

СТРОЕНИЕ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ И АЛЕУТСКО-КОМАНДОРСКОЙ ОСТРОВНЫХ ДУГ ПО ДАННЫМ ГЛУБИННЫХ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

А.Г. Нурмухамедов, М.Д. Сидоров

*Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия;
e-mail: Nurmuxamedov1949@mail.ru*

Поступила в редакцию 12 апреля 2024 г.

В статье представлена информация о глубинном строении динамически активных районов Центральной и Восточной Камчатки в области сочленения островных дуг, а также о предполагаемой генетической связи гипербазитов и медно-никелевой минерализации с особенностями строения литосферы в зоне перехода континент-океан. Приведены результаты комплексной интерпретации геофизических данных методами обменных волн землетрясений, магнитотеллурического зондирования, гравиразведки, магниторазведки, а также геологических съёмок, проведенных в районе Ключевской группы вулканов и полуострова Камчатского мыса. Впервые вдоль геофизического профиля с. Крапивное – м. Африка разработана геолого-геофизическая модель, в которой показаны основные границы литосферы, выделены ранее неизвестные элементы строения земной коры и верхних слоев мантии. В западной части модели выявлен верхнемантийный, погружающийся в северо-восточном направлении слой, современное движение которого можно объяснить вовлечением нижнего слоя литосферы Восточной Камчатки в процесс субдукции океанической плиты под Алеутско-Командорскую дугу. Показана динамика взаимодействия океанической и континентальной литосферных плит. В схематической форме представлены две последовательно существовавшие в прошлом зоны субдукции. В верхней части 2-ого погружающегося слэба расположен слой мощностью 12–16 км, состоящий из офиолитовых пластин и блоков ультраосновного и основного состава. В слое выделен блок, который предположительно является частью гипербазитового массива с медно-никелевой минерализацией. Ниже по разрезу находится зона растяжений, приуроченная к участку максимального перегиба слэба. Естественный выход термальных вод в районе мыса Африка указывает на возможность циркуляции высокотемпературных растворов в зоне растяжений. В верхней части модели выделен блок, отождествляемый с фрагментом Ачайваям-Валагинского террейна. Блок представлен отдельными фрагментами-чешуями различной плотности, наклоненными в восточном направлении и состоящими из двух слоев общей мощностью 6 км. Верхний слой представлен аллохтонной пластиной, фронтальная часть которой выполнена палеоцен-эоценовыми отложениями, надвинутыми на западный склон Тюшевского прогиба, заполненного олигоцен-миоценовыми отложениями. Причиной надвига является расширение Центрально-Камчатского рифта. Тюшевский прогиб унаследован от зоны аккреции. Два участка, где наблюдается максимальное погружение основания прогиба на глубину 6 и 7 км, унаследованы от глубоководных палеожелобов, сформированных в процессе последовательных субдукций.

Ключевые слова: земная кора, субдукция, террейн, гипербазитовый массив, плотностное моделирование, п-ов Камчатка.

ВВЕДЕНИЕ

Глубинное строение Камчатского региона всегда вызывало пристальное внимание широкого круга ученых и специалистов, занимающихся вопросами прогноза землетрясений и извержений вулканов, исследованием геотермальных ресурсов, задачами по-

иска и разведки полезных ископаемых и другими проблемами прикладного и фундаментального характера. Так, например, исследования земной коры и верхней части мантии дают возможность изучить пространственные закономерности распространения рудных полей и выявить генетические связи известных рудных

месторождений с глубинными особенностями строения литосферы.

Полуостров Камчатка расположен на активной континентальной окраине. Геологическое строение в значительной степени определяется субдукцией океанической литосферной плиты под краевую часть континентальной. Многие исследователи [10, 24, 26] считают, что в металлогении Тихоокеанской области перехода континент-океан решающее значение имеют геодинамические зоны (ряды), образующиеся при взаимодействии литосферных плит. Так, например, Шанучское месторождение сульфидных медно-никелевых руд, входящее в Камчатскую никеленосную провинцию (КНП), расположено в зоне наиболее древней в регионе конвергентной границы. Геолого-геофизические исследования в районе КНП [22] позволили сделать вывод о том, что никеленосные интрузии базитов расположены в краевых частях Срединно-Камчатского выступа, образованного в восточной части Срединно-Камчатского аллохтонного террейна.

Кроме КНП на востоке полуострова выявлена сульфидная минерализация с никелем и платиноидами в гипербазитах офиолитовой ассоциации [18]. Медное с никелем и платиноидами оруденение в блоках серпентинизированных гипербазитов обнаружено на о-ве Карагинском и п-ве Озерном [31]. Интерес представляет гипербазитовый массив в районе горы Солдатской на п-ве Камчатский Мыс, где обнаружена медно-никелевая минерализация с платиноидами и золотом, локализованная в оливиновых вебстеритах [5, 6, 16, 17, 34]. Массив расположен в зоне Камчатского террейна, вошедшего в состав аккреционного комплекса Восточной Камчатки в миоцен-плиоцене, по данным М.Н. Шапиро [37], или в конце плиоцена, по мнению Н.И. Селивёрстова [27]. Существует ли генетическая связь гипербазитов с глубинными структурами в области перехода континент-океан, и если да, то в чём она заключается? Попытаться ответить на этот и другие вопросы строения литосферы можно, опираясь на результаты глубинных геофизических исследований.

Полуостров Камчатского Мыса в широтном направлении пересечен региональным геофизическим профилем пос. Усть-Хайрюзово – м. Африка (рис. 1). Восточный фрагмент профиля (с. Крапивное – м. Африка) проходит севернее массива г. Солдатской (рис. 2). Вдоль профиля проведены исследования земной коры и верхней мантии методами обменных волн землетрясений (МОВЗ) и магнитотеллурического зондирования (МТЗ). Геофизические работы проводились Елизовской геофизической экспедицией (ФГУП ЕГФЭ) по программе изучения литосферы в районах

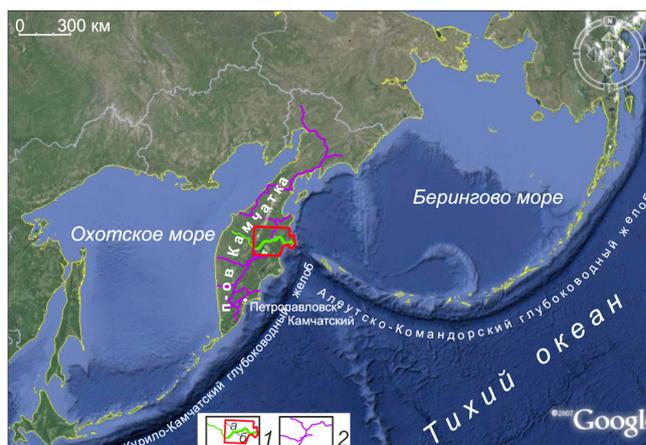


Рис. 1. Обзорная карта.

1 – контуры исследуемой территории (а), геофизический профиль пос. Усть-Хайрюзово – м. Африка и его восточный фрагмент с. Крапивное – м. Африка (в); 2 – региональные геофизические профили МОВЗ–МТЗ.

современного вулканизма и высокой сейсмичности. На рис. 2 вынесены точки наблюдения МОВЗ–МТЗ в восточном фрагменте профиля, на участке с. Крапивное – м. Африка. Результаты исследований вдоль западной части профиля представлены в статье [23].

Площадь исследований находится в зоне сочленения структур Курило-Камчатской и Алеутско-Командорской островных дуг, которые вместе с глубоководными желобами (рис. 1) образуют одноименные системы [8]. В зоне сочленения островодужных структур расположена Ключевская группа вулканов (КГВ), которая пространственно обособлена по отношению к Восточно-Камчатскому вулканическому поясу. Субдукция океанической литосферы под островные дуги находит отражение в зоне современной сейсмической активности – сейсмофокальной зоне (СФЗ). Структура СФЗ рассмотрена в монографии Н.И. Селивёрстова [27] в виде секторальных разрезов поперек и вдоль Курило-Камчатской островной дуги. На разрезах показана плотность распределения энергии слабых ($8 \leq K_s \leq 10$) землетрясений. Важно отметить, что в разрезах, пересекающих в северо-западном направлении КГВ, наблюдается относительно пологий наклон СФЗ под углом не более $35\text{--}37^\circ$ [27]. Но ближе к вулканам, на глубине 110–120 км, угол наклона резко увеличивается до 60° . Возможно, это связано с перегибом слэба, но в соседних секторах такого не наблюдается. Более того, по данным сейсмической томографии [12], полого залегающая поверхность слэба в районе КГВ уверенно прослеживается до глубины 200 км без какого-либо перегиба. Такое взаимодействие литосферных плит наблюдается именно в районе КГВ.

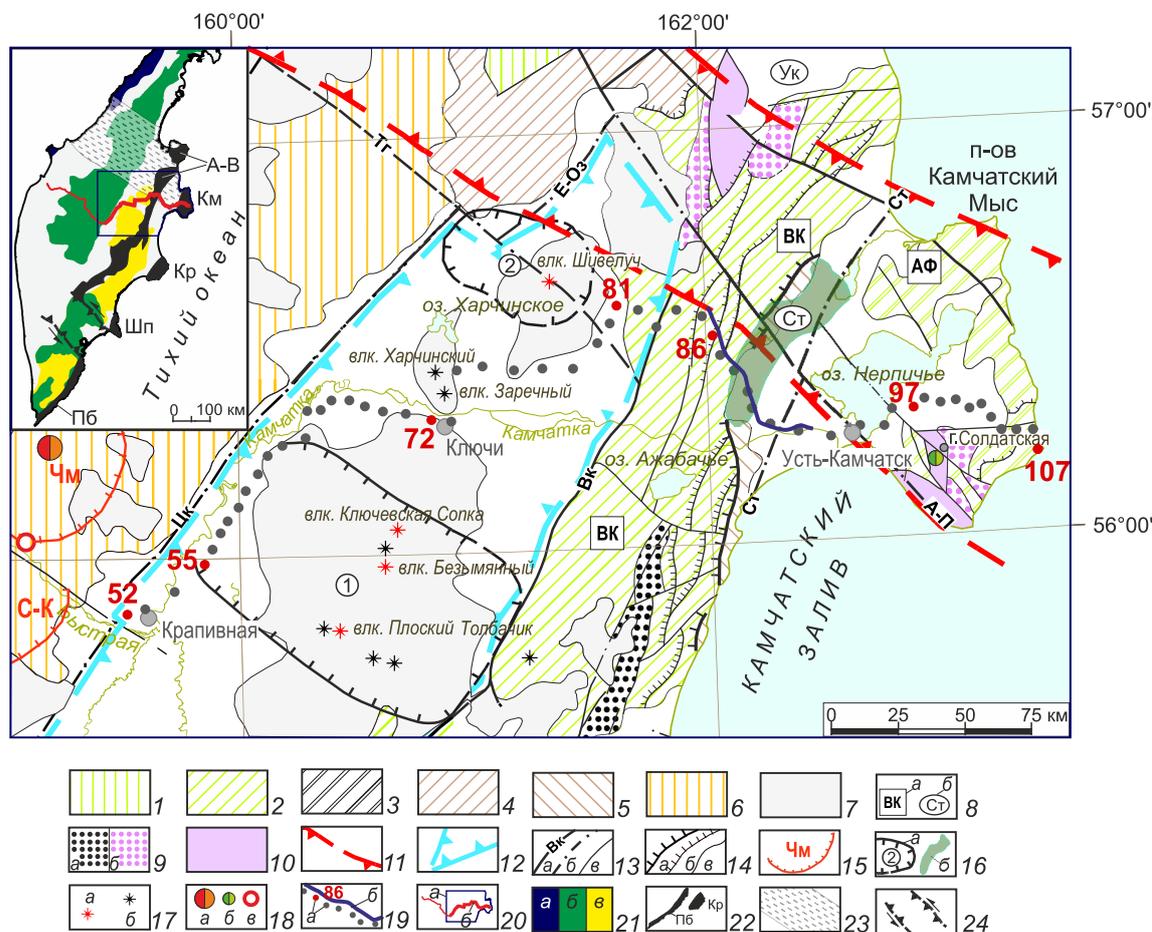


Рис. 2. Фрагмент тектонической схемы Корьякско-Камчатской складчатой области (Нурмухамедов А.Г., 2013), с упрощениями и дополнениями.

1, 2 – Олюторско-Восточно-Камчатская складчатая зона: Олюторская (1) и Восточно-Камчатская (2) подзоны; 3 – Приокеанская складчатая зона; 4, 5 – прогибы: Ильпинско-Литкенский (4), Тюшевский (5); 6 – Центрально-Камчатская островодужная вулканическая зона; 7 – ареалы полей четвертичного вулканизма; 8 – геологические структуры и их обозначения: а – Восточно-Камчатский горст-антиклинорий (ВК) и Африканский горст (АФ); б – Уколкинская (Ук) и Столбовская (Ст) плиоцен-голоценовые впадины; 9 – меланжи: полимиктовый (а), серпентинитовый (б); 10 – интрузивные образования основного-ультраосновного состава ранне-мелового-поздне-мелового возраста; 11 – границы зоны утонения земной коры [19]; 12 – границы Центрально-Камчатского рифта; 13 – главные разломы, выходящие на дневную поверхность (а), перекрытые вышележащими образованиями (б), и их обозначение: Центрально-Камчатский (Цк), Еловско-Озерновский (Е-Оз), Восточно-Камчатский (Вк), Столбовский (Ст), Тигильский (Тг), Атьявай-Пикежский (А-П); второстепенные нарушения (в); 14 – надвиг Гречишкина (а), второстепенные надвиги (б), прочие границы (в); 15 – вулканотектонические структуры и их обозначение: Северо-Козыревская (С-К), Чемпуринская (Чм); 16 – контуры аномально-низкоомных зон, выделенных по данным МТЗ (а): 1 – под Ключевской группой вулканов (hcr. ≈ 15–20 км) [15], 2 – корумантйная зона в районе вулкана Шивелуч (Нурмухамедов А.Г., 2010); минимум поля силы тяжести в зоне Столбовской впадины (б); 17 – вулканы действующие (а) и потухшие (б); 18 – месторождение ртути и золота (а), медно-никелевое рудопроявление (б), месторождение термальных вод (в); 19 – точки МОВЗ и их номера (а), сейсмопрофиль ОГТ-2D (б); 20–24 – врезка: 20 – контуры исследуемой территории (а), геофизический профиль п. Усть-Хайрюзово – м. Африка (б) и его восточный фрагмент (жирная линия) с. Крапивное – м. Африка; 21 – вулканические пояса [24]: Корьякско-Западно-Камчатский (а), Центрально-Камчатский (б), Восточно-Камчатский (в); 22 – рельефы и их обозначение: Пб – Прибрежный, А-В – Ачайваям-Валагинский [38], Шп – Шипунский, Кр – Кроноцкий, Км – Камчатский; 23 – Паланско-Командорская зона поперечных дислокаций (ЗПД); 24 – Начикинская ЗПД (стрелками показано направление сдвиговой дислокации [23]).

Важным событием в геологической истории Камчатки является причленение Ачайваам-Валагинской островной дуги (АВТ) к Палео-Камчатке в раннем-среднем эоцене. На рис. 2 (см. врезку) вынесен восточный фрагмент АВТ. Вдоль восточного побережья Камчатки расположена область террейнов восточных полуостровов, которые авторы [37] объединяют в единый Кроноцко-Командорский (Кроноцкий) террейн. Зону аккреции, расположенную между АВТ и Кроноцко-Командорским террейном, предложено назвать Ветловско-Говенским террейном (ВГТ). Восточный участок профиля с. Крапивное – м. Африка пересекает все три упомянутых террейна (см. врезку рис. 2).

Геофизический профиль с юго-запада на северо-восток пересекает зону новейших растяжений – Центрально-Камчатский рифт (рис. 2), огибая на участке точек (тт.) МОВЗ-МТЗ 54–73 Ключевскую группу вулканов. Далее на восток профиль проходит по структурам Восточно-Камчатской подзоны Олюторско-Восточно-Камчатской складчатой зоны, пересекая надвиг Гречишкина и Тюшевский прогиб, осложнённый Столбовской и Укинской впадинами. На крайнем востоке профиль пересекает структуры Приокеанской складчатой зоны с выходами офиолитов основного-ультраосновного состава (рис. 2). На исследуемой территории развиты разломы преимущественно северо-восточного и северо-западного простирания. Так, в интервале тт. 79–80 профиль пересекает северо-западный Тигильский разлом, проходящий через эруптивный центр действующего вулкана Шивелуч. В целом, вся площадь исследований характеризуется наличием множества действующих и потухших вулканов. Северо-восток площади входит в Паланско-Командорскую зону поперечных дислокаций (врезка рис. 2). В пределах зоны выделена линейная структура (рис. 2), где по данным МОВЗ [18] отмечается утонение земной коры до 25–28 км на фоне 30–35 км. Зона поперечных дислокаций с линейным утонением коры отождествляется с границей между Северо-Американской и Евразийской литосферными плитами [18].

Настоящая статья призвана дополнить информацию о глубинном строении динамически активных районов Центральной и Восточной Камчатки в области сочленения островных дуг, а также о предполагаемой генетической связи гипербазитов и медно-никелевой минерализации с особенностями строения литосферы в зоне перехода континент-океан. В статье приведены результаты комплексной интерпретации геолого-геофизических данных, полученных в разные годы ФГУП ЕГФЭ и ПГО (ОАО) «Камчатгеология».

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Профиль с. Крапивное – м. Африка проходит по территории, на которой выполнены гравиметрическая, аэромагнитная и геологическая съёмки м-ба 1:200 000 и аэромагнитная м-ба 1:50 000. На основе полученных данных составлены разномасштабные геологические и геофизические карты, в том числе, Схема тектонического районирования Центральной и Южной Камчатки [3], Тектоническая схема Камчатского полуострова [4], Тектоническая схема Корякско-Камчатской складчатой области* м-ба 1:1 000 000 (А.Г. Нурмухамедов, 2013), фрагмент последней представлен на рис. 2. Данные гравиметрических и аэромагнитной съёмок использовались в процессе плотностного и магнитного 2D-моделирования. Вдоль западного участка геофизического профиля (тт. 52–67) проходит профиль I глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), а профиль II пересекает Ключевскую группу вулканов в субширотном направлении [2]. Результаты ГСЗ использовались в качестве опорной информации при построении глубинного сейсмического разреза по данным МОВЗ [19].

Пункты наблюдений методами МОВЗ и МТЗ на профиле с. Крапивное – м. Африка совмещены, расстояние между ними составляет 3–5 км (рис. 2) с незначительным отклонением на отдельных участках. Полевые наблюдения МОВЗ выполнялись по стандартной методике. Теоретические основы метода представлены в монографии [25]. Задача метода состоит в выделении основных разделов литосферы, таких как границы Мохоровичича (Мохо, М), кровли кристаллического фундамента (K_0), границы, отделяющей нижний гранулитобазитовый слой земной коры от верхнего гранитно-метаморфического (K_1) и других границ в коре и верхней мантии (F, $K_{1,3}$, M_1). В пунктах наблюдения выполнялась долговременная трехкомпонентная регистрация сейсмических событий с использованием аппаратуры «Черепаша». Описание аппаратуры, методик полевых наблюдений и интерпретации данных МОВЗ подробно изложены в статье [18], где также показаны глубинные разрезы МОВЗ по всем профилям, отработанным в Камчатском регионе, включая разрез вдоль профиля п. Усть-Хайрюзово – м. Африка. Восточный фрагмент этого разреза представлен на рис. 3, где он совмещен с плотностной 2D-моделью вдоль профиля с. Крапив-

*Составители схемы: по геологическим данным – А.Б. Лопатин (Камчатнедра), А.В. Разумный (ОАО «Камчатгеология»), дополнение по геофизическим – А.Г. Нурмухамедов (ОАО «Камчатгеология»).

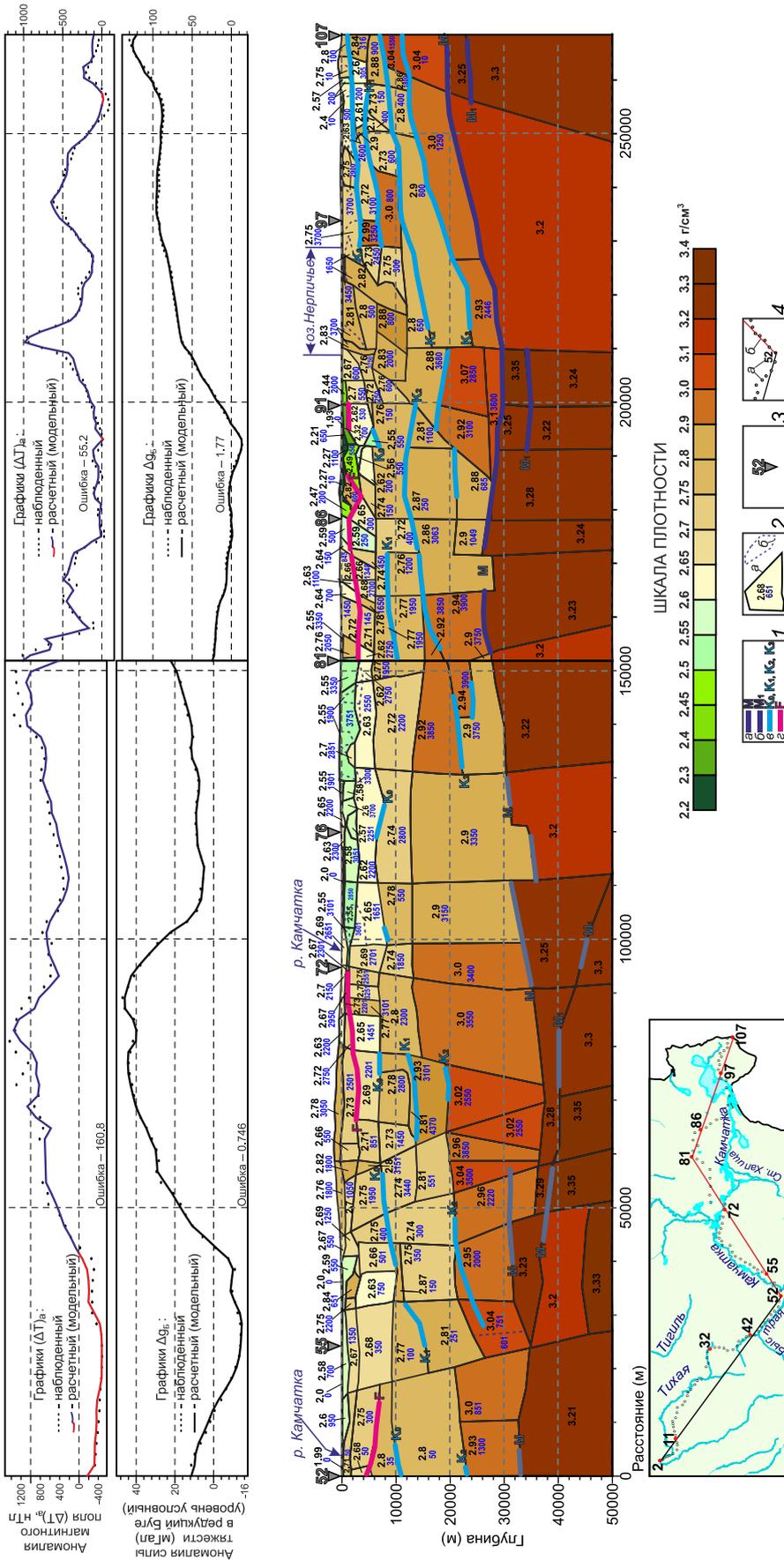


Рис. 3. Глубинная плотностная модель вдоль профиля п. Усть-Хайрюзово – м. Крапивное с. Крапивное – м. Африка.

1 – сейсмические границы по данным МОВЗ (а – граница Мохоровичича; б – граница в верхней мантии; в, г – другие сейсмические границы, выделенные в земной коре); 2 – границы блоков (а) и их модельные параметры: черные цифры – средняя плотность (г/см³), синие – магнитная восприимчивость (в 10⁻⁶ ед. СГС); границы участков с различными магнитными свойствами (б) в блоках плотностной модели; 3 – точка МОВЗ и её номер; 4 – (к схеме) точки МОВЗ и их номера (а), красным цветом выделен восточный фрагмент профиля п. Усть-Хайрюзово – м. Африка (б).

ное – м. Африка. Завершающий этап интерпретации данных МОВЗ заключался в составлении монтажей волновых форм вдоль геофизического профиля, по которым прослеживались оси синфазности сейсмических волн. Этой процедурой осуществлялась фазовая корреляция обменных волн, связанных с сейсмическими границами. На этом завершался этап формирования временных разрезов, трансформация которых в глубинные реализована с использованием скоростных характеристик среды [18]. По характеру волнового поля в разрезе выделены блоки в земной коре и верхней части мантии, разделенные глубинными разломами. Выделение разломных зон и их прослеживание на глубину осуществлялось с использованием обменных волн временного разреза по комплексу признаков [25], основными из которых являются: резкое изменение значений времён запаздывания обменных (PS) волн для какой-либо коррелируемой фазы от одного пункта наблюдения к другому, резкое изменение интенсивности продольных (P) и обменных волн, разрывы в корреляции PS-волн по линии профиля, перепад глубин залегания границ обмена, изменение характера сейсмического разреза – изменение расслоенности, наличие областей «прозрачности» среды, то есть, отсутствие PS-волн. В процессе интерпретации вышеупомянутые признаки рассматривались в совокупности с геолого-геофизическими данными, в том числе, с данными местной сейсмичности, наличия градиентных зон в потенциальных полях и разломной тектоники. Так, например, выделенные в геолого-геофизическом разрезе (рис. 4) коромантийные разломы в районе тт. МОВЗ 80 и 92 практически совпадают с Тигильским и Столбовским разломами (рис. 2), выделенными по геологическим данным, а разрывные нарушения, выявленные в диапазоне тт. МОВЗ 69–72, вероятно связаны с субширотным Крестовским разломом, выделенным по гравиметрическим данным [3]. Есть в разрезе разломы, которые не находят отражение в тектонической схеме (рис. 2). Объяснить это можно тем, что с дневной поверхности разломы перекрыты вулканогенно-терригенными отложениями и обнаружены только благодаря комплексу геофизических методов. К ним можно отнести глубинные разломы, обнаруженные в районе тт. МОВЗ 54 и 63 в пределах Центрально-Камчатского рифта.

С целью изучения распределения плотности пород в земной коре и верхней мантии, а также с целью подтверждения выделенных МОВЗ основных разделов литосферы и разрывных нарушений, выполнено слоисто-блоковое моделирование (рис. 3). Методика плотностного моделирования подробно изложена в статье [30]. Моделирование проведено в профильном

варианте по прямолинейным отрезкам (см. схему на рис. 3). В качестве исходного каркаса расчётной модели использовались границы литосферы и разрывные нарушения, выделенные по данным МОВЗ, а также границы по МТЗ, разделяющие блоки с различным уровнем удельного электрического сопротивления (УЭС). Плотности пород в исходной модели приведены по данным геологических отчетов (М.Д. Сидоров, 2001) и опубликованных источников [32]. Кроме плотностного моделирования, проведен расчет магнитных параметров блоков, выделенных в плотностном разрезе. Границы, разделяющие блоки различных плотности и магнитных параметров, часто совпадают или близки к разрывным нарушениям, выделенным по МОВЗ. Таким образом, и плотностное, и магнитное моделирование дополняют информацию о наличии границ и разрывных нарушений, ранее выделенных по МОВЗ. Моделирование выполнено с использованием программного комплекса Oasis Montaj [38].

Полевые наблюдения МТЗ реализованы с применением стандартной методики [19, 21] с использованием цифровой электроразведочной станции ЦЭС-2. В пунктах наблюдений выполнялась регистрация четырёх компонент (Ex, Ey, Hx, Hy) магнитотеллурического поля (МТ-поля) в диапазоне периодов 0.1–1000 с. Полевые датчики устанавливались по азимуту 30° и 120°, что соответствует ТЕ- и ТМ-моде – направлению поляризации электрической компоненты поля вдоль и вкрест простирания главных структур региона. Анализ и обобщение МТ-данных вдоль профиля пос. Усть-Хайрюзово – м. Африка, а также материалов, полученных в разные годы в районе Ключевской группы вулканов, представлены в статье [14]. В дальнейшем на основе базы данных было проведено трехмерное численное моделирование МТ-поля, в результате чего была получена трёхмерная геоэлектрическая модель области сочленения Курило-Камчатской и Алеутско-Командорской островных дуг. Результаты 3D-моделирования подробно описаны в статье [15]. В модели выделены аномально низкоомные зоны в интервале глубин 20–40 км, вытянутой в Алеутско-Кандорском направлении, и 120–200 км – в Курило-Камчатском. Разнонаправленные зоны пересекаются в районе КГВ, при этом, в каждой из них на участке пересечения наблюдается выступ. Амплитуда выступа в верхней зоне составляет 5 км, в нижней 20 км. В обоих случаях УЭС выступающих блоков составляет 8 Ом·м.

Завершает комплексную интерпретацию базы данных создание глубинной геолого-геофизической модели вдоль профиля с. Крапивное – м. Африка (рис. 4, а). Как отмечено выше, геофизический про-

филь проходит в зоне сочленения крупнейших структур. Сложность геологического строения территории находит отражение в геофизических разрезах. Так, в глубинном разрезе МОВЗ выделенные границы прерывисты и часто трудно прослеживаемы по латерали, особенно это заметно в центральной части разреза (рис. 3), где профиль пересекает район четвертичного вулканизма. Плотностной разрез состоит из многочисленных блоков, границы которых не всегда совпадают с границами МОВЗ. В выделенных слоях наблюдается довольно частое чередование блоков, характеризующихся различной плотностью, что, очевидно, отражает существенные вариации их состава. Тем не менее, основываясь на известных представлениях о плотностных характеристиках литосферы [32], а также опираясь на новые данные, построена глубинная геолого-геофизическая модель (рис. 4, а). В модели выделены: граница Мохоровичича (М), отделяющая земную кору от верхней мантии; граница K_2 , отделяющая гранито-метаморфический слой от гранулитобазитового; кровля кристаллического фундамента – консолидированной коры (K_0); кровля верхнемелового комплекса пород (F). Граница F методом МОВЗ прослеживается неустойчиво и фрагментарно [18], поэтому информация о ней дополняется данными МТЗ и плотностного моделирования. Кроме названных, выделены и другие границы в земной коре (K_1 , K_3) и верхней мантии (M_1). Между основными границами заключены слои, соответствующие (сверху вниз) кайнозойскому вулканогенно-осадочному чехлу,

мезозойскому комплексу пород, гранито-метаморфическому и гранулитобазитовому слоям. В нижней части модели выделен верхнемантийный слой. Коровые и коромантийные разломы делят кору на отдельные блоки. Контуры предполагаемых интрузий и блоков выделены по результатам плотностного моделирования. На основе материалов МТЗ в коре выделена аномально низкоомная область – 8 Ом·м на фоне 100–500 Ом·м [15]. В восточной части модели, в верхней мантии, расположены наклонные некоррелируемые сейсмические границы – границы обмена по данным МОВЗ (В.В. Мишин, А.Г. Нурмухамедов, С.П. Белоусов, 2001). На профиль спроецированы вулканы Заречный, Харчинский и Шивелуч. Над моделью показаны границы основных геологических структур, пересекаемые профилем, а также размещены графики аномалий поля силы тяжести и магнитного поля.

АНАЛИЗ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

Первое, что обращает на себя внимание при анализе модели (рис. 4, а), это увеличение мощности земной коры с востока на запад от 20 км в районе Африканского горста (п-ов Камчатского Мыса) до максимальной мощности 35–37 км в зоне ЦКР. Увеличение мощности сопровождается плавным и одновременно волнообразным погружением границы Мохо. Утонение коры в зоне восточных полуостровов является характерным для всей восточной Камчатки [18].

На всём протяжении профиля в коре выделяются нижний гранулитобазитовый и верхний грани-

Рис. 4. Глубинная геолого-геофизическая модель вдоль профиля с. Крапивное – м. Африка.

1 – границы, выделенные по данным МОВЗ и отождествляемые: с кровлей нерасчленённых отложений позднего мела–палеоцена (F), кровлей консолидированной коры – кристаллического фундамента (K_0), границей между верхней (гранито-метаморфической) и нижней (гранулитобазитовой) корами (K_2), границей Мохоровичича (М), прочими сейсмическими границами в земной коре и верхней мантии (K_1 , K_3 , M_1); 2 – кровли: палеогеновых отложений (а), верхнемелового комплекса пород и верхнемел-палеоценовых нерасчленённых отложений (б) по данным МТЗ; кровля верхнемел-палеоценовых отложений по данным плотностного моделирования (в) и сейсморазведки МОГТ-2D (Декин Г.П., Сагайдачная О.М., 2007) (г); 3 – литолого-фациальные границы внутри слоя кайнозойских отложений (а), разрывные нарушения по данным МОВЗ (б); 4 – неоплейстоценовый вулканогенный комплекс пород основного состава (Q_{II-III}); 5 – кайнозойский осадочный, вулканогенно-осадочный комплекс пород ($Q-P$); 6 – олигоцен-миоценовые отложения горбушинской свиты (P_3-N_{gr}); 7 – палеоцен-эоценовые отложения ветловской серии ($P_{1-2}vt$); 8 – палеоценовые отложения дроздовской (P_1dr) и станиславской (P_1st) свит; 9 – верхнемел-палеоценовые нерасчленённые отложения (K_2-P_1), комплекс пород хапицкой свиты (K_2-P_1hp); 10 – комплексы пород: поздне-меловой (K_2) (а), ранне-поздне-меловой, смагинская свита ($K_{1-2}sm$) (б); 11 – гранито-метаморфический («гранитный») слой верхней коры; 12 – гранулитобазитовый («базальтовый») слой нижней коры; 13 – верхняя мантия (а) и погружающийся в ней слой (б) высокой плотности (3.3–3.35 г/см³); 14 – интрузивный массив среднего состава (а), субвулканическое образование андезитов (б); 15 – субдуцированные офиолитовые пластины (блоки) ультраосновного (а) и основного (б) состава; 16 – аномальная низкоомная область в коре – 8 Ом·м на фоне 100–500 Ом·м [15] (а), отдельные участки и область в верхней мантии с пониженной плотностью 3.2 г/см³ на фоне 3.22–3.35 г/см³ (б), наклонная зона в земной коре с отдельными участками повышенной плотности (в); 17 – зона отсутствия выраженной границы между верхней и нижней корами; 18 – участки повышенной плотности в верхней мантии (3.33–3.35 г/см³ на фоне 3.21–3.28 г/см³), возникшие в результате эволюции перидотитов; 19 – отдельные некоррелируемые сейсмические границы (границы обмена) по данным МОВЗ; 20 – пункты наблюдения МОВЗ-МТЗ и их номера; 24 – проекции ближайших к линии профиля действующего (а) и потухших (б) вулканов. К рис. 4, б: 21 – предполагаемые контуры Ачайваам-Валагинского террейна (а) и границы его отдельных блоков различной плотности (б); 22 – поверхность надвига Гречишкина (а), слой, отождествляемый с поверхностью палеонадвига (палеоаллохтона) (б); 23 – разломные границы чешуй аллохтона (а), фронт надвига (б).

то-метаморфический слой. Слои разделяет граница K_2 , но в центре разреза её выделение затруднено. В соответствии с плотностной моделью (рис. 3) в этом месте кровля слоя высокой плотности ($2.9\text{--}3.0\text{ г/см}^3$) находится на глубине 13–14 км, тогда как граница K_2 , выделенная по МОВЗ, погружается на глубину 23 км и далее в западном направлении вообще не прослеживается. Это нашло своё отражение в модели в виде зоны отсутствия выраженной границы между верхней и нижней корами, что, вероятно, характерно для вулканических районов. Мощность нижней коры на всём её протяжении относительно выдержана, за исключением зоны ЦКР, где она достигает максимума – 17 км. Мощность же верхней коры с запада на восток постепенно уменьшается от 10–12 км до 3–5 км. Как видно, общее утонение коры происходит за счёт уменьшения мощности гранито-метаморфического слоя.

Основываясь на соотношении мощности гранито-метаморфического и гранулитобазитового слоёв по отношению к их общей мощности, проведена типизация земной коры. На участке профиля 0–140 км общая мощность коры варьирует в пределах 30–37 км. В этом районе мощности нижней и верхней коры приблизительно сопоставимы, за исключением участка профиля 50–90 км, где нижняя кора незначительно толще верхней. Земную кору на этом участке можно отнести к субконтинентальному типу [11]. На востоке профиля (140–250 км) наблюдается подъём границы М до 25–30 км, и нижняя кора в разрезе преобладает. В этом районе находится кора, вероятно, субокеанического типа и даже океанического в конце профиля (250–268 км), где происходит выклинивание гранито-метаморфического слоя.

Ниже границы Мохо расположены блоки, плотность которых меняется в диапазоне от 3.2 до 3.35 г/см^3 (рис. 3), что соответствует перидотитам верхней мантии. В западной части модели (0–110 км профиля), сначала вдоль границы Мохо, а затем вдоль границы M_1 , прослеживается кровля погружающегося слоя, в котором плотность большинства блоков ($3.3\text{--}3.35\text{ г/см}^3$) выше, чем в остальной части мантийного слоя. Можно сделать вывод о погружении слоя в северо-восточном направлении. При этом, глубина его погружения может быть более значительной, чем это показано в модели (рис. 4, а).

В области четвертичного вулканизма в коре выделен интрузивный массив среднего состава. В районе границы между Тюшевским прогибом и Африканским горстом в земной коре расположена наклонная зона, в которой находятся отдельные блоки (офиолитовые пластины?) повышенной плотности. Зона отделяет восточный участок профиля (200–268 км), где в

верхнем слое коры располагаются субдуцированные офиолитовые пластины (блоки) основного и ультраосновного составов. Следует отметить, что такая же наклонная зона выделена в районе оз. Нерпичье в разрезе, пересекающем в юго-восточном направлении трёхмерную (3D) плотностную модель [29]. В этом месте зона пронизывает земную кору и углубляется в верхнюю мантию.

В верхней части разреза (150–185 км), среди слоёв с низкой плотностью выделяется блок, состоящий из отдельных фрагментов различной плотности – от 2.47 до 2.82 г/см^3 (рис. 3). Его характерной особенностью является то, что все фрагменты наклонены в восточном направлении. Блок разделён субгоризонтальной границей F на два слоя. Мощность нижнего слоя составляет 3–4 км, верхнего 2–3 км, а общая мощность обособленного блока составляет порядка 6 км. В плане блок совпадает со структурами Восточно-Камчатского горст-антиклинория (рис. 4, а), слагающими хребет Кумроч. Восточная часть блока совпадает с фронтальной зоной системы чешуйчатых надвигов, известных как надвиг Гречишкина [36]. Впервые надвиг был описан Л.А. Гречишкиным [9], который предполагал, что более древние третичные отложения богачевской серии надвинуты на более молодые образования тюшевской. Позднее надвиг изучали И.Б. Плешаков с Д.С. Несвитом (1958), М.Б. Белова с коллегами (1961), А.С. Арсеньев (1973), М.Н. Шапиро (1976) и другие исследователи. Подробное описание надвига Гречишкина представлено по обнажениям в районе м. Красного и м. Крюгера [36], расположенных на удалении 45 и 65 км к югу от геофизического профиля. В соответствии с описанием, меловые толщи хр. Кумроч надвинуты на миоценовые отложения тюшевской серии.

Участок геолого-геофизической модели, охватывающий надвиг Гречишкина и Тюшевский прогиб, в упрощенном виде представлен на рис. 4, б. Разрез верхней части модели построен по данным Геологической карты [7]. На карте выделенные чешуи аллохтонного надвига представлены образованиями позднего мела–палеоцена хапицкой свиты, палеоцена дроздовской и станиславской свит, а также палеоцен-эоценовыми отложениями ветловской серии. Последние надвинуты на породы Тюшевского прогиба, выполненного олигоцен-миоценовыми отложениями горбушинской свиты. Упомянутая выше граница F отождествляется с поверхностью надвига Гречишкина. Ниже, на глубине 6 км работами МТЗ (В.В. Мишин, А.Г. Нурмухамедов, С.П. Белосусов, 2001) выявлен относительно маломощный (500–700 м) низкоомный слой (30 Ом·м) (рис. 5), отождествляемый с поверхностью палеонадвига (па-

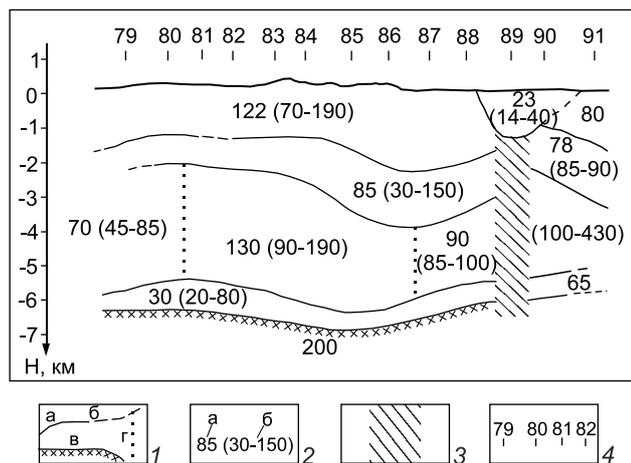


Рис. 5. Фрагмент геоэлектрического разреза верхней части земной коры по профилю с. Крапивное – м. Африка.

1 – геоэлектрические границы слоёв уверенные (а) и предполагаемые (б), кровля опорного геоэлектрического горизонта (в), границы блоков с различным уровнем УЭС (г); 2 – среднее значение УЭС (Ом·м) в выделенном слое (блоке) (а) и диапазон его изменений (б); 3 – зона отсутствия корреляции геоэлектрических границ; 4 – пункты наблюдения МОВЗ-МТЗ.

леоаллохтона). По данным сейсморазведочных работ МОГТ-2D (Г.П. Декин, О.М. Сагайдачная, 2007) здесь предполагается более древний, доолигоценый надвиг.

Практически на протяжении всего профиля, в верхней части разреза, распространен кайнозойский вулканогенно-осадочный комплекс пород. Его максимальная мощность (5–7 км) наблюдается в западной части модели, там, где профиль проходит по Центрально-Камчатскому рифту, осложненному вулканотектонической депрессией КГВ. В этом месте по результатам 3D-моделирования [15] на глубине 15 км и более выделен аномально низкоомный объект с УЭС 8 Ом·м. В своей нижней части проводник совпадает с участком разуплотнения (3.2 г/см^3 на фоне $3.23\text{--}3.35 \text{ г/см}^3$) в погружающемся мантийном слое.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геофизический профиль проходит по динамически активному району Камчатки, где решающее значение в формировании его геологического облика имеют зоны взаимодействия литосферных плит. Сложная картина распределения плотности (рис. 3) указывает на то, что исследуемая территория в относительно недалёком геологическом прошлом была подвержена мощному геодинамическому воздействию.

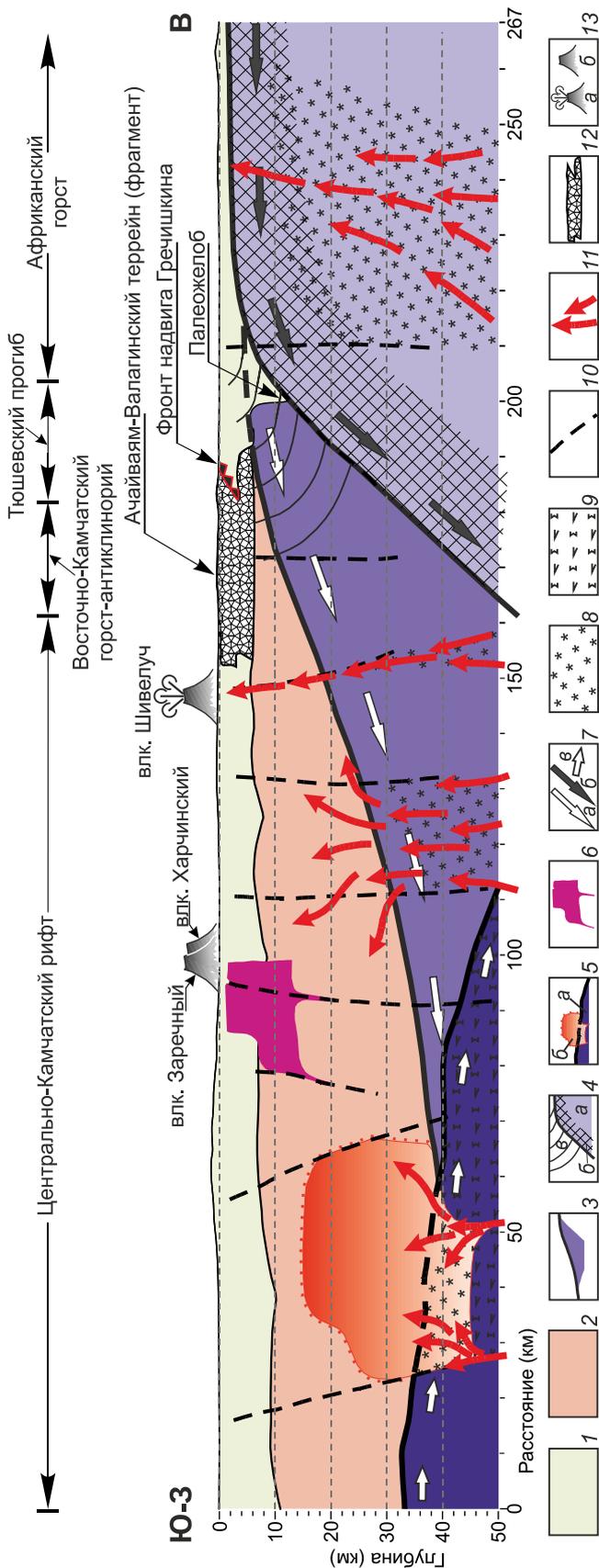
На рисунке 6 в упрощенной форме представлено взаимодействие континентальной и океанической литосферных плит. В нижней части модели расположен погружающийся в северо-восточном направлении

слой. Связано ли это погружение с современным движением литосферы?

Векторы современных горизонтальных движений земной коры в большинстве пунктов GPS-наблюдений [13], расположенных на Восточной Камчатке и Командорских островах, имеют северо-западное направление. Скорость движения коры в этих пунктах составляет десятки миллиметров в год. Но в пункте KLU (пос. Ключи), там, где проходит геофизический профиль, вектор «неожиданно» разворачивается в северо-восточном направлении (аз. 30°). И хотя скорость движения коры (8–9 мм/год) в этом месте незначительна по сравнению с другими пунктами GPS, тем не менее, это движение существует и по направлению совпадает с погружающимся верхнемантийным слоем, что косвенно подтверждает современную динамику последнего. К этому следует добавить, что в верхней части секторального разреза вдоль вулканов Кизимен, Плоский Толбачик, Безымянный, Ключевской и Шивелуч [27] выделяется область землетрясений, нижняя граница которой имеет северо-восточный наклон порядка $7\text{--}9^\circ$. В районе КГВ эта граница погружается от 30 до 40 км, что весьма близко к глубине залегания кровли погружающегося мантийного слоя (рис. 6). Современное движение слоя можно объяснить вовлечением «низов» литосферы Восточной Камчатки в процесс субдукции океанической плиты под Алеутско-Командорскую островную дугу – в данном случае под Паланско-Командорскую ЗПД, как западное продолжение структур островной дуги. В результате взаимодействия литосферных плит возникла зона тектонических напряжений, разрядка которых происходит в виде землетрясений, в том числе, и под Ключевской группой вулканов.

Паланско-Командорская зона поперечных дислокаций (Паланско-Командорская ЗПД) отождествляется с границей между Северо-Американской и Евразийской литосферными плитами [18, 27]. В.Е. Хаин и М.Г. Ломизе [33] отмечают, что некоторые границы одновременно являются и конвергентными, и трансформными, то есть, сочетают в себе элементы подвига (субдукции) и сдвига, и относятся к классу *транс-прессивных* границ. Вероятно, под термин «транс-прессивная граница» подходит не только западная часть Алеутско-Командорской зоны субдукции, но и восточная часть Паланско-Командорской ЗПД (см. врезку рис. 2), под которую и погружается тяжелый верхнемантийный слой.

Четко выраженные волнообразные границы (рис. 4) между верхней мантией и нижней корой (М), между нижней и верхней кораи (К₂) унаследованы от двух палеосубдукций, существовавших в разное



время на востоке Камчатки. Флексуобразные изгибы слэба образуются за счёт давления на зону субдукции океанической литосферы [1]. Максимальная амплитуда изгиба образуется в результате нарастания такого давления в период блокирования субдукций, произошедшего вследствие накопления критической массы в зоне аккреции и/или приращения островодужного террейна к Палео-Камчатке [21].

Первая, наиболее древняя в этом районе субдукция существовала до середины эоцена (рис. 6). Вероятно, ее блокирование и дальнейшее смещение (перескок) на восток произошло вследствие накопления критической массы пород в зоне аккреции. Но завершающий этап блокирования наступил в эоцене в результате вхождения в аккреционный комплекс островодужной дуги – Ачайваям-Валагинского террейна [37], который в геолого-геофизической модели (рис. 4, 6) представлен в виде аллохтонной пластины мощностью 6 км. Маломощный низкоомный слой, залегающий в основании пластины, является слоем деструкции, возникшим в процессе аллохтонного надвига островной дуги. На рис. 6 кровля слэба по мере его погружения все больше и больше выполаживается. Объяснить это можно тем, что линия моделирования (как и сам геофизический профиль) сначала проходит ортогонально фронту субдукции (рис. 1, 2), а затем на западе разворачивается и становится к фронту под острым углом. Амплитуда перескока субдукции на новое место незначительна и на анализируемом интервале профиля составляет порядка 20 км. Судить об этом можно по двум участкам максимального погружения основания Тюшевского прогиба на глубину 6 и 7 км (рис. 4, а, б), которые можно принять за последовательно существовавшие в геологическом

Рис. 6. Схема взаимодействия литосферных плит.

1 – мезокайнозойский вулканогенно-осадочный комплекс пород; 2 – краевая (нависающая) часть континентальной литосферы; 3 – фрагмент наиболее древней в исследуемом районе субдукции (до середины эоцена); 4 – фрагмент последующей субдукции (средний эоцен–поздний миоцен) (а) и его верхний слой, выполненный офиолитовыми пластинами (блоками) ультраосновного и основного составов (б), зона аккреции (в); 5 – погружающийся в верхней мантии слой (а) высокой плотности ($3.3\text{--}3.35\text{ г/см}^3$); участок земной коры (б), характеризующийся высокой трещиноватостью, потоками высокотемпературных флюидов и наличием магматических расплавов [15]; 6 – интрузивный массив среднего состава; 7 – направление движения палеосубдукций океанической литосферы (а, б) и погружающегося в верхней мантии слоя высокой плотности (в); 8 – зоны разуплотнения; 9 – участки эклогитизации перидотитов; 10 – современные коровые и коромантийные разрывные нарушения; 11 – направление движения магматических расплавов и предполагаемых тепловых потоков; 12 – Ачайваям-Валагинский террейн (фрагмент); 13 – проекции ближайших к линии профиля действующего (а) и потухших (б) вулканов.

прошлом глубоководные желоба. Более поздний палеожелоб показан на рис. 6. Следующее место погружения океанической литосферы подчеркивается наличием наклонных некоррелируемых сейсмических границ (230–270 км профиля), выделенных методом МОВЗ на глубине 30–50 км и более (рис. 4, а). Блокирование субдукции произошло в позднем миоцене причленением Кротоцко-Командорской дуги к Палео-Камчатке. В верхней части палеослаба находится слой мощностью 12–16 км (рис. 6), в котором заключены офиолитовые пластины (блоки) ультраосновного и основного состава. В интервале тт. 96–100 (рис. 4, а) на глубине от 3 до 11 км выделяется блок ультраосновного состава. Возможно, блок является частью гипербазитового массива, расположенного к югу от профиля, где и обнаружена медно-никелевая минерализация с платиноидами и золотом. Ниже по разрезу наблюдается значительный по размерам участок разуплотнения (рис. 3), который наиболее контрастно выделяется в верхней мантии (3.2 г/см^3 на фоне $3.24\text{--}3.35 \text{ г/см}^3$). В этом же месте в геоэлектрической 3D-модели [15] на глубине 20 км и более выявлена зона повышенной электропроводности (100 Ом·м на фоне 500 Ом·м). Участок близок к зоне максимального перегиба слэба (рис. 6), где предполагается образование зоны растяжений. Предыдущие исследования [20–22] показывают, что по таким ослабленным зонам может происходить внедрение в верхнюю мантию и земную кору магматических расплавов. В процессе дифференциации магмы и последующей её дегидратации высвобождаются ювенильные воды, насыщенные растворами металлов. Растворы, смешиваясь с метеорными водами, образуют высокотемпературные гидротермальные системы, в которых происходит метаморфизм пород и формирование рудопроявлений металлов [22]. Такова модель. Возможно ли в соответствии с этой моделью допустить формирование медно-никелевого месторождения в Кротоцком террейне на п-ве Камчатский Мыс? В представленной геолого-геофизической модели (рис. 4) признаков магматических очагов ни в верхней мантии, ни в земной коре не обнаружено. Необходимо подчеркнуть: не обнаружено теми методами, которые были применены. А вот наличие гидротермальной деятельности подтверждается естественным выходом термальных вод в районе маяка на мысе Африка (т. МОВЗ-МТЗ 107). Вероятно, существует глубокий источник тепла и его носитель. Температура излившейся воды составляет $30\text{--}35^\circ$. Высокотемпературные системы (если таковые имеются) могут создать условия, при которых возможно образование медно-никелевой минерализации и минерализации благородных металлов. Но прямых доказательств су-

ществования таких систем в этой части исследуемой территории пока не обнаружено.

Между двумя террейнами (Ачайваям-Валагинским и Кротоцко-Командорским) расположена аккреционная призма – Ветловско-Говенский террейн (ВГТ) [37]. Очевидно, Тюшевский прогиб унаследован от зоны аккреции.

Аномалия электропроводности, выделенная в западной части разреза, объясняется присутствием здесь зоны дробления, проницаемой для высокотемпературных флюидов и магматических расплавов [15]. Зона ограничена наклонными разломами. В этом месте профиль огибает вулcano-тектоническую депрессию КГВ, в которой основной магматический очаг, вероятно, расположен ближе к центру группы вулканов. Так, по данным сейсмической томографии, основной очаг находится под Ключевской группой вулканов на глубине 25 км и более [39]. Следует обратить внимание на то, что аномальная зона (рис. 6) расположена в области сочленения погружающегося в настоящее время верхнемантийного слоя с палеослабом, субдукция которого была заблокирована в середине эоцена. В плотностном разрезе (рис. 3) видно, что в этом месте, в предкровельной части погружающегося слоя находится участок разуплотнения (3.2 г/см^3 на фоне $3.21\text{--}3.35 \text{ г/см}^3$), который может являться глубинным очагом, откуда и поступают высокотемпературные флюиды и магматические расплавы в аномальную зону. При этом основная область магмообразования, питающая группу вулканов, расположена в астеносферном выступе, кровля которого находится на глубине 100 км [15]. Участок разуплотнения перекрыт блоком высокой плотности (3.23 г/см^3). Блок как бы выпадает в результате взаимодействия глубинных структур. Из этой картины складывается впечатление, что движение, связанное с погружением верхнемантийного слоя, произошло после блокирования океанической литосферы в середине эоцена, а приподнятый блок, участок разуплотнения, и зона эклогитизации перидотитов (рис. 4, 6) являются результатом продолжающегося динамического взаимодействия глубинных структур.

Последовательность основных этапов, в течение которых происходило формирование литосферы на исследуемой территории, представляется следующим образом.

До эоцена включительно происходило погружение океанической литосферы под нависающую континентальную. К середине эоцена произошло причленение Ачайваям-Валагинской дуги к континентальному склону Палео-Камчатки, чем завершился процесс блокировки субдукции и ее смещения на восток на расстояние порядка 20 км. Блокирование последую-

щей субдукции произошло в позднем миоцене вхождением в аккреционный комплекс Кроноцко-Командорской дуги. После чего, в позднем миоцене–плиоцене, на участке максимального перегиба второго слэба, формируется зона растяжения – ослабленная зона, в пределах которой возможны подъем высокотемпературных флюидов и циркуляция гидротерм. В этой хронологической последовательности предполагается, что начальная фаза медно-никелевой минерализации, проявление которой отмечено в гипербазитовом массиве (рис. 2), приходится на плиоценовое время. Начало движения погружающегося в северо-восточном направлении верхнемантийного слоя (рис. 6) инициировано блокированием наиболее древней в исследуемой территории субдукции в середине эоцена.

Между Ачайваям-Валагинским и Кроноцко-Командорским террейнами расположена аккреционная призма – Ветловско-Говенский террейн, выполненный олигоцен-миоценовым комплексом пород. Формирование надвига Гречишкина происходило в миоцене-плиоцене [37]. По мнению А.Е. Шанцера и А.И. Челебаевой [35], процесс рифтогенеза, охвативший современную Центрально-Камчатскую депрессию, развивался вплоть до эоцена. Затем после короткого перерыва рифтогенез возобновился в миоцен-плиоценовое время и продолжается до сих пор. Именно рифтогенез обусловил образование складчато-надвиговых структур в этой части региона, в том числе и надвига Гречишкина.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Впервые вдоль геофизического профиля с. Крапивное – м. Африка разработана геолого-геофизическая модель, в которой показаны основные границы литосферы, выделены ранее неизвестные элементы строения земной коры и верхних слоев мантии. Отсутствие в центральной части модели четко выраженной границы между верхней и нижней корами характерно для вулканических районов Камчатки. В схематической форме представлена динамика взаимодействия океанической и континентальной литосферных плит и ее временная последовательность. В западной половине модели земная кора относится к переходному субконтинентальному типу, в восточной – субокеаническому, и в крайней восточной части модели, где наблюдается выклинивание гранито-метаморфического слоя, – океаническому.

2. В западной части модели выделен верхнемантийный, погружающийся в северо-восточном направлении слой, современное движение которого можно объяснить вовлечением нижнего слоя литосферы Восточной Камчатки в процесс субдукции океаниче-

ской плиты под Алеутско-Командорскую островную дугу. В условиях Восточной Камчатки движение слоя осуществляется под Паланско-Командорскую зону поперечных дислокаций – западное продолжение структур островной дуги, в связи с чем восточную часть Паланско-Командорской ЗПД можно отнести к транспрессивному типу границ.

3. В предложенной схеме (рис. 6) представлены две последовательно существовавшие в прошлом субдукции. Блокирование первой из них завершилось в среднем эоцене причленением Ачайваям-Валагинского террейна. Амплитуда перескока зоны субдукции на новое место составила порядка 20 км. Блокирование последующей субдукции произошло в позднем миоцене причленением Кроноцко-Командорской дуги к Палео-Камчатке.

4. Между Ачайваям-Валагинским и Кроноцко-Командорским террейнами расположена аккреционная призма – Ветловско-Говенский террейн. Тюшевский прогиб унаследован от зоны аккреции. Два участка, где наблюдается максимальное погружение основания прогиба на глубину 6 и 7 км (рис. 4), унаследованы от глубоководных палеожелобов, сформированных в процессе последовательных субдукций.

5. В верхней части модели, среди слоёв с низкой плотностью выделяется блок протяженностью 35 км и мощностью 6 км, отождествляемый с фрагментом Ачайваям-Валагинского террейна. Блок состоит из большого количества мелких фрагментов-чешуй различной плотности, наклоненных в восточном направлении и состоящий из двух слоев: верхнего, мощностью 2–3 км и нижнего – 3–4 км. Верхний слой представлен аллохтонной пластиной, фронтальная часть которой выполнена палеоцен-эоценовыми отложениями ветловской серии, надвинутыми на западный склон Тюшевского прогиба, выполненного олигоцен-миоценовыми отложениями горбушинской свиты. Причиной надвига является расширение Центрально-Камчатского рифта в миоцен-плиоценовое время.

6. В верхней части 2-ого погружающегося слэба расположен слой мощностью 12–16 км (рис. 6), состоящий из офиолитовых пластин и блоков ультраосновного и основного состава. В слое выделен блок, который предположительно является частью гипербазитового массива с медно-никелевой минерализацией, платиноидами и золотом, обнаженного к югу от профиля. Ниже по разрезу находится зона растяжений, приуроченная к участку максимального перегиба слэба. Естественный выход термальных вод в районе мыса Африка указывает на возможность циркуляции высокотемпературных растворов в зоне растяжений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдейко Г.П., Бергаль-Кувикас О.В. Геодинамические условия образования адакитов и Nb-обогащённых базальтов (NEAB) на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 2015. № 5. С. 1–13. DOI: 10.7868/S0203030615050028
2. Аносов Г.И., Биккенина С.К., Попов А.А., Сергеев К.Ф., Утнасин В.К., Федорченко В.И. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука, 1978. 130 с.
3. Апрельков С.Е., Ольшанская О.Н. Тектоническое районирование Центральной и Южной Камчатки по геологическим и геофизическим данным // Тихоокеан. геология. 1989. № 1. С. 53–65.
4. Апрельков С.Е., Ольшанская О.Н., Иванова Г.И. Тектоника Камчатки // Тихоокеан. геология. 1991. № 3. С. 62–75.
5. Бояринова М.Е. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Восточно-Камчатская серия, листы О-58-XXVI, XXXI, XXXII / Под ред. Б.А. Марковского. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 190 с.
6. Высоцкий С.В. Минералогические критерии магматического генезиса ультрабазитов офиолитовых ассоциаций (на примере Восточной Камчатки) // Новые данные по петрологии магматических и метаморфических пород Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1989. С. 134–156.
7. Геологическая карта и карта полезных ископаемых Камчатской области и Корякского автономного округа / Под ред. А.Ф. Литвинова, Б.А. Марковского, В.П. Зайцева. 1:1 500 000. СПб.: ВСЕГЕИ, 2005.
8. Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы / Под ред. К.Ф. Сергеева, М.Л. Красного. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. Л. 1.
9. Гречишкин Л.А., Геологические исследования восточного побережья полуострова Камчатки (р. Андриановка-р. Камчатка) // Тр. Нефт. геол. разв. ин-та, 1937. Сер. А. Вып. 77.
10. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Коваленко В.И. Структурно-магматическая зональность и металлогения западной части Тихоокеанского пояса // Геотектоника. 1973. № 5. С. 3–21.
11. Косминская И.П. Современные сейсмические данные об океанической и континентальной земной коре // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1967. Вып. 5. С. 8–17.
12. 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.
13. Левин В.Е., Магуськин М.А., Бахтиаров В.Ф., Павлов В.М., Титков Н.Н. Мультисистемный геодезический мониторинг современных движений земной коры на Камчатке и Командорских островах // Вулканология и сейсмология. 2006. № 3. С. 54–67.
14. Мороз Ю.Ф., Нурмухамедов А.Г. Глубинное магнитотеллурическое зондирование области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг // Вулканология и сейсмология. 2002. № 6. С. 1–10.
15. Мороз Ю.Ф., Нурмухамедов А.Г. Глубинная геоэлектрическая модель области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг // Физика Земли. 2004. № 6. С. 54–67.
16. Новаков Р.М., Иванов В.В., Трухин Ю.П., Панова Е.Г. Медно-Никелевая и благороднометалльная минерализация в оливиновых вебстеритах п-ва Камчатский Мыс (Камчатка) // Вестн. СПбГУ. 2015. Сер. 7. Вып. 4. С. 83–97.
17. Новаков Р.М., Паламарь С.В., Таскин В.В. Платиноидно-медно-никелевая минерализация в офиолитах полуострова Камчатский мыс (Камчатка) // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). Камчатка-3. 2016. Спец. вып. 31. С. 88–94.
18. Нурмухамедов А.Г., Неядько В.В., Ракитов В.А., Липатьев М.С. Границы литосферы на Камчатке по данным метода обменных волн землетрясений // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. Вып. 29. № 1. С. 35–52.
19. Нурмухамедов А.Г., Сидоров М.Д., Мороз Ю.Ф. Модель глубинного строения земной коры и верхней мантии в районе Карымшинского золоторудного узла по геофизическим данным (Южная Камчатка) // Георесурсы. 2020. Т. 22, № 1. С. 63–72. DOI: 10.18599/grs.2020.1.63-72
20. Нурмухамедов А.Г., Сидоров М.Д. Модель глубинного строения Южной Камчатки по результатам плотностного 3D-моделирования и комплексу геолого-геофизических данных // Тихоокеан. геология. 2022. Т. 41, № 2. С. 23–43. DOI: 10.30911/0207-4028-2022-41-2-25-43
21. Нурмухамедов А.Г., Сидоров М.Д., Трухин Ю.П. Происхождение и структурная позиция Камчатского срединного массива по данным глубинных геолого-геофизических исследований // Георесурсы. 2023. Т. 25, № 2. С. 254–270. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2023.2.19>
22. Нурмухамедов А.Г., Сидоров М.Д. Строение литосферы и ее влияние на золотоносность Юго-Восточной Камчатки // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2023. № 3. Вып. 59. С. 20–41. DOI: 10.31431/1816-5524-2023-3-59-20-41
23. Нурмухамедов А.Г., Сидоров М.Д., Трухин Ю.П. Строение Западной Камчатки на примере результатов глубинных исследований вдоль профиля с. Хайрюзово – с. Крапивное // Естественные и технические науки. 2023. Т. 186, № 11. С. 178–192. DOI: 10.25633/ETN.2023.11.15
24. Петренко И.Д. Золото-серебряная формация Камчатки. СПб.: Изд-во картограф. фабрики ВСЕГЕИ, 1999. 116 с.
25. Померанцева И.В., Мозженко А.Н. Сейсмические исследования с аппаратурой «Земля». М.: Недра, 1977. 256 с.
26. Смирнов В.И. Зоны Беньюфа и магматогенное рудообразование // Геология руд месторождений. 1974. № 1. С. 3–17.
27. Селиверстов Н.И. Геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. П-К: Изд. КамГУ, 2009. 191 с.
28. Сидоров М.Д., Степанов В.А. Геофизические поля и никеленосность Камчатского срединного массива // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. Вып. 8. № 2. С. 140–150.
29. Сидоров М.Д., Новаков Р.М. Плотностная модель зоны сочленения Камчатской и Алеутской островных дуг // Региональная геология и металлогения. 2014. № 58. С. 1–7.
30. Сидоров М.Д., Нурмухамедов А.Г. Объемное изображение плотностной модели земной коры на примере Южной Камчатки // Геология и геофизика. 2022. Т. 63, № 10. С. 1433–1452. DOI: 10.15372/GiG2021155
31. Сляднев Б.И., Боровцов А.К., Сидоренко В.И., Сапожникова Л.П. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Корякско-Курильская. Лист О-58 – Усть-Камчатск: Объясн. зап. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2013. 256 с.
32. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых

- мыш (петрофизика). Справочник геофизика / Под. ред. Н.Б. Дортман. М.: Недра, 1984. 455 с.
33. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во. Моск. ун-та, 1995. 480 с.
34. Хотин М.Ю., Шапиро М.Н. Офиолиты Камчатского Мыса (Восточная Камчатка): строение, состав, геодинамические условия формирования // Геотектоника. 2006. № 4. С. 61–89.
35. Шанцер А.Е., Челебаева А.И. Стратиграфия, геологические события и новая модель рифтового развития Центральной Камчатки в позднем мелу – раннем палеогене // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 12, № 4. С. 83–96.
36. Шапиро М.Н. Надвиг Гречишкина на побережье Камчатского залива // Геотектоника. 1980. № 3. С. 102–110.
37. Шапиро М.Н., Соловьев А.В. Кинематическая модель формирования Олюторско–Камчатской складчатой области // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 8. С. 863–880.
38. Geosoft Software. Oasis montaj. URL: <http://www.geosoft.com/ru> (Accessed 2008/01/28).
39. Koulakov I., Gordeev E.I., Dobretsov N.L., Vernikovskiy V.A., Senyukov S., Jakovlev A. Feeding volcanoes of the Kluchevskoy group from the results of local earthquake tomography // Geophys. Res. Lett. 2011. V. 38, N L09305. DOI: 10.1029/2011GL046957.

Рекомендована к печати В.Г. Быковым

после доработки 10.10.2024 г.

принята к печати 29.12.2024 г.

THE DEEP STRUCTURE OF THE JUNCTION AREA BETWEEN THE KURIL-KAMCHATKA AND ALEUTIAN-COMMANDER ISLAND ARCS FROM GEOLOGICAL AND GEOPHYSICAL STUDIES

A.G. Nurmukhamedov, M.D. Sidorov

Research Geotechnological Center, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia; e-mail: Nurmuxamedov1949@mail.ru

The article presents information on the deep structure of dynamically active regions of Central and Eastern Kamchatka in the area of island arc junctions. It also discusses the supposed genetic relation of the ultrabasic rocks and copper-nickel mineralization to the structural features of lithosphere in the continent-ocean transition zone. The paper presents the results of integrated interpretation of geophysical data derived from various methods such as earthquake converted-wave method (ECWM), magnetotelluric sounding (MTS), gravity and magnetic surveys, as well as geological surveys carried out in the area of the Klyuchevskaya group of volcanoes and Cape Kamchatka (the east coast of Kamchatka). For the first time, a geological and geophysical model has been developed for the Krapivnoe Village – Cape Africa geophysical profile. The model shows the main boundaries of the lithosphere and identifies previously unknown elements of the Earth's crust and upper mantle structure. In the western part of the model, a NE dipping upper mantle layer is identified, the present-day movement of which can be explained by the involvement of the lower layer of Eastern Kamchatka lithosphere in subduction of the oceanic plate under the Aleutian-Commander arc. The dynamics of interaction between the oceanic and continental lithospheric plates is shown. Two subduction zones that existed successively in the past are represented schematically. The upper part of the second subducting slab contains a 12–16 km thick layer consisting of ophiolite sheets and blocks of ultrabasic and basic composition. One of the identified blocks in the layer is presumably part of an ultrabasic massif with copper-nickel mineralization. There is a tension zone lower in the section, which is confined to the area of maximum bending of the slab. Natural thermal water pouring out of the ground in the area of Cape Africa suggests the circulation of high-temperature solutions in the tension zone. The upper part of the model includes a block identified as a fragment of the Achaivayam-Valaginsky terrane. The block is represented by discrete east-tilted sheet-like fragments of varying density, which consist of two layers exhibiting a combined thickness of 6 km. The upper layer is represented by an allochthonous sheet, with its frontal part made up of Palaeocene-Eocene deposits thrust over the western slope of the Tyushevsky trough filled with Oligocene-Miocene deposits. The thrust was caused by the Central Kamchatka rift extension. The Tyushevsky trough is derived from the accretion zone. Two areas where the maximum depth of the trough base is estimated at 6 and 7 km are inherited from the deep-sea paleo-trenches formed during successive subductions.

Key words: Earth's crust, subduction, terrane, ultrabasic massif, density modeling, peninsula Kamchatka.