


Рис. 13. Схема тектонического строения юго-восточной части Камчатки [Шапиро, 1995; Соловьев, 2005] с изменениями.

1 — отложения Центральной Камчатской депрессии (N_2-Q), штриховой линией выделена Ключевская группа вулканов, примыкающая к хр. Кумроч; 2 — Восточно-Камчатский вулканический пояс (плиоцен-четвертичный); 3 — Центрально-Камчатский вулканический пояс (олигоцен-четвертичный); 4 — олигоцен-миоценовые терригенные отложения; 5 — вулканические образования Валагинской палеодуги и ее терригенного чехла (K_2-P); 6, 7 — Восточно-Камчатская аккреционная призма: 6 — терригенные отложения станиславской (P_2) и ветловской ($P_{1,2}$) серий; 7 — терригенные отложения тюшевской свиты (P_3-N_1); 8 — осадочно-вулканические породы Кроноцкой островной палеодуги (K_2-P_1) (а) и их вероятное продолжение в подводной части склона (б), 9 — осадочные бассейны (а) и аккреционная призма островного склона (б) (см. рис. 6—8); 10 — плоская часть глубоководного желоба и граница современной зоны субдукции; 11 — разломы (а) и надвиги (б) и их вероятное продолжение.

48 млн лет можно считать возрастом высокотемпературного метаморфизма (с мигматитами). В колпаковской серии, терригенных отложениях хозгонской

свиты и камчатской серии, укэлятском флише присутствуют цирконы с возрастными от 65 до 150 млн лет, характеризующие меловую эволюцию валагинской дуги. Во всех породах наблюдаются также цирконы с возрастными 200—300 млн лет (юра—пермь), более древние редкие датировки представляют единичные кристаллы в хозгонской свите и колпаковской серии, отчетливо проявлен лишь максимум 1900—2000 млн лет, но он наиболее отчетливый и широкий (1700—2100 млн лет) в укэлятском флише, где характеризует снос с Омолонского или Охотского массивов — отколовшихся блоков Восточно-Азиатской платформы [Ханчук, 1985; Геодинамика..., 2006].

Метаморфические купола Южно-Камчатского террейна претерпели сложную эволюцию от 50 млн лет до настоящего времени. На рис. 5 в работе [Шапиро и др., 2008] показан Хангарский купол в верховьях рек Крутогорова, Квахона и Андриановка. На рис. 12 она воспроизведена с уточнениями по работе [Тарарин и др., 2015] и добавлениями Н.Л. Добрецова.

Гнейсы и вулканы Хангарского вулкана, а также линза филлитов и метабазитов хозгонской свиты составляют ядро купола, внешнюю зону которого дополняют гранитоидные плутоны, на севере преимущественно олигоценные диориты-гранодиориты, на юге — преимущественно гнейсовидные граниты крутогоровского комплекса (P_{g1-2} ?). И те, и другие включают тела диоритов, габбро и монцонитов лавкинского комплекса с возрастом 30—36 млн лет [Тарарин и др., 2015]. Самую внешнюю зону слагают осадочные серии, преимущественно мелового возраста.

Приведенная схематическая карта купола (см. рис. 12) и разновозрастные породы, входящие в его состав, однозначно свидетельствует о кайнозойской истории Камчатской островной дуги — от 45—52 млн лет (см. выше цирконы в гнейсах колпаковской серии) до 30—35 млн лет (габброиды лавкинского комплекса) и до голоценовых вулкаников. Есть данные о более древнем возрасте пород колпаковской серии [Рихтер, 1995; Карта..., 1999], но купольная ее история очень молодая [Hourigan et al., 2009; Тарарин и др., 2015].

В ядерной части Кольского купола и одноименного интрузива на Камчатке присутствуют мигматиты и мигматизированные гнейсы колпаковской серии (как и в Хангарской структуре), а в синформе гнейсовидных гранитов — полукольцевое тело хозгонских филлитов и метапесчаников с силлами метапикробазальтов. Они слагают северное крыло Хангарской структуры [Тарарин и др., 2015]. Силловидное тело расслоенных габбро юрчикского комплекса присутствует в Ганальской структуре к юго-востоку от Хангарской структуры.

В мигматитах и мигматизированных плагиогнейсах колпаковского комплекса отчетливо проявлено замещение исходного гранат-биотитового (+кианит и ставролит) парагенезиса более поздней биотит-кордиеритовой (+силлиманит, калишпат) ассоциацией. Аналогичная реакция наблюдается в контактовом ореоле лавкинского интрузивного комплекса и на контакте с юрчикским габбро. Самые поздние синметаморфические гранитоидные жилы содержат только андалузит в ассоциации с кордиеритом [Тарарин и др., 2015]. Эта последовательность отражает переход от стадии синколлизионного метаморфизма кианитовой серии к позднеколлизионной стадии адиабатической декомпрессии, росту куполов, внедрению базитов лавкинского комплекса, повышающих температуру в термических куполах. Самая высокая температура до 800 °С устанавливается в гранулитах Ганальской структуры [Кузьмин и др., 2003] в ассоциации с расслоенными габбро и перидотитами.

Чтобы убедиться, что строение Хангарского и Кольского куполов на Камчатке типично для коллизионных зон, сравним их с аналогичными куполами Чукотки и Горного Алтая. Для трех коллизионных куполов Чукотки в их ядре устанавливаются породы амфиболитовой (иногда до гранулитовой) фации, на крыльях куполов — породы эпидот-амфиболитовой до зеленосланцевой, во внешней кайме — плутоны ассоциирующих гранитоидов коллизионной и субдукционной природы [Natalin et al., 1999; Akinin, Calvert, 2002; Акинин, Ворошин, 2006]. Как и на Камчатке, устанавливается многостадийная история формирования. Ранняя стадия (132—115 млн лет или 121—108 млн лет) происходит в коллизионной обстановке (кианитовая серия) при давлении 6—8 кбар при $T = 500—700$ °С. Вторая стадия (108—90 млн лет) — рост куполов с адиабатической декомпрессией и образованием андалузит-силлиманитовых и кордиеритовых ассоциаций и внедрением синметаморфических гранитоидов, третья стадия — конечная эксгумация с кольцевыми разломами (88—75 млн лет). Последовательность стадий отражает аналогичную эволюцию аккреционно-субдукционной системы Чукотки и Камчатки длительностью около 50 млн лет. Сходные купольные структуры на месте коллизионного пояса возникли в течение мела в хр. Брукса на Аляске [Toro et al., 2002; Хаин и др., 2009].

Аналогичные закономерности установлены в зональных метаморфических комплексах южной и юго-восточной частей Горного Алтая [Добрецов и др., 2017]. По-видимому, на Горном Алтае, как и на Камчатке и Чукотке, можно в ряде случаев выделить три стадии эволюции метаморфизма, причем поздняя стадия (с окончательным оформлением куполов и кольцевых разломов) наиболее тесно связана с гранитами [Буслов и др., 2013; Крук, 2015]. Аналогичные закономерности установлены во многих коллизионных полях [Ревердатто и др., 2017].

Коллизионная структура при столкновении с Кроноцкой дугой изучена только в пределах восточных полуостровов Камчатки и показана на рис. 13. На полуостровах Камчатский, Кроноцкий и Шипунский обнажены фрагменты терригенно-вулканогенных пород Кроноцкой островной дуги, возраст которой датируется, как и Валагинской, в интервале поздний мел—эоцен, хотя допускают юрский возраст офиолитов [Осипенко, Крылов, 2001; Хотин, Шапиро, 2006]. Детально изученный массив перидотитов горы Солдатская на Камчатском мысу [Батанова и др., 2014] подстилается серпентинитовым меланжем с западным падением, а на западе контактирует с кремнисто-терригенными породами пикежской свиты и вулканогенно-кремнистыми отложениями смагинской свиты с линзами габбро и тел параллельных даек. Наличие последних определенно говорит, что это была зона спрединга. По составу габбро и плагиогранитов в параллельных дайках часть авторов [Цуканов и др., 2004; Хотин, Шапиро, 2006] относит их к задуговым или субдукционным обстановкам, другие [Осипенко, Крылов, 2001; Батанова и др., 2014] — к специфическим обстановкам срединно-океанических хребтов. Возраст смагинской свиты по радиоляриям определяется как альб—сеноман (93—112 млн лет) [Зинкевич и др., 1993; Бояринова и др., 1999], пикежскую свиту относят к турону—кампану.

Островодужные толщи контактируют (перекрываются?) терригенной тышевской свитой (олигоцен—миоцен), представляющей задуговые или преддуговые отложения Кроноцкой дуги. Между Валагинской и Кроноцкой дугой выделяется аккреционный комплекс (серия чешуй терригенных отложений Станиславской свиты (средний—верхний эоцен), ветловской свиты (палеоцен—нижний эоцен). Вместе с фрагментами тышевской свиты (олигоцен—миоцен) они представляют аккреционный комплекс, формировавшийся в интервале от 50 до 15 млн лет. Более молодой аккреционный комплекс присутствует на островном склоне Камчатского желоба, как было показано на рис. 8—10 и повторено на рис. 14. Таким образом, фрагмент Кроноцкой островной дуги может представлять очень крупную линзу (олиголит) длиной около 600 км в верхней части островодужного склона. Продолжение Кроноцкой дуги к острову Карагинскому и Олюторскому хребту требует отдельного рассмотрения.

ДИСКУССИЯ

Ранние стадии столкновения Камчатско-Охотского массива обсуждены в работе [Богданов, Чехович, 2002].

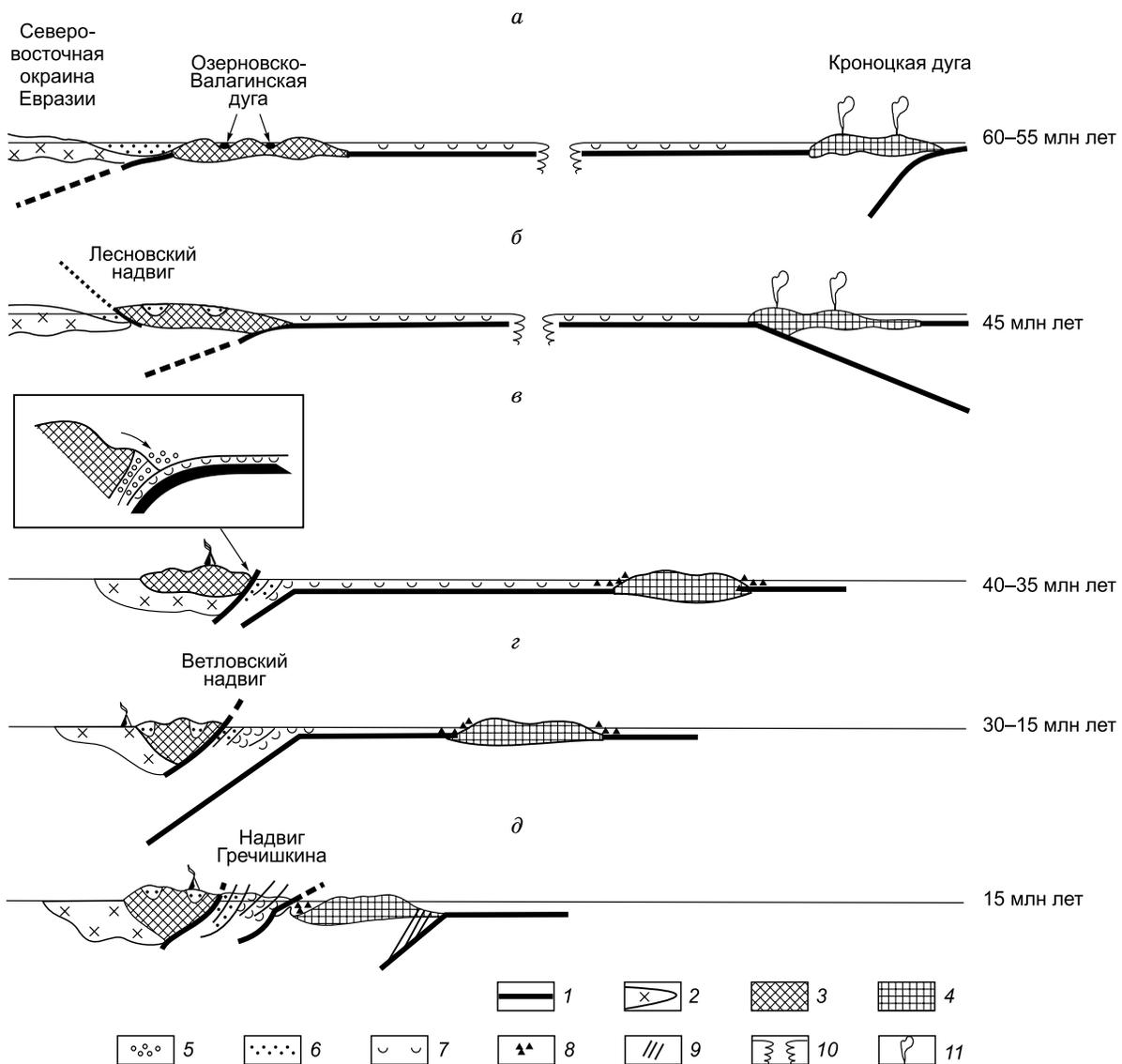


Рис. 14. Внемасштабная схема коллизионных событий [Соловьев и др., 2004] с изменениями.

a–д — описание см. в тексте. 1 — океаническая кора; 2 — утоненная континентальная кора Западной Камчатки; 3 — Валагинская палеодуга и соответствующий террейн в структуре Камчатки; 4 — Кроноцкая палеодуга; 5–8 — терригенные комплексы: 5 — лесновский и укэлятский, 6 — станиславский, 7 — ветловский, 8 — тышевский; 9 — современная аккреционная призма (см. рис. 5, 10); 10 — возможный спрединговый центр; 11 — активный вулканизм.

Внемасштабная схема эволюции в кайнозое вулканических и коллизионных событий в Курило-Камчатской дуге представлена на рис. 14 [Соловьев и др., 2004] с изменениями.

В эоцене около 60–55 млн лет в результате субмеридиональной миграции параллельно Императорскому хребту Валагинская дуга столкнулась с окраиной Северо-Восточной Азии и стала на нее надвигаться (см. рис. 14, *a*).

Около 45 млн лет формирование коллизионных структур завершилось (с образованием Лесновского надвига и гранитогнейсовых куполов в южной части Срединного хребта), началась субдукция Тихоокеанской плиты под новообразованную Камчатскую дугу, изменилась вергентность субдукции под Кроноцкую. Эти три события обусловлены одной причиной — поворотом движения Тихоокеанской плиты на 60° (с субмеридиального на северо-западный) и соответствующими изменениями условий на границах примыкающих плит (см. рис. 14, *б*).

В течение среднего—позднего эоцена (40–35 млн лет) развивалась субдукция под утолщенную кору Камчатки, накапливалась станиславская свита, а Кроноцкая дуга приближалась к Камчатке (см. рис. 14, *в*).

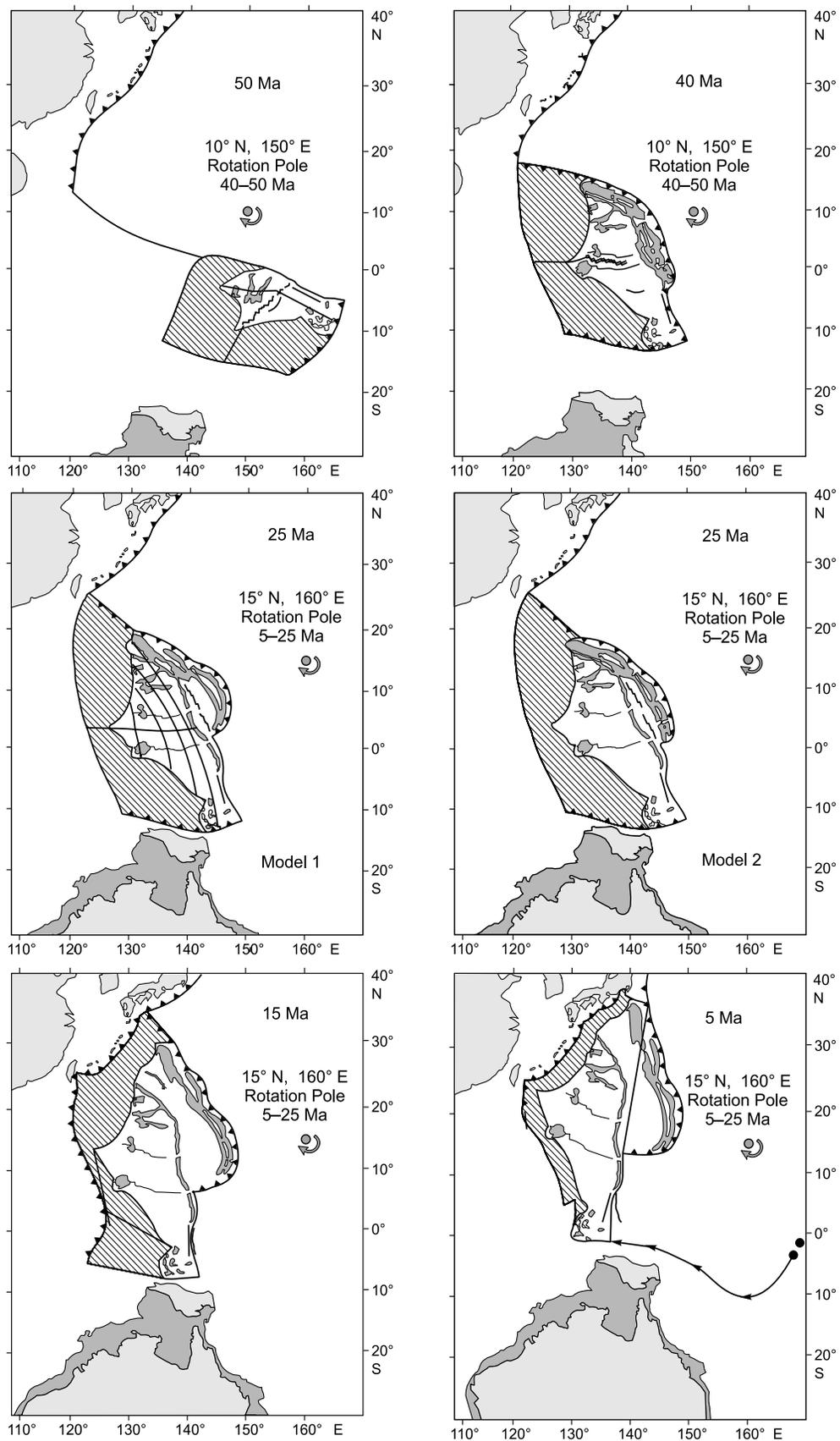


Рис. 15. Реконструкция для Филиппинской плиты в течение кайнозоя [Hall et al., 1995] с дополнениями.

Штриховкой показаны сначала раздвинутые (50—25 млн лет), а затем субдуцированные (25—5 млн лет) области океанической плиты. Черная стрела для 5 млн лет — линия миграции ЮВ угла плиты. Черные линии для возраста 25 млн лет — структуры растяжения, аналогичные Командорской впадине.

В олигоцене—среднем миоцене (30—15 млн лет) продолжалась субдукция Тихоокеанской плиты под Камчатку с наращиванием аккреционного клина за счет «соскабливания» ветловской серии, а на склонах Кроноцкого поднятия (отмершей дуги) накапливалась тышевская серия (см. рис. 14, з).

Конец миоцена (15—7 млн лет) — коллизия Кроноцкой дуги с Камчаткой, «сдирание» тышевской свиты со склонов Кроноцкого поднятия и присоединение ее к аккреционной призме. Судя по длительной остановке вулканизма на Камчатке (от 15—17 до 5 млн лет), это столкновение было значительным, сопровождалось перескоком субдукции в сторону океана и началом раскрытия Командорской впадины (см. рис. 14, д).

Таким образом, вулканический пояс Срединного хребта от 45 до 15 млн лет (до столкновения с Кроноцкой дугой) являлся Передовым (или Главным) вулканическим поясом, в настоящее время превратился в тыловой пояс. Большая часть кальдерных вулканов и больших стратовулканов прекратила активность, развиваются преимущественно новые мелкие вулканы, связанные с ареально-трещинными излияниями щелочных и субщелочных базальтов (см. рис. 6, 10). Только в Ичинском вулкане и его южном обрамлении сохранился контрастный магматизм (кислые вулканы + щелочные базальты) [Bindeman et al., 2010; Перепелов, 2014; Добрецов и др., 2016б].

Раскрытие Командорской впадины, на бортах которой присутствуют сходные эоцен-верхнемеловые вулканы Кроноцкой палеодуги и Олюторского хребта, является важным событием и вероятным следствием коллизии. Раскрытие Командорской впадины могло разорвать единую, возможно, смятую в складки палеодугу, продолжением которой является подводный хребет Бауэрса. Само треугольное раскрытие — не уникальное событие. Кроме Южно-Курильской впадины можно указать Западно-Филиппинский бассейн, модель треугольного раскрытия которого [Hall et al., 1995] показана на рис. 15. В интервале 58—50 млн лет раскрытие Западно-Филиппинского бассейна составляло около 1000 км, максимальное раскрытие 3850 км достигнуто через 30 млн лет (к 25 млн лет), что означает среднюю скорость раскрытия 130 км/млн лет. Командорская впадина вдоль разлома Альфа составляет около 550 км. При той же скорости раскрытия Командорская впадина начала открываться 4 млн лет назад (или около 5 млн лет назад, если начальная стадия раскрытия была чуть медленнее).

После 25 млн лет раскрытие Западно-Филиппинского бассейна прекратилось и началось интенсивное погружение океанической литосферы в зону субдукции. За 25 млн лет было субдуктировано примерно та же площадь, что была образована за счет раскрытия Западно-Филиппинского бассейна, как видно на реконструкции 5 млн лет назад. При этом сама зона активного спрединга вращалась (повернулась по часовой стрелке на 60—65°) и перемещалась относительно Китайского континентального континента на те же 3500 км, как показано черной стрелкой на реконструкции 5 млн лет.

Эти аналогии надо иметь в виду при обсуждении происхождения и дальнейшей эволюции Командорской впадины. Генетически единый ряд структур растяжений в задуговых бассейнах, показанный на рис. 1 цифрами (1)—(7), заканчивается именно в Командорской впадине.

В заключение мы сравним полученный на рис. 10 синтетический результат нашего моделирования с моделью мощности земной коры (рис. 16) [Нурмухамедов и др., 2016]. На рисунке видно, что Камчатка отличается промежуточным типом коры. Только в осях максимального сжатия, где наблюдаются метаморфические породы и гранитогнейсовые купола, мощность коры достигает 40—43 км. Такая же мощность установлена севернее, где присутствует самый большой ареал дацитов и игнимбринов и в ксенолитах в дацитах встречаются метаморфические породы [Перепелов, 2014; Давыдова, 2014]. Рядом локальный ареал повышенной мощности (40 км) установлен под Ключевской группой вулканов. На остальной территории Камчатки, в том числе в районе Ватынского и Лесновского надвигов, мощность коры не превышает 30 км.

Таким образом, сама вулканическая деятельность в зонах субдукции создает кору мощностью до 30 км. Большая мощность (до 43 км) наблюдается в зонах коллизии с образованием гранитогнейсовых куполов. Еще большая мощность (до 50 км) достигается в раннедокембрийских метаморфических блоках и кратонах. Таким примером является Омолонский массив, край которого присутствует в СЗ углу рис. 16.

К сожалению, гравитационные данные мало говорят о структуре глубинных слоев литосферы и астеносфере глубже 100 км. Поэтому трудно говорить по этим данным о структуре магматических очагов, надсубдукционной мантии и погружающейся океанической плиты. Здесь могут помочь сейсмографические исследования, но, к сожалению, на Камчатке они недостаточно детальные. В будущем важно построить детальный и полный профиль от Камчатского мыса до Охотского побережья.

В работах [Добрецов и др., 2012, 2015] обсуждены петрологические, петрохимические и сейсмографические аспекты магматизма в зонах субдукции, а в работах [Кулаков и др., 2011, 2016] на примере Ключевской группы вулканов и под влк. Кизимен установлена многоуровневая система магматических камер (рис. 17). На контакте с погружающейся плитой установлена нагретая зона и линза расплавов длиной 50—10 км и мощностью 10—15 км. Реакционная камера на глубине 50—70 км определяет рождение базальтовых расплавов, где горячая (1400—1500 °С) надсубдукционная мантия плавится под воздействием поднимающихся андезитовых расплавов. Кровля этой камеры на глубине 50 км на-

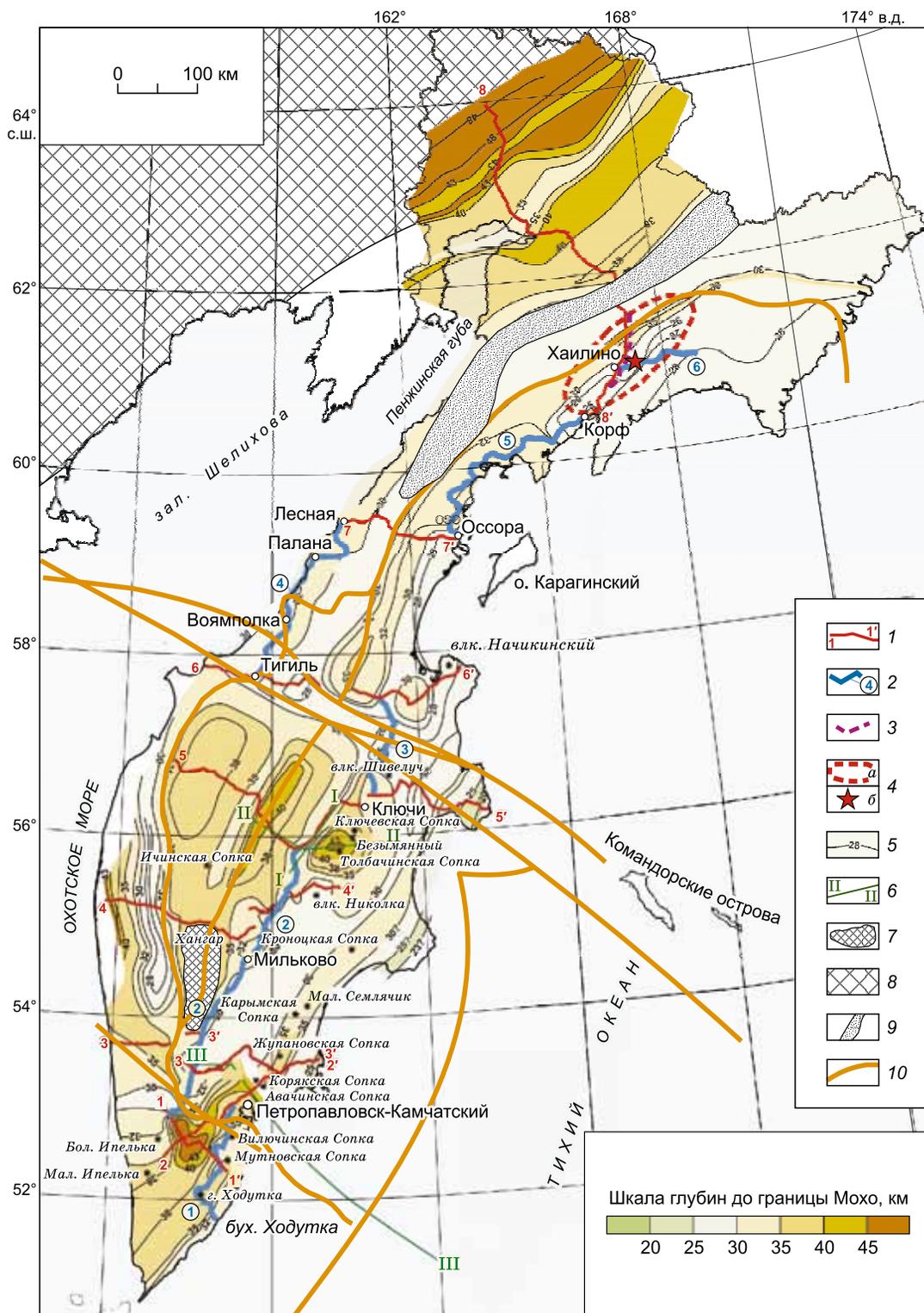


Рис. 16. Схема мощности континентальной коры Камчатки, по данным МОВЗ [Нурмухамедов и др., 2016] с дополнениями.

1 — региональные профили МОВЗ-МТЗ 1986—2006 гг. и их номера; 2 — увязочный профиль 2007—2010 гг.; 3 — участок профиля 8—8', повторно обработанный после Олюторского землетрясения; 4 — очаговая область Олюторского землетрясения 2006 г. (а), инструментальный эпицентр (б) наиболее сильного толчка; 5 — изолинии мощности коры; 6 — I—I, II—II — профили ГСЗ [Аносов, 1978]; III—III — наземно-морской профиль ГСЗ; 7 — выходы метаморфических пород и гранитогнейсовых куполов; 8 — выходы Омолонского массива [Ханчук и др., 2006]; 9 — Пусторецко-Парапольский прогиб; 10 — коллизонные швы (Ватынский — Андриановский) (см. рис. 11).

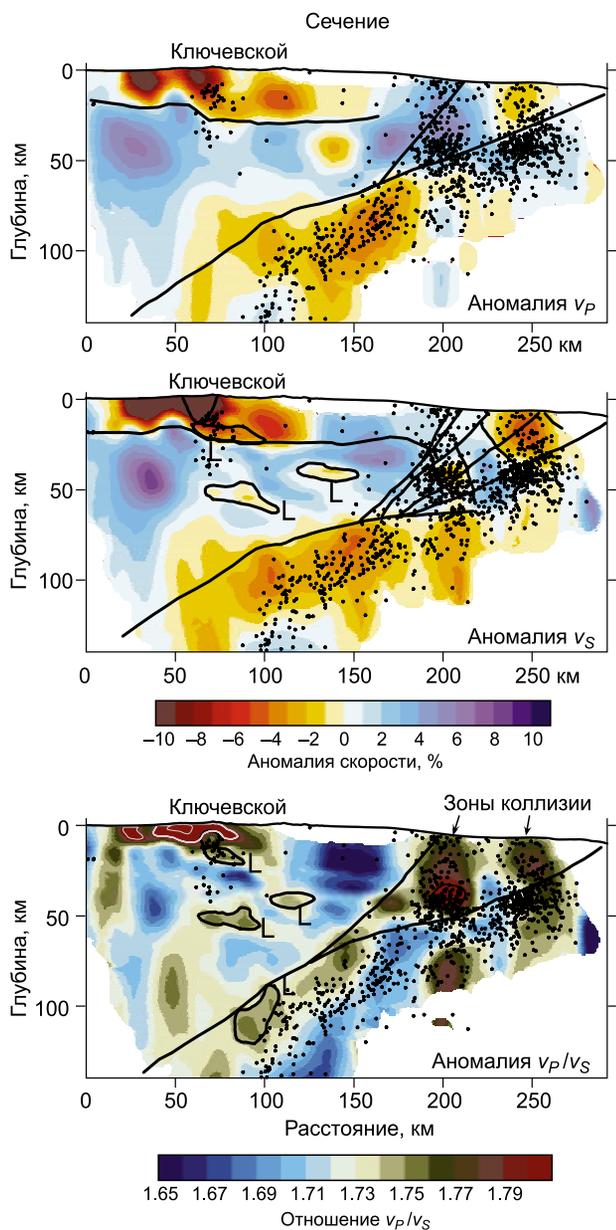
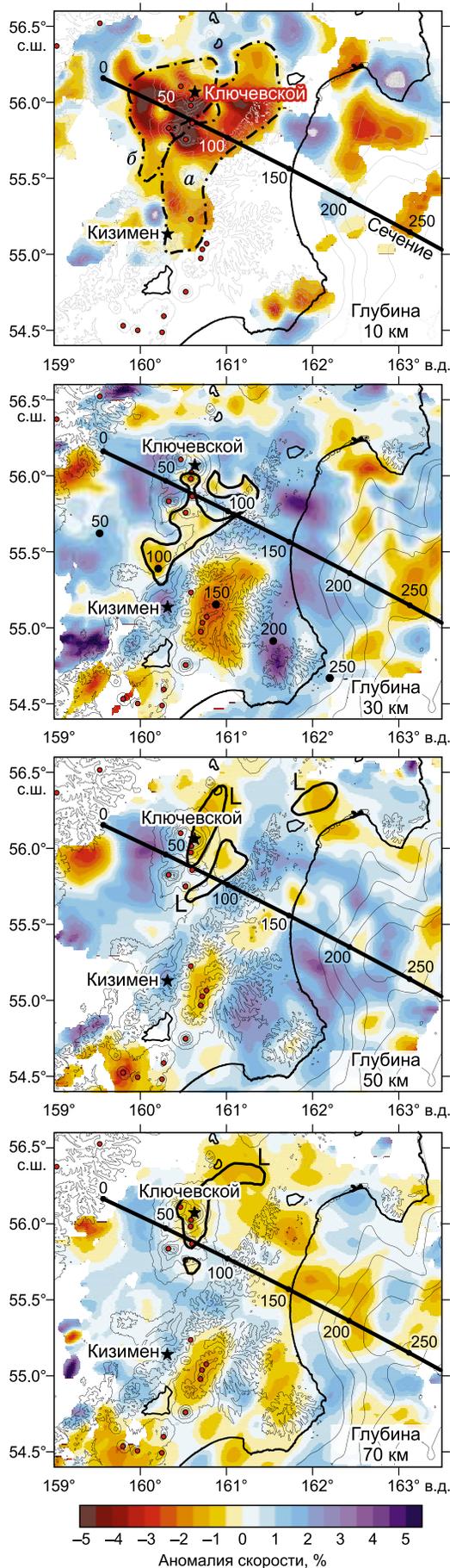


Рис. 17. Сейсмотомографические данные по Ключевской группе вулканов [Кулаков и др., 2016].

Слева — аномалии v_s в горизонтальных сечениях на глубине 10, 30, 50 и 70 км; серыми линиями показаны линзы с расплавом (камеры) на разных глубинах, а также на сечении 10 км — основания андезитовой (а) и базальтовой (б) построек; справа — разрез по сечению в аномалиях v_p , v_s и отношения v_p/v_s ; черными линиями показаны верхняя граница погружающегося слэба, аккреционная призма.

ходится под вулканами, а на глубине 70 км смещена на 30 км севернее. На глубине 30 км основная камера тоже смещена и протягивается от Кизимена к влк. Удина, а более мелкие линзы фиксируются под вулканами. На глубине 10 км видны две отчетливые линзообразные камеры — одна под базальтовыми, другая под андезитовыми вулканами.

Важно также определить глубинный останец от плиты, субдуктировавший до 15 млн лет назад от палеожелоба под осадками ЦКД. Он воспроизведен на рис. 4, где показана северная граница современной субдуктирующей плиты на глубине 200 км, которая находится под влк. Шивелуч на расстоянии 220 км от точки пересечения Камчатского и Алеутского желобов. При скорости субдукции 7 см/год (70 км/млн лет) и с учетом поправок на проекцию это соответствует 5 млн лет. В соответствии с сейсмотомографическими изображениями [Кулаков и др., 2016] прямолинейная граница слабой аномалии на глубине 200 км показана на рис. 4, параллельно палеожелобу в ЦКД и находится от него (в горизонтальной проекции) на расстоянии тех же 230—250 км. Данный факт означает, что это может быть край плиты, погружавшейся после прекращения субдукции еще 5 млн лет.

Несмотря на допущения и упрощения, совпадение трех оценок около 5 млн лет (начало раскрытия Командорской впадины, возобновление стационарной субдукции одновременно с раскрытием, отрыв и «замораживание» древнего слэба через 5 млн лет после прекращения субдукции) говорит о правдоподобности этих оценок и сделанных допущений.

Таким образом, основным результатом привлечения дополнительных геолого-геофизических данных и обсуждения в двух последних разделах являются последовательные временные реконструкции эволюции Курило-Камчатской зоны субдукции, что позволяет наметить задачи следующего уровня. После этого можно переходить к обоснованному физическому (в том числе экспериментальному) моделированию таких зон [Dobretsov, Kirdyashkin, 1992; Foley et al., 2000; Portnyagin et al., 2015; Castro, Gerya, 2008; Gerya, 2011].

В заключение отметим важность использования в работе электронных баз данных гравитационного поля и рельефа, позволивших наиболее полно провести геолого-тектонические построения. Синтез данных трансформированной карты рельефа Тихоокеанской плиты, Командорской впадины, глубоководных желобов и их островодужного склона и детальных сейсмических данных о строении северной части Камчатского желоба и его обрамления позволил более детально, чем прежде, и равномерно по площади описать структуру Тихоокеанской плиты и вулканических поясов на ней. Комплексная интерпретация гравитационного поля и модифицированного рельефа совместно с геологическими данными на суше и в подводной части показала высокую эффективность их использования как базовых данных для структурных построений. Причем этот вывод верен не только касательно верхнекоровых наблюдаемых структур, но и структур подстилающей литосферной мантии.

Авторы выражают благодарность рецензентам А.А. Дучкову и В.В. Ярмолку за конструктивные рекомендации и полезные замечания по содержанию представленной статьи.

Работа выполнена по базовому проекту лаборатории сейсмотомографии ИНГГ СО РАН при поддержке гранта РФФИ 14-17-00430.

ЛИТЕРАТУРА

Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Тектоническое развитие и районирование Курило-Камчатской островодужной системы // Геотектоника, 2002, № 80, с. 64—80.

Акинин В.В., Ворошин С.В. Интеграция баз данных по геохронологии и ГИС для анализа магматической эволюции СВ Азии // Тихоокеанская геология, 2006, т. 25, с. 39—50.

Аносов Г.И., Биккенина С.К., Попов А.А., Сергеев К.Ф., Угнасин В.К., Федорченко В.И. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М., Наука, 1978, 130 с.

Батанова В.Г., Лясковская З.Е., Савельева Г.Н., Соболев А.В. Перидотиты п-ова Камчатский мыс: свидетельство плавления океанической мантии вблизи горячей точки // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (12), с. 1748—1758.

Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Охотское океаническое вулканическое плато // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (2), с. 101—114.

Богданов Н.А., Чехович В.Д. О коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит // Геотектоника, 2002, № 1, с. 72—85.

Богданов Н.А., Вишневская В.С., Кебезинская П.К., Сухов Н.А., Федорчук А.В. Геология юга Корякского нагорья. М., Наука, 1987, 168 с.

Бондаренко Г.Е. Тектоника и геодинамическая эволюция мезозоя северного обрамления Тихого океана: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. М., 2004, 46 с.

Бояринова М.Е., Вешняков Н.А., Коркин А.Г., Савельев Д.П. Объяснительная записка к Государственной геологической карте РФ м-ба 1:200 000. Серия Восточно-Камчатская, листы 0-58-XXУ1, XXX1, XXXII. СПб., ВСЕГЕИ, 1999, 267 с.

Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбаатар Д., Куликова А.В., Чен Минг, Глори С., Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек Е.Э., Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (10), с. 1600—1627.

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука, Н.А. Горячева, С.М. Родионова. Владивосток, Дальнаука, 2006, т. 1, 572 с.

Глухманчук Е.Д., Василевский А.Н. Характеристика зон трещиноватости по неоднородности структуры поля деформаций отражающих горизонтов // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (1), с. 106—112.

Гречин В.И. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации различных структурно-формационных зон Камчатки // Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М., Наука, 1979, с. 130—149.

Давыдова М.Ю. Происхождение и эволюция магм вулканического центра Уксичан (Срединного хребта Камчатки): Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Владивосток, 2014, 19 с.

Действующие вулканы Камчатки / Под ред. С.А. Федотова, Ю.П. Масуренкова. В 2-х томах. М., Наука, 1991, т. 1, 302 с.; т. 2, 415 с.

Добрецов Н.Л. Петрологические и геохимические особенности субдукционного магматизма // Петрология, 2010, № 1, с. 1—24.

Добрецов Н.Л., Кулаков И.Ю., Литасов Ю.Д. Пути миграции магм и флюидов и составы вулканических пород Камчатки // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (12), с. 1633—1661.

Добрецов Н.Л., Кулаков И.Ю., Литасов К.Д., Кукарина Е.В. Значение геологии, экспериментальной петрологии и сейсмотомографии для комплексной оценки субдукционных процессов // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (1—2), с. 21—55.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Василевский А.Н., Ветров Е.В., Неведрова Н.Н. Эволюция кайнозойского рельефа юго-восточной части Горного Алтая и ее отображение в структурах геоэлектрического и гравитационного поясов // Геология и геофизика, 2016а, т. 57 (11), с. 1937—1948.

Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Котляров А.В., Кулаков Р.И., Карманов Н.С. Физико-химические параметры кристаллизации расплавов в промежуточных надсубдукционных камерах (на примере вулканов Толбачинский и Ичинский, Камчатка) // Геология и геофизика, 2016б, т. 57 (7), с. 1265—1291.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Рубанова Е.С., Василевский А.Н., Куликова А.В., Баталева Е.А. Среднепозднепалеозойские геодинамические комплексы и структура Горного Алтая, их отражение в гравитационном поле // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (11), с. 1617—1632.

Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Цуканов Н.В., Рихтер А.В., Соболев А.В., Каменецкий В.С., Данюшевский Л.М. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М., Наука, 1993, 272 с.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М., Наука, 1993, 192 с.

Карта полезных ископаемых Камчатской области м-ба 1:5 000 000 / Под ред. А.Ф. Литвинова, М.Г. Патока, Б.А. Марковского. СПб., ВСЕГЕИ, 1999.

Коваленко Д.В. Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и Южной Корякии. М., Научный мир, 2003, 256 с.

Крук Н.Н. Континентальная кора Горного Алтая: этапы формирования и эволюции, индикаторная роль гранитоидов // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (8), с. 1403—1423.

Кузьмин В.К., Глебовицкий В.А., Беляцкий Б.В., Львов А.Б., Пузанков Ю.М. Кайнозойские гранулиты Ганальского выступа (Восточная Камчатка) // ДАН, 2003, т. 393, № 3, с. 371—375.

Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л., Бушенкова Н.А., Яковлев А.В. Форма слэбов в зонах субдукции под Курило-Камчатской и Алеутской дугами по данным региональной томографии // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (6), с. 830—851.

Кулаков И.Ю., Кукарина Е.В., Гордеев Е.И., Чебров В.Н., Верниковский В.А. Магматические источники в мантийном клине под вулканами Ключевской группы и влк. Кизимен (Камчатка) по данным сейсмической томографии // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (1), с. 109—124.

Левашова Н.М., Шапиро Н.М., Беньямовский В.Н., Баженов М.Л. Реконструкция тектонической эволюции Кроноцкой островной дуги (Камчатка) по палеомагнитным и геологическим данным // Тектоника, 2000, № 2, с. 65—84.

Ломтев В.Л. Особенности строения северной части Курило-Камчатского желоба и прилегающих территорий // Вестн. СВНЦ ДВО РАН, 2017, № 2, с. 30—40.

Митрофанов Н.П. Ватынский тектонический покров в Центральном-Корякской складчатой зоне // Геология и геофизика, 1977 (4), с. 144—150.

Нурмухамедов А.Г., Неядько А.Г., Ракитов В.А., Липатьев М.С. Границы литосферы на Камчатке по данным метода обменных волн землетрясений // Вестн. КРАУНЦ. Науки о земле. 2016, № 1, вып. 29, с. 35—52.

Осипенко А.Б., Крылов К.А. Геохимическая гетерогенность мантийных перидотитов в офиолитах Восточной Камчатки: причины и геодинамические следствия // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. М., Научный мир, 2001, с. 138—158.

Перепелов А.В. Кайнозойский вулканизм Камчатки на этапах смены геодинамических обстановок: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Иркутск, ИГХ СО РАН, 2014, 41 с.

Печерский Д.М., Шапиро М.Н. Палеомагнетизм верхнемеловых и палеогеновых вулканогенных серий Восточной Камчатки: доказательства абсолютных перемещений древних зон субдукции // Физика Земли, 1996, № 2, с. 31—55.

Портнягин М.В., Савельев Д.П., Хорнле К. Плюмовая ассоциация меловых океанических базальтов Восточной Камчатки: особенности состава шпинели и рудоносности магм // Петрология, 2005, т. 13, № 6, с. 626—645.

Ревердатто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П., Шеплев В.С., Колобов В.Ю. Природа и модели метаморфизма. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2017, 332 с.

Рихтер А.В. Структура метаморфического комплекса Срединно-Камчатского массива // Геотектоника, 1995, № 1, с. 71—78.

Соловьев А.В. Тектоника Западной Камчатки по данным трекового датирования и структурного анализа // Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое. М., Научный мир, 2005, с. 163—194.

Соловьев А.В., Шапиро М.Н., Гарвер Дж.И. Лесновский тектонический покров, Северная Камчатка // Геотектоника, 2002, № 6, с. 45—59.

Соловьев А.В., Шапиро М.Н., Гарвер Дж.И., Ландер А.В. Формирование Восточно-Камчатской аккреционной призмы по данным трекового датирования цирконов из терригенных пород // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (11), с. 1292—1302.

Ставский А.П., Чехович В.Д., Кононов М.В., Зоненшайн Л.П. Полинспастические реконструкции Анадырско-Корякского региона с позиций тектоники литосферных плит // Геотектоника, 1988, № 6, с. 32—42.

Строение дна северо-запада Тихого океана (геофизика, магматизм, тектоника) / Под ред. Ю.М. Пущаровского, Ю.П. Непрочнова. М., Наука, 1984, 232 с.

Тарарин И.А., Бадрединов З.Г., Чубаров В.И. Петрология и рудоносность метаморфических и метасоматических комплексов Центральной и Восточной Камчатки. Владивосток, Дальнаука, 2015, 302 с.

Толбачинское трещинное извержение 2012—2013 гг. / Под ред. Е.И. Гордеева, Н.Л. Добрецова. Новосибирск, Наука, 2017, 360 с.

Хаин В.Е., Филатова Н.И., Полякова И.Д. Тектоника, геодинамика и перспективы нефтегазоносности Восточно-Арктических морей и их континентального обрамления. М., Наука, 2009, 227 с.

Ханчук А.И. Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах Восточной Азии. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1985, 150 с.

Хотин М.Ю., Шапиро М.Н. Офиолиты Камчатского мыса (Восточная Камчатка): строение, состав, геодинамические условия формирования // Геотектоника, 2006, № 6, с. 61—89.

Цуканов Н.В., Лучицкая М.В., Сколотнев С.Г., Крамер В., Сейферт В. Новые данные о структуре и составе габброидов и плагиогранитов из позднемеловых офиолитовых комплексов п-ова Камчатский мыс // ДАН, 2004, т. 397, № 4, с. 243—246.

Шапиро М.Н. Позднемеловая Ачайваям-Валагинская вулканическая дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики // Геотектоника, 1995, № 1, с. 58—70.

Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Гарвер Дж.И., Щербинина Е.А., Леднева Г.В., Брэндон М. Возраст терригенных пород северо-восточной части острова Карагинский (Восточная Камчатка) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2004, т. 12, № 2, с. 90—101.

Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Хоуриган Дж.К. Латеральная изменчивость тектонических структур в зоне эоценовой коллизии островной дуги с континентом (Камчатка) // Геотектоника, 2008, № 6, с. 1—21.

Akinin V.V., Calvert A.T. Cretaceous mid-crustal metamorphism and exhumation of the Koolen gneiss dome, Chukotka Peninsula, northeastern Russia // Tectonic evolution of the Bering shelf-Chukchi Sea-Arctic margin and adjacent landmasses / Eds. E.L. Miller, A. Grantz, S.L. Klemperer, Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 2002, p. 147—166.

Andersen O.B., Knudsen P. Deriving the DTU15 Global high resolution marine gravity field from satellite altimetry // Abstract from ESA Living Planet Symposium, 2016. Prague, Czech Republic. 2016.

Andersen O.B., Knudsen P., Berry P. The DNSC08GRA global marine gravity field from double retracked satellite altimetry // J. Geod., 2010, v. 84, № 3, Doi: 10. 1007/s00190-009-0355-9.

Avdeiko G.P., Savelyev D.P., Palueva A.A., Popruzenko S.V. Evolution of the Kurile-Kamchatkan volcanic arcs and dynamics of the Kamchatka-Aleutian junction. *Volcanism and subduction // The Kamchatka region* / Eds. J. Eichelberger, E. Godeev, P. Izbekov, J. Lees. Geophysical Monograph, v. 173, American Geophysical Union, Washington, DC, 2007, p. 41—60.

Baranov B., Wong H.K., Dozorova K., Karp B., Lüdmant T., Karnaukh V. Opening geometry of the Kurile Basin (Okhotsk Sea) as inferred from structural data // *The Island Arc*, 2002, v. 11, p. 206—219.

Bindeman I.N., Leonov V.L., Isbekov P.E., Ponomareva V.V., Wats K.E., Shipley N.K., Perepelov A.V., Bazanova I.I., Jicha B.R., Singer B.S., Schimin A.K., Portnyagin M.V., Chen C.H. Large-volume silicic volcanism in Kamchatka. Ar-Ar and U-Pb ages, isotopic and geochemical characteristics of major pre-Holocene caldera-forming eruptions // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2010, № 1, p. 57—80.

Bonvalot S., Balmino G., Briais A., Kuhn M., Peyrefitte A., Vides N., Biancale R., Gabalda G., Moreauc G., Reinguin F., Sarraih M. World Gravity Map: Surface free-air anomaly, 1:50 000 000 map, Eds. BGI-CGMW-CNES-IRD, Paris, 2012, ISBN 978.

Castro A., Gerya T.V. Magmatic implications of the wedge plumes: experimental study // *Lithos*, 2008, v. 103, p. 138—148.

Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.G. Subduction zone dynamics: models of an accretional wedge // *Ofioliti*, 1992, v. 17, p. 155—164.

Duncan R.A., Keller R.A. Radiometric ages for basement rocks from the Emperor seamount, ODP leg 197 // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2004, v. 5, p. 1—13.

Engdahi E.R., Soholz C.H. A double Benioff zone beneath the central Aleutians: an unbending of the lithosphere // *Geophys. Res. Lett.*, 1977, v. 4, № 10, p. 473—476.

Ernst R. Large igneous provinces. Cambridge Univ. Press., 2014, 651 p.

Foley S.F., Barth M.G., Jenner G.A. Rutile/melt partition coefficient for trace elements and an assessment on the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2000, v. 64, p. 933—938.

Förste Ch., Bruima S.L., Abrikosov O., Lemoine J-M., Marty J-C., Flechtner F., Balmino G., Barthelmes F., Biancale R. EIGEN-6C4. The latest combined global gravity field model including GOCE data up to degree and order 2190 of GFZ Potsdam and GRGS. Toulouse GFZ Data Services, 2014, <http://doi.org/10.5880/icgem>, 2015.1.

Gerya T. Future directions in subduction modelling // *Geodynamics*, 2011, v. 52, № 5, p. 344—378.

Gorbatov A., Fukao Y., Widiyantoro S., Gordeev E. Seismic evidence for a mantle plume oceanwards of the Kamchatka-Aleutian trench junction // *Geophys. J. Int.*, 2001, v. 146, № 2, p. 282—288, doi: 10.1046/j.0956-540x.2001.01439.x.

Hall R., Fuller M., Ali J.R., Anderson C.D. The Philippine Sea Plate: Magnetism and reconstructions // *Active margins and marginal basins of the Western Pacific* / Eds. B. Taylor, J. Natland. V. 88 American Geophysical Union, Geophysical Monograph, 1995, p. 371—404.

Hasegawa A., Nakajima J., Uchida N., Ocada. T., Zhao D., Matsuzawa T., Umino N. Plate subduction, and generation of earthquakes and magmas in Japan as inferred from seismic observation: an overview // *Gondwana Res.*, 2009, № 16, № 3, p. 370—400.

Hourigan J.R., Brandov M.T., Soloviev A.V., Kirmasov A.B., Stevenson J., Reiners P.W. Eocene arc-continent collision and crustal consolidation in Kamchatka, Russian Far East // *Amer. J. Sci.*, 2009, v. 309, p. 333—396.

ICGEM International Centre for Global Earth Models. <http://icgem.gfz-potsdam.de/home>.

Kogiso T., Omori S., Maruyama S. Magma genesis beneath Northeast Japan arc: a new perspective on subduction zone magmatism // *Gondwana Res.*, 2009, v. 16, p. 441—457.

Levin V., Shapiro N., Park J., Ritzwoller M. Seismic evidence for catastrophic slab loss beneath Kamchatka // *Nature*, 2002, v. 418, p. 763—767.

Magee M.E., Zobak M.D. Evidence for a weak interplate thrust fault along the Northern Japan subduction zone and implication for the mechanics of thrust faulting and fluid expulsion // *Geology*, 1993, v. 21, № 9, p. 809—812.

Natalin B.A., Amato J.M., Toro J., Wright J.E. Paleozoic rocks of northern Chukotka Peninsula, Russian Far East: implications for the tectonics of the Arctic region // *Tectonics*, 1999, v. 18, p. 977—1003.

Pavlis N.K., Factor J.K., Hoimes S.A. Terrain-related gravimetric quantities computed for the next EGM // *Proceedings of the 1st international Symposium of the International Gravity Field Service*, Harita Dergisi, Istanbul, 2007, v. 18, p. 318—323.

Pecherski D.M., Levashova N.M., Shapiro M.N., Bazhenov M.L., Sharonova Z.V. Paleomagnetism of Paleogene volcanic series of the island arc // *Tectonophysics*, 1997, v. 273, p. 219—237.

Pirajino F. Ore deposits and mantle plumes. Kluwer Acad. Publ., 2000, 556 p.

Portnyagin M.V., Duggen S., Hauff F., Mironov N., Bindeman I., Thirlwall M., Hoernle K. Geochemistry of the Late Holocene rocks from the Tolbachik volcanic field, Kamchatka: Quantitative modelling of subduction-related open magmatic systems // *J. Volcan. Geotherm. Res.*, 2015, v. 307, p. 133—155, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2015.08.015.

Shipley T.H., Moore G.F., Bangs N.C., Moore J.C., Stoffa P.L. Seismically inferred dilatancy distribution, north Barbados Ridge decollement // *Geology*, 1994, v. 22, p. 411—414.

Toro J., Gans P.B., McGellant W.C., Dumitru T.A. Deformation and exhumation of the mount Igikpak region, Central Brook Range, Alaska // *Geol. Soc. Amer. Spec., Papers 300*, 2002, p. 111—132.

*Рекомендована к печати 18 декабря 2017 г.
Д.В. Метелкиным*

*Поступила в редакцию
10 ноября 2017 г.*