УДК 551.24.242.2

СДВИГОВАЯ СИСТЕМА В ЗЕМНОЙ КОРЕ БЕРИНГОВА МОРЯ – РЕЛИКТ ГРАНИЦЫ ЕВРАЗИЙСКОЙ И СЕВЕРОАМЕРИКАНСКОЙ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

© 2014 г. В. Д. Чехович¹, О. Г. Шеремет¹, М. В. Кононов²

¹Геологический институт РАН, Москва, 119017, Пыжевский пер., д. 7 e-mail: vadim@ilran.ru ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, 117987, Нахимовский просп., д. 36

Поступила в редакцию 16.05.2013 г.

Проведены исследования, основанные на вычислении аномалий *D*-функции (метод совместного анализа гравитационных и магнитных данных) по профилям в акватории Берингова моря, как в пределах Алеутской котловины с океаническим типом коры, так и на Беринговском континентальном шельфе. Результатом этих исследований стало выявление протяженных разрывных нарушений, затрагивающих не только земную кору, но и верхнюю мантию, что находит подтверждение в данных сейсморазведочных профилей. Рассчитанные палинспастические реконструкции положения Северной Америки относительно "неподвижной" Евразии на 80, 52–50, 50–47 и 15–20 млн лет позволили показать, что выявленные разломы (сдвиги), вероятно, представляют собой реликты эшелонированной трансформной границы между литосферными плитами Евразии и Северной Америки. Формирование этой границы с конца позднего мела, видимо, было связано с раскрытием Северной Атлантики, определившей большую скорость перемещения Северной Америки относительно Евразии.

Ключевые слова: литосферные плиты, Берингово море, океаническая и континентальная кора

DOI: 10.7868/S0016853X14040031

ВВЕДЕНИЕ

В современной структуре континентальная кора северо-востока Евразийского и Североамериканского (Аляска) континентов смыкаются в области шельфа Берингова моря. Современные данные по сейсмичности и GPS наблюдений позволили российским и американским исследователям прийти к заключению, что между литосферными плитами Евразии и Северной Америки существует формирующаяся малая плита Берингия [12, 36, 49]. Начало образования этой плиты в пределах Корякского нагорья и на Аляске, видимо, может относиться к концу миоцена (рис. 1). До этого времени, как считалось большинством исследователей, вся область северо-востока России, Берингово море и Аляска включались в состав Североамериканской плиты [9, 28, 33, 34, 40, 59, 71]. Однако еще с первых шагов развития теории тектоники литосферных плит стало ясно, что при распаде Пангеи континентальная плита Северной Америки отодвигалась от Европы в западном направлении [25]. Более поздние исследования и палеотектонические реконструкции подтвердили и уточнили это общее положение [8, 31, 44, 51, 61]. При реконструкциях запада Северной Америки весь имевшийся и появлявшийся материала устанавливал для позднего мезозоя и кайнозоя конвергентные соотношения океанических плит Пацифики и Североамериканского континента. Тем не менее, на севере при реконструкциях для позднего мела и первой половины палеогена (до 50–47 млн лет), т.е. до образования Алеутской островной дуги, вставал вопрос о существовании границы между Северной Америкой и Евразией. К такому выводу приводили данные расчетов векторов и скоростей перемещения Северной Америки и Евразии с конца позднего мела (рис. 2), что по времени совпадало с открытием Северной Атлантики.

Общая оценка геологической ситуации показывала, что положение этой границы между названными плитами, скорее всего, следовало искать в земной коре Берингова моря посредством выявления реликтов структур типа трансформных разломов. Представлялось, что одним из действенных методов исследования глубинного строения земной коры в пределах морской акватории является геофизический метод совместного анализа гравитационных и магнитных данных аномалий *D*-функции [13, 22, 63].



Рис. 1. Схема границ литосферных плит в области соединения Евразийского и Североамериканского континентов *1* – континентальная кора: *a* – на суше, *б* – в акватории; *2* – Алеутская зона субдукции; *3* – сдвиги; *4* – принятая граница Евразийской и Североамериканской плит до формирования малой плиты Берингия по [9, 26, 29, 67]; *5* – граница малой плиты Берингия по [12, 48]; *6* – направление перемещения Тихоокеанской плиты

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Возможности метода совместного анализа гравитационных и магнитных данных — аномалий *D*-функции, вытекают из свойства трансформанты и аналитических и численных расчетов, выполненных на моделях реальных геологических сред. *D*-функция, как модуль вектора, параметры которого находятся из системы уравнений, связывающих первые производные гравитационного и магнитного потенциалов, определяется в двух вариантах, как это показано в работах [13, 22, 63].

Применение указанного метода для тектонического районирования состоит в том, что в пределах области задания исходных полей Δg и ΔT_a [50, 60] на уровне приведения в коре выделяются однородные зоны (структуры), где *D*-функция близка к постоянной величине, и неоднородные зоны, в которых она изменяет свои значения от точки к точке расчетов. Для моделей неоднородных структур на уровнях верхнего полупространства *D*-функция, в силу своей непотенциальности, в отличие от исходных полей, достигает в некоторых точках (на поверхностях) экстремальных величин [22]. Для двухмерных моделей точки экстремумов совпадают с особыми точками бесконечности (максимумами) и нулевыми (минимумами) при определенном распределении аномально плотностных и магнитных масс в пространстве. Благодаря этому можно практически однозначно определять эпицентры структур чехла и наклон (падение) глубинных разломов и разломных зон.



Рис. 2. Схемы перемещения Евразии и Северной Америки на 80, 56–50, и 20 млн лет *I* – Евразийский континент; *2* – граница шельфа; *3* – направление и скорость перемещения континентов в см/год

Рассмотрим конкретные примеры. На рис. 3 представлена модель однородной наклонной призмы, имеющая косую намагниченность 70° величиной 1 СИ, плотность 0.3 г/см³. Она показывает, что *D*-функция на уровне расчета полей имеет постоянную величину (горизонтальная прямая линия на графике).

На рис. 4 приведена модель неоднородной среды (разлома), состоящая из вертикального пласта, обладающего такими же косой намагниченностью и плотностью, как у призмы на рис. 3, и цилиндра с плотностью -0.1 г/см³. Особенность этой модели в том, что и в гравитационном, и в магнитном полях не виден эффект от этого цилиндра, тогда как на уровнях верхнего полупространства цилиндр выделяется экстремальными величинами *D*-функции. Применение этого метода в пределах северной части Алеутской океанической котловины уже показало свою эффективность [21].

НЕКОТОРЫЕ СВЕДЕНИЯ ПО ГЕОЛОГИИ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ

Содержание данного раздела имеет узкую направленность, поскольку нас интересуют лишь геологические события, происходившие в пределах Северо-Восточной Евразии и в Аляске со времени реального начала перемещения Северной Америки относительно Евразии (кампан, 84— 80 млн лет). Подавляющее большинство исследователей не находят сходства в структурах, формировавшихся в пределах тихоокеанских окраин Евразии и Аляски, начиная с конца позднего мела [19, 51, 56, 64, 70]. Принципиальным объяснением такой ситуации является различие в кинематике формирования складчатых поясов на этих

ГЕОТЕКТОНИКА № 4 2014

окраинах, связанное с направлением перемещения океанических плит Пацифики в указанное время. Для окраины Северо-Восточной Евразии перемещение плиты Кула и затем Тихоокеанской сохраняло ориентировку по нормали, что опредеаккреционно-коллизионную лило структуру складчатого обрамления с большой ролью тектонических покровов. Для кордильерской окраины Северной Америки направление относительного движения плит Кула, Фараллон, Ресурекшен и Тихоокеанской было либо полностью, либо частично скользящим и это было причиной формирования аккреционно-сдвиговых структурных зон Аляски. Тем не менее, на Беринговском



Рис. 3. Модель однородной наклонной призмы, имеющая косую намагниченность 70° величиной 1 СИ, плотность 0.3 г/см³



Рис. 4. Модель неоднородной среды (разлома), состоящая из вертикального пласта, обладающего такими же косой намагниченностью и плотностью, как у призмы на рис. 3, и цилиндра с плотностью 0.1 г/см³

шельфе сформированная на этих окраинах континентальная кора создает впечатление единого целого. В связи с этим возникает необходимость раздельного рассмотрения событий, определивших формирование современных структур в пределах Северной Евразии и в Аляске. Для Северо-Восточной Евразии геодинамическим репером, по которому возможно судить о положении активной границы континента в конце позднего мела отвечает надсубдукционный вулканический пояс на континентальной окраине. Местоположение и время возникновения коллизионых и аккреционных швов аккретированных террейнов внутриокеанических островных дуг указывает на последующие события, сформировавшие современную структуру.

Для Аляски (как части современной Северной Америки) главным является создание принципиального представления о характере структур, как уже сформированных к моменту начала раскрытия Атлантики, т.е. к началу перемещения к западу Североамериканской литосферной плиты, так и аккретированных по крупным сдвигам в процессе этого перемещения.

Северо-Восток Евразии – Северная Камчатка, Корякское нагорье и Чукотка. Основным геодинамическим репером для позднего мела в этом регионе является Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОЧВП), протягивающийся от побережья Охотского моря до Чукотского полуострова. Его формирование с альба по ранний кампан хорошо датировано [17, 18]. Окраина континента, которую этот пояс маркирует, имеет гетерогенное строение [7, 14, 17, 20]. Наряду с древними континентальными блоками, отчлененными от Сибирской платформы, в состав континентальной окраины входят покровно-складчатые комплек-

сы, сформированные в позднеюрское-раннемеловое время. Неоавтохтоном для всех структур фундамента ОЧВП служит нижнемеловая моласса [18]. Следующими реперами геодинамических событий является время аккреции к Евразиатскому континенту террейнов внутриокеанических островных дуг. Первое подобное событие произошло в конце палеоцена – начале раннего эоцена и связано с аккрецией Олюторско-Восточно-Камчатского островодужного террейна [1, 5, 7]. Вторым событием явилась аккреция Говенско-Кроноцкого островодужного террейна, которая произошла в позднем миоцене [1, 5]. Тектонические швы, отмечающие завершение процессов аккреции, выражены в современной структуре крупными надвигами. Общее расположение складчатых структур Северной Камчатки и Корякского нагорья относительно границ океанических котловин Берингова моря имеет концентрическую ориентировку. Однако никаких следов продолжения в краевой части Беринговского шельфа вулканогенных комплексов Олюторского островодужного террейна не обнаружено, в то время как продолжение комплексов, формирующих среднемеловую орогенную область Наваринского полуострова [6, 18], доказывается результатами драгирования в западной части континентального склона Беринговского шельфа, где подняты только мелководные и континентальные осадочные породы юры, мела и палеоцена [27, 71].

Аляска. Основные структуры Аляски связаны с продолжением пояса Североамериканских Кордильер, которые обрамляют с запада Североамериканскую древнюю платформу. Аляска всеми исследователями рассматривается как очень сложно построенное сочетание весьма различных по возрасту и геодинамической сущности террейнов [26, 37-39, 55, 56]. Эти террейны слагают северную, центральную и южную структурные единицы (мегазоны), которые разделяются крупными сдвигами. Палеомагнитные данные дают основание считать, что перемещения по этим сдвигам составляли до нескольких сот километров [28, 51, 55-57, 66]. Однако в позднем кайнозое перемещения по сдвигам сильно сокращаются [37]. Основным для целей данного исследования является определение положения и характера выделяемых структурных единиц к моменту начала перемещения Североамериканской плиты в юго-западном направлении и положение тех же структур к моменту заложения Алеутской зоны поглошения.

Северная часть Аляски или северная структурная единица (мегазона), включает сложно построенное покровно-складчатое сооружение хребта Брукса, предгорный прогиб Колвилл и "Арктическую равнину", рассматриваемую многими исследователями как перекрытый чехлом остаток древнего континента Арктида [8, 11, 18].

Орогения хребта Брукса датируется поздней юрой – ранним мелом, а начало формирования предгорного прогиба – альбом. Таким образом, эта структурная единица в основном была сформирована до откола от Европы и начала перемещения Североамериканской плиты в западном направлении. Южным ограничением сооружения хребта Брукса считается крупный сдвиг Кобук-Саус-Форк. Вдоль него протягивается узкий пояс верхнепалеозойских-нижнемезозойских офиолитов, граничащий с террейном Куйюкук. Террейн Куйюкук рассматривается как позднеюрская-раннемеловая островная дуга, вулканические комплексы которой перекрыты терригенными отложениями, включая позднемеловые [37]. Таким образом, можно считать, что и южная часть этой структурной единицы Аляски перемещалась вместе с Североамериканской платформой с начала ее движения в западном направлении. Центральная структурная единица отделяется от Северной крупным сдвигом Кальтаг. Общую характеристику Центральной мегазоны определяют континентальные террейны, сложенные позднерифейскими гранито-гнейсами. Южной границей Центральной структурной единицы (мегазоны) служит сложно построенная сдвиговая система Денали [55, 58, 68]. Считается, что эта система отражает позднемезозойское закрытие бассейна с океанической корой [37]. Таким образом, эта мегазона, и представляющий ее составной супертеррейн Врангелия, в позднем мезозое также входили в состав Североамериканской плиты [56]. На Аляскинском полуострове распопозднемеловой-раннекайнозойский лагается надсубдукционный террейн Пенинсулар, который был аккретирован к структурам Аляски в конце раннего палеогена перед формированием Алеутской зоны субдукции. Как считается, он продолжается вдоль кромки Беринговского шельфа. Сдвиговая система Бордер Рейндж отделяет Южную мегазону от зоны Аккреционной окраины [55]. Строение Тихоокеанской океанической плиты, субдуцирующей под неогеновую призму Аляски, осложнено океаническим поднятием Якутат, что существенно отражается в современной сейсмичности и вулканизме Аляски [35, 37, 41].

Перемещенные по сдвигам складчатые комплексы Аляски погружаются в сторону шельфа. Вероятно, эти крупные сдвиговые структуры должны продолжаться в пределах шельфа. В связи с этим любые данные о существовании разломов сходного направления в пределах шельфа должны быть внимательно рассмотрены. Анализ упомянутых сдвиговых систем и их вероятного продолжения в пределах шельфа позволил американским исследователям сформулировать гипотезу экструзии структур Аляски в сторону Алеутской зоны субдукции [54].

ГЕОТЕКТОНИКА № 4 2014

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ АКВАТОРИИ БЕРИНГОВА МОРЯ

Беринговский континентальный шельф соединяет Североамериканский и Азиатский континенты (рис. 5). По размерам акватории он сопоставим с глубоководными котловинами Берингова моря, характеризующимися океаническим строением земной коры [2]. Сейсмические исследования, проведенные в северо-западной части шельфа от кромки континентального склона к Берингову проливу, позволяют судить о строении земной коры Беринговского континентального шельфа [43]. Мощность земной коры по профилю практически постоянна и составляет 30-32 км. Граница Мохо определяется четко [39, 43]. Анализ имеющихся данных по строению фундамента и чехла всего Беринговского шельфа приводят к необходимости выделять внутреннюю и внешнюю его части, с условной границей между ними [28, 71]. Под внешней частью шельфа обычно понимается зона параллельная бровке континентального склона шириной около 250 километров. Сведения о строении фундамента внутренней части шельфа получены в результате бурения параметрических скважин и изучения геологии отдельных островов (Св. Лаврентия, Св. Матвея, Нунивак, Прибылова) [28, 52, 66]. Палеозойские и, возможно, более древние метаморфические комплексы внутренней части шельфа служат основанием и вмещают надсубдукционные магматические образования (острова Св. Лаврентия, Св. Матвея) датированные U/Pb методом SHRIMP по магматическим цирконам 85-90 млн лет [52]. Возраст метаморфических цирконов определен 64 млн лет. Осадочный чехол на большей внутренней части шельфа имеет мощность менее 1 км. В отдельных районах на юго-востоке и севере шельфовой области мощность чехла превышает 1 км. К таким районам относится залив Нортон, где изучен геофизическими методами и бурением одноименный бассейн, однако мощность осадочных отложений в его пределах едва достигает 3 км [28]. На западе внутренней части шельфа расположен крупный Анадырский прогиб (350 × 150 км), занимающий пространство между побережьем Чукотки и Беринговским полуостровом. Условным его продолжением может считаться впадина в нижнем течении бассейна реки Анадырь. Максимальная мощность осадочного выполнения Анадырского прогиба достигает 9 км.

Складчатый фундамент под осадочным чехлом на северо-западе внешней части шельфа представлен мелководными осадочными отложениями верхней юры, кампана, маастрихта и палеоцена [28, 71]. В средней части протяженного континентального склона подняты вулканиты раннего и среднего эоцена, которые по своей геодинамической природе принадлежат надсубдукционным





1–4 – мощность осадочного чехла: 1 – 0–1 км; 2 – 1–3 км; 3 – 3–8 км; 4 – 6–9 км и больше 9 км; 5 – подводный хребет Прибылова; 6 – параметрические скважины в пределах впадин; 7 – крупные сдвиги Аляски; 8 – предполагаемое продолжение сдвигов Аляски на Беринговском шельфе по [57, 71]; 9 – бровка шельфа; 10 – линия сейсмического профиля по [43]. СЛ – о. Святого Лаврентия; СМ – о. Святого Матвея; Ну – остров Нунивак; П – остров Прибылова; I – Анадырская впадина; II – Наваринская впадина; III – впадина Сен-Джордж. Остальные обозначения см. на рис. 2

островодужным комплексам [30]. На востоке внешнего шельфа драгированием обнаружены только верхнеюрские и меловые осадочные породы. Однако на востоке в краевой части бассейна Сент-Джордж под осадками верхнего палеогена скважина Кост-1 вскрыла мощную толщу вулканитов, по которой пройдено 800 м. Возраст этих вулканитов считается среднезоценовым, чему отвечает и радиологическое определение - 43 млн лет (⁴⁰Ar-³⁹Ar) [71]. Сведений о геодинамической природе этих вулканитов нет. Принято считать, что фундамент внешней части шельфа на востоке и в центре имеет аккреционное происхождение. Некоторые факты, в определенном смысле подтверждающие эти соображения, получены при исследовании строения островов Прибылова, которые сложены в основном серпентинизированными перидотитами, прорванными дайками гранодиоритов (50-57 млн лет) [7, 28].

В строении складчатого фундамента внешнего шельфа выделяются два комплекса, разделенные

несогласием. Нижний комплекс представлен складчатыми позднеюрскими и раннемеловыми морскими осадочными образованиями. Перекрывающий комплекс, именуемый в литературе комплексом "карапас", формировался с кампанского времени вплоть до середины эоцена. Он сложен континентальными и мелководно-морскими отложениями с горизонтами вулканитов и претерпел складчатые деформации во второй половине среднего эоцена (43-42 млн лет) [71]. Несогласно залегающие на этих образованиях осадочные отложения объединяются уже в комплекс осадочного чехла Беринговского шельфа. Строение осадочного чехла внешней части шельфа осложнено двумя крупными прогибами, располагающимися параллельно кромке шельфа примерно в 100 км от него. Это бассейны Сент-Джордж и Наваринский. Бассейн Сент-Джордж имеет веретенообразную форму. Протяженность его 350-400 км при ширине 30-50 км. Мощность осадочного выполнения (верхи верхнего эоцена - квар-

тер) в пределах всего бассейна колеблется от 3 до 6 км, а в центральной ванне (100 × 40 км) достигает 12 км. Наваринский прогиб расположен в северо-западной части внешнего шельфа, имеет общую протяженность 400-420 км, его юго-восточное выклинивание также веретенообразно, тогда как северо-западное замыкание имеет поперечную по отношению к длинным бортам прогиба ориентировку. В пределах Наваринского прогиба выделяется два бассейна – вытянутый Южный (150 × 40 км) и относительно изометричный Северный (80 × 80 км). Осадочное выполнение прогиба представлено отложениями верхов верхнего эоцена, олигоцена и неоген-четвертичными. В осевых частях бассейнов мощность осадочного выполнения превышает 10 км. Для настоящего исследования важным представляются данные по северо-западному замыканию Наваринского прогиба, где это ограничение имеет поперечную по отношению к длинным бортам прогиба ориентировку. Эта граница прогиба осложнена так называемой "северной складчатой зоной", простирание складок которой также совпадает с северозападной границей прогиба. Такое же направление имеет и хорошо фиксируемая эрозионная граница залегания отложений верхнего олигоцена на среднеолигоценовых. Все эти данные свидетельствуют о том, что северо-западное замыкание Наваринского прогиба, начиная со второй половины позднего эоцена и вплоть до конца миоцена, определялось некоей предполагаемой структурой, которая по направлению была ориентирована в крест простирания этого прогиба.

Алеутская котловина на западе ограничивается *подводным хребтом Ширшова*, который представляет собой надвиговое тектоническое сооружение западной вергентности (рис. 6). Формирование надвиговых структур началось в среднем эоцене и завершилось к началу олигоцена созданием морфологически оформленного поднятия [15, 20]. Последнее в пределах западного склона претерпело этап растяжения в миоцене с образованием листрических сбросов при раскрытии Командорской новообразованной океанической впадины [23, 25].

Юго-западным ограничением Алеутской котловины служит *подводный хребет Бауэрса*, который представляет собой палеогеновую островную дугу. Возраст островодужных вулканитов, драгированных на склоне хребта, определен в пределах 32–26 млн лет [69]. Алеутская котловина характеризуется сплошным развитием осадочного чехла. Мощность чехла в центральных частях достигает 4–5 км и увеличивается к ее бортам, особенно к Корякскому (Североалеутский прогиб – более 9 км) и к Беринговскому шельфу (местами до 6 км), а также в районе северо-восточного подножья хребта Бауэрс. В северо-западной части Алеутской котловины располагается вытянутое в ЮЗ–СВ

ГЕОТЕКТОНИКА № 4 2014

направлении погребенное под осадками поднятие Витус [29]. Общая ширина поднятия оценивается в 200 и более километров. Мощность осадочного чехла в пределах этого поднятия на некоторых участках сокращена до 2-3 км. Пересчет значений теплового потока над поднятием Витус показывает, что эта структура была активной в среднем эоцене (44 млн лет) [4, 46]. Предполагалось, что это поднятие могло представлять собой зону растяжения (возможно центр спрединга), существовавшую в первой половине палеогена и связанную со сдвиговыми движениями на ранних этапах формирования Берингова моря [29]. Авторы цитированного исследования не исключали также гипотетическую возможность продолжения выявленной структуры растяжения на континентальном шельфе и связь с крупными доказанными сдвигами на Аляске, в частности со сдвигом Кальтаг.

Строение земной коры северо-западной части Алеутской котловины известно по данным двух сейсмических профилей [27, 48]. Один из них пройден по 177 меридиану от о. Киска Алеутской островной дуги до Корякской континентальной окраины [27]. Второй ориентирован с юго-востока на северо-запад из котловины Бауэрс в Командорскую котловину [48] (см. рис. 6). Имеющиеся по этим профилям данные целесообразно обсуждать совместно с результатами проведенного исследования по изучению аномалий *D*-функции в заключительной части статьи.

Алеутская островная дуга ограничивает с юга Алеутскую котловину и все Берингово море. Ее строению посвящено большое количество исследований. Принципиальным для всех геодинамических построений является вопрос о времени возникновения Алеутского желоба и островной дуги. Новые определения возраста вулканитов комплекса Фингер-Бэй методом ⁴⁰Ar-³⁹Ar показали изохронный возраст 37.4-0.6 млн лет (28 определений), что составляет разницу в 12-17 млн лет с прежними определениями [42]. Однако первые проявления вулканизма в пределах Алеутской дуги были более ранними. Так, анализ базальта из каньона Мюррей у о. Киска показал 46.2 млн лет (⁴⁰Ar-³⁹Ar) [42]. На Командорских островах (о. Медный) переопределение радиометрического возраста образцов методом ⁴⁰Ar-³⁹Ar дало цифру 46.2 ± 1.5 млн лет, т.е. идентичную той, которая получена в каньоне Мюррей [47]. Таким образом, первые проявления вулканизма в Алеутской дуге относятся к 46 млн лет тому назад и, следовательно, время заложение Алеутской зоны поглощения Тихоокеанской плиты может оцениваться в $47 \pm 2-3$ млн лет. Практически к этому же времени относится изменение направления перемещения Тихоокеанской плиты с северо-северо-западного на северо-западное (50-47 млн лет) [32, 34, 45].





Рис. 6. Схема положения внутренних и ограничивающих структур Алеутской океанической котловины *1* – Алеутская зона субдукции; *2* – палеогеновая зона субдукции хребта Бауэрс; *3* – надвиговые структуры хребта Ширшова; *4* – сейсмические профили по [27, 48]; *5* – условные контуры поднятия Витус; *6* – сдвиги

РЕЗУЛЬТАТЫ ВЫЧИСЛЕНИЯ АНОМАЛИЙ *D*-ФУНКЦИИ И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Даже при беглом взгляде на современный структурный план северо-востока Евразии и Аляски было ясно, что, если граница между литосферными плитами Евразии и Северной Америки существовала, то она находилась в северо-западной части Берингова моря. Для целей данного исследования — поисков в земной коре возможно сохранившихся под морскими водами и перекрывающим осадочным чехлом реликтов существовавшей границы между литосферными плитами — в акватории западной части Берингова моря для числовой обработки гравиметрических и магнитных данных было размечено 24 профиля. Их направление было нормальным по отношению к предполагаемому положению границы между Евразиатской и Североамериканской литосферными плитами.

Аномалии *D*-функции в Алеутской океанической котловине. Рассчитанные профили пересекают северо-западную часть поднятия Витус (рис. 7 и 8). На всех профилях ($\mathbb{N} \mathbb{N} \mathbb{N} 1-13$) зафиксированы аномалии *D*-функции, которые укладываются в три почти прямолинейные линии, приуроченные к северо-западному склону поднятия Витус. Расстояния между пиками аномалий на каждом профиле составляют 40–50 и 80–100 км. Максимальные значения аномалий *D*-функции обычно со-



Рис. 7. Положение аномалий *D*-функции на расчетных профилях в Алеутской океанической котловине и на Беринговском шельфе

I – точки аномалий на профилях; *2* – линии профилей сейсмических исследований [27, 48]; *3* – разломы (сдвиги), по [21] и по данным интерпретации аномалий *D*-функции настоящего исследования

ответствуют разломам в коре и верхах мантии. В связи с этим есть основание полагать, что соединение полученных точек расположения аномалий отвечает положению протяженных разрывных нарушений, которые, возможно, ограничивают северо-западную краевую зону поднятия Витус. Результаты сопоставления гравитационных и магнитных данных показывают, что эти разломы имеют вертикальное падение. Кромки возмущающих масс для данных аномалий в океанической коре определены на профилях 5, 7, 10. Интервал залегания верхних кромок на этих профилях оценивается глубинами от 8–9 до 11–12 км (нижняя часть второго и верхняя часть третьего

ГЕОТЕКТОНИКА № 4 2014

слоя в Алеутской котловине). Глубина положения нижних кромок оценивается от 18 до 30 км, что соответствует верхней мантии.

Кинематика выявленных разрывов, к сожалению, может быть определена практически только исходя из интерпретации геодинамических обстановок, обусловивших формирование внутренних структур в Алеутской океанической котловине — подводных хребтов Ширшова и Бауэрса. В этом отношении ключевыми моментами геодинамики являются: (а) разворот Тихоокеанской плиты против часовой стрелки (50–47 млн лет) и (б) постоянное перемещение (вращение) Северной Америки относительно Евразии, начавшееся



Рис. 8. Профильно-объемные изображения аномалий *D*-функции на уровнях верхнего полупространства по профилям в пределах Алеутской котловины [4, 7, 8, 10, 12] и Беринговского шельфа [14, 15, 16, 18, 20]: горизонтальная плоскость – расстояния от береговой линии в километрах, по вертикали – положение экстремумов *D*-функции в единицах СИ

в позднем мелу после открытия Атлантики [32, 34, 45]. Формирование надвиговой структуры хребта Ширшова произошло в результате сгруживания алеутской океанической коры при развороте Тихоокеанской плиты в среднем-позднем эоцене [20]. Своеобразными "рельсами" для подобного перемещения могли служить сдвиги на севере вдоль корякской окраины, установленные ранее также по анализу аномалий *D*-функции [21]. На юге аналогичную роль в среднем и начале позднего эоцена, вероятно, могло играть нарушение на северо-западном склоне поднятия Витус. Геодинамическая природа хребта Бауэрс определяется как палеогеновая дуга, сформированная в результате поддвига океанической коры Алеутской котловины в конце позднего эоцена - олигоцене (37-26 млн лет) [69]. Учитывая, что в палеогене скорость перемещения Северной Америки в юго-западном направлении была большей, нежели Евразии, выявленные нарушения можно рассматривать как сложную сдвиговую зону в Алеутской океанической котловине. Ниже мы обсудим, насколько выявленная по аномалиям *D*-функции зона разрывов соответствует реальной картине, установленной сейсмическими исследованиями по профилям, пересекающим ее на северо-востоке и юго-западе, с расстоянием между ними около 350 км.

Аномалии *D*-функции на Беринговском континентальном шельфе (см. рис. 7, 8). На всех профилях ($\mathbb{N} \mathbb{N} \mathbb{N} 15-24$), первый из которых отстоит от бровки континентального шельфа на 30–50 км, а последний пересекает Берингов пролив, отмечены аномалии *D*-функции. Корреляция полученных данных по профилям показывает, что на каждом из них имеются аномалии. Первые аномалии от береговой линии на всех профилях располага-

ются на одной линии протяженностью около 750 километров. Эта линия, соединяющая аномалии в пределах континентального шельфа, продолжает по простиранию зоны аномалий *D*-функции, которые располагаются в северо-западной краевой части поднятия Витус в Алеутской океанической котловине. Максимальные значения аномалий *D*-функции часто отражают существование разломов в коре и верхах мантии. Так же, как в случае с аномалиями в Алеутской котловине, есть основание полагать, что расположение аномалий и фиксирует одно протяженное нарушение. Сопоставление гравитационных и магнитных данных показывает, что это нарушение имеет вертикальное падение. Глубина кромок возмущающих масс для данных аномалий в континентальной коре, определена на профилях 12, 15, 18 в соответствии с [3, 16]. Интервал положения верхних кромок оценивается от 4-6 км до 12-15 км (верхняя кора), а интервалы нижних кромок – от 35–38 до 42-45 км (верхняя мантия). Выявленная зона нарушений проходит непосредственно вдоль северо-западного поперечного замыкания Наваринского прогиба и "северной складчатой зоны". Видимо, именно эта зона нарушений явилась причиной образования не только складчатых структур, но и общего поперечного замыкания прогиба (рис. 9).

Принимая во внимание эти данные, можно считать, что зона нарушений в пределах Беринговского шельфа существовала, по крайней мере, начиная с позднего эоцена. Однако, вероятнее всего, в пределах континентального шельфа она возникла значительно раньше. Об этом могут свидетельствовать обнаруженные по аномалиям *D*-функции на тех же профилях в 150–175 и в 300–350 километрах к юго-востоку от первой зо-



Рис. 9. Схема строения Наваринского прогиба по [71], с упрощением, и положение аномалий D-функции на профилях $N \otimes N \otimes 10-12$

1 — Беринговский шельф с осадочным чехлом не более 1 км; 2, 3 — мощности осадочных отложений в пределах впадины: 2 – 2–6 км; 3 – 6–9 (a) и 9–11 км (b); 4 – изолинии мощностей в прогибе; 5 – допозднезоценовые сбросы в бортовых частях Наваринского прогиба; 6 – сдвиги; 7 – разломы; 8 – "северная складчатая зона"; 9 – положение аномалий D-функции на профилях; 10 – предполагаемые зоны нарушений по данным аномалий D-функции; 11 – параметрические скважины

ны нарушений параллельные зоны разломов в пределах шельфа (см. рис. 7). Эти разломы, рассекая фундамент Наваринского бассейна, не сказываются на изменении его структуры и, вероятно, были активными еще до позднего эоцена. Существование этих разрывов в целом согласуется с предположениями о продолжении сдвигов Аляски в пределах шельфа, однако, конкретная ориентировка выявленных по аномалиям *D*-функции разломов, существенно отличается от приня-

той в ряде работ [59, 71]. Возможные варианты их связи с конкретными крупными сдвигами Аляски будут обсуждаться ниже.

ОБСУЖДЕНИЕ

Рассмотренные слвиговые нарушения, располагающиеся в краевой части поднятия Витус в Алеутской океанической котловине и продолжающая их по простиранию северо-западная сдвиговая зона на Беринговском шельфе, судя по всему, представляют собой единую сдвиговую систему. Упоминавшийся ранее меридиональный сейсмический профиль через северо-западную часть Алеутской котловины пересекает выявленную по аномалиям *D*-функции зону нарушений в районе профилей №№ 10 и 11 под углом около 30° (см. рис. 6). По линии этого сейсмического профиля были проведены вычисления аномалий *D*-функции, аналогичные тем, которые проводились по заданным профилям. Положение аномалий полностью совпало с линиями, соединяющими такие аномалии на наших профилях, т.е. подтвердили правильность интерполяции разломов (см. рис. 7). Кроме этого, на севере этого же профиля, полученные аномалии *D*-функции совместились с положением трех разломов, установленных на севере Алеутской котловины ранее по той же методике [21]. Разломы сдвиговой зоны на сейсмическом профиле оказались приуроченными к перегибам поднятия акустического фундамента со сложным рельефом, как бы ограничивая его (рис. 10). Более того, под этим поднятием акустического фундамента отмечен подъем границы Мохо на 4 км по отношению к средней глубине ее положения по профилю. Граничная скорость на этом подъеме уменьшается до 7.5 км/с, в то время как на смежных участках она составляет 8.1-8.3 км/с. Кроме того, непосредственно над зоной подъема границы Мохо четко отмечается подъем границы между вторым и третьим слоями океанической коры на 700 м. Таким образом, выявляется вертикальная структура в океанической коре и верхней мантии, ограниченная по данным анализа аномалий *D*-функции разломами. Эта структура включает зону расчлененной поверхности акустического фундамента под осадочным чехлом и соответствующие ей на глубинах подъемы границы третьего слоя океанической коры и границы Мохо. Важно также, что к северу и к югу от описанной структуры скорости волн во втором слое различны. На севере их значения составляют 4.8-5.2 км/с, а на юге – 5.6–6.0 км/с. Логично предположить, что это различие может являться результатом совмещения различных по скоростям участков второго слоя в результате сдвиговых перемещений. Следует подчеркнуть, что расположенная юго-восточнее основная часть поднятия Витус, для которой характерен еще более резко выраженный рельеф поверхности акустического фундамента, не сопровождается изменениями на горизонтально прослеженных границах Мохо и третьего слоя океанической коры.

Второй сейсмический профиль, пройденный в 350 км юго-восточнее первого, имеет юго-востоксеверо-западную ориентировку и также пересекает выявленную по аномалиям *D*-функции сдвиговую систему (рис. 11). По линии этого профиля не проводился отдельный расчет аномалий *D*-функции, а было проведено наложение вычисленных аномалий и интерпретированного положения разломов на сейсмический профиль. Оказалось, что разломы сдвиговой зоны, фиксируемые по аномалиям *D*-функции, ограничивают структуру, характеризующуюся подъемом границы между вторым и третьим слоями океанической коры порядка 700 м, аналогично тому, как это отмечалось на первом профиле (см. рис. 10). К сожалению, при исследованиях на данном сейсмическом профиле граница Мохо сейсмическим методом не устанавливалась и на рисунке показано ее положение по данным гравиметрии. Возможно, поэтому отмечен лишь общий подъем границы Мохо порядка 2 км по сравнению с положением этой границы на юго-восточном отрезке профиля, который пересекает поднятие Витус, а локальный подъем, как на первом профиле, может быть сглажен. Перечисленные факты показывают, что выявленная по аномалиям *D*-функции вертикальная структура, четко проявленная на сейсмических профилях, отстоящих друг от друга на 350 км, а в целом прослеженная по аномалиям почти на 700 км, является самостоятельным литосферным образованием. Вероятно, она не имеет прямой генетической связи с остальной частью поднятия Витус. Очевидная самостоятельность и тектоническая значимость выделенной вертикальной литосферной структуры позволяет предложить для нее собственное название структуры Витгенштейна.

Представляется естественным в самом общем виде попытаться объяснить ее происхождение. Принимая во внимание сдвиговую природу тектонических нарушений, ограничивающих структуру Витгенштейна, казалось бы, следовало ожидать появления прогиба типа пулл-апарт. Однако весь фактический материал свидетельствует о возникновении поднятия, захватившего верхнюю мантию, кору океанического типа и поверхность акустического фундамента. Подобные структуры известны в природе и механизм их формирования определен [24]. К сожалению, в отечественной геологической литературе не существует адекватного понятия англоязычному термину "push-up-range" или "push-up-structure". Мы, также как и другие исследователи, при демонстрации модели пользуемся англоязычным термином (рис. 12). В работе [67] проведено трех-







Рис. 11. Сейсмический профиль через юго-западную часть Алеутской котловины, по [48] *I* – поверхность дна; *2* – границы сейсмических горизонтов; *3* – поверхность акустического фундамента; *4* – граница Мохо; *5* – скорости сейсмических волн; *6* – положение рассчитанных аномалий *D*-функции; *7* – разломы, интерпретированные по анализу аномалий *D*-функции

мерное физическое моделирование движения по параллельным сдвигам, возникающее при относительном движении плит и перемещении верхней мантии. Выявлено, что зоны погружения (пулл-апарт) или зоны поднятия (пуш-ап) на трансформных границах могут быть значительно шире, чем предполагаемые, если к параллельным сдвигам прикладывается незначительное боковое усилие сжатия или растяжения. Экспериментальные данные показывают, что ширина зоны поднятия или погружения между параллельными сдвигами в этих случаях относится к мощности коры как 4 : 1. В нашем случае, при мощности коры порядка 16 км ширина поднятия между сдви-



Рис. 12. Принципиальная модель формирования структуры (поднятия) типа "пуш-ап" в Алеутской океанической котловине

гами составляет около 70 км, т.е. близка к отношению, полученному при экспериментах.

Сдвиги в Алеутской котловине могли образовываться только со среднего эоцена, когда эта котловина, после ее отшнурования Алеутской зоной поглощения от плиты Пацифики, начала формироваться как самостоятельная структурная единица. Сдвиговая зона в пределах Беринговского шельфа, продолжающая к северо-востоку структуру Витгенштейна, также была активной в это же время, о чем свидетельствует ее влияние на северо-западное замыкание Наваринского прогиба. Рассчитанная ориентировочная глубина нижних кромок возмущающих масс по аномалиям на прослеженных разрывах приурочена к мантийным горизонтам. Все эти факты позволяют предполагать, что структура Витгенштейна и разрыв на ее продолжении в пределах Бринговского шельфа может являться отображением трансформной границы между Евразией и Северной Америкой, которая могла существовать, начиная со среднего эоцена. Северная часть этой предполагаемой трансформной границы в пределах Беринговского шельфа, судя по положению аномалий *D*-функции, проходит у восточного берега Чукотки и обнаруживается в Беринговом проливе. Имеющиеся материалы по геологии региона Берингова пролива и уменьшение мощности земной коры в его пределах свидетельствуют, что эта область испытывала на себе растягивающие усилия, как в позднем мелу, так и в кайнозое [33], что поддерживает высказанное предположение.

В пределах Беринговского шельфа юго-восточнее описанных реликтов палеогеновой трансформной границы и субпараллельно ей по положению аномалий *D*-функции установлены два разлома протяженностью порядка 500 км. Первый находится примерно в 150-175 км от сдвиговой системы, протягиваясь от кромки шельфа к острову Св. Лаврентия. Второй отстоит от сдвиговой системы на 320-350 км и трассируется также от кромки шельфа к юго-восточной оконечности о. Св. Матвея и далее в северо-восточном направлении. Установить связь этих протяженных разрывов, пересекающих большую часть шельфа, со сдвигами Аляски в определенной степени возможно только используя плитотектонические реконструкции положения соседствующих континентов западного и восточного полушария.

В соответствии с принципиально известным, начавшимся с позднего мела, вероятно, в связи с раскрытием Атлантики, перемещением Североамериканского континента (Аляски) в юг-югозападном направлении, следовало рассчитать его положение относительно "неподвижной" Евразии для основных заданных временных интервалов. Реконструкции рассчитаны и построены нами в абсолютной системе координат (по отношению к системе горячих точек). В расчетах перемещений плит Тихоокеанской и Кула использовались данные из работ [10, 34, 53, 54]. Относительные движения континентальных Евразиатской и Североамериканской плит рассчитывались по [40, 44] и далее пересчитывались в абсолютную систему горячих точек по данным [44, 52].

Результаты исследований показывают, что сами горячие точки смещаются относительно друг друга с малой скоростью [10, 65]. Для собственно Тихого океана такое смещение становится значимым для возраста древнее 50 млн лет.

Судя по глобальной кинематике плит континентальные Евразиатская и Североамериканская плиты все последние 70 млн лет движутся в направлении океана, навстречу "разбегающимся" в стороны по направлению к континентам океаническим плитам северной Пацифики — Тихоокеанской, Кула и Фараллон. Проведенные оценки относительных движений между Евразиатской и Северо-Американской плитами, начиная примерно с 84 млн лет (со времени начала раскрытия Северной Атлантики) показывают, что требуется примерно 1000 км транспрессионных (сдвиг со сжатием) перемещений между Чукоткой и Аляской.

Положение Евразийского и Североамериканского континентов на этапах позднего мела (80 млн лет), первой половины палеогена (52–50, 50–47 млн лет) и середины миоцена (15–20 млн лет) установлено по соответствующей программе. На приводимых реконструкциях отражено только положение

струкциях отражено только поло

й позволяет проконтролировать их совместимость с имеющимися геологическими реперами (рис. 13) и объяснить образовавшиеся несоответствия в современной структуре. Что касается периокеанической области, то ее реконструкция уже была проведена в прошлых наших работах, и поэтому в данном исследовании не повторяется [19, 20].

континентальных частей литосферных плит, что

Попытки "соединить" геодинамический репер позднего мела для Чукотки – ОЧВП, со структурами Западной Аляски оказались не состоятельными [7, 71]. Полуостров Сьюард Аляски, как бы продолжающий структуры Чукотского полуострова, действительно сложен аналогичными метаморфическими комплексами и одновозрастными гнейсовыми куполами. Однако надсубдукционных вулканитов, которые могли бы сопоставляться с таковыми ОЧВП, там не встречено, а позднемеловые граниты являются продуктом плавления континентальной коры, на что указывают геохимические и изотопные данные. Следует также иметь в виду, что структуры Сьюарда отделены от структур северной Аляски, со строением которой он как будто не связан, поперечной меридионального направления шовной зоной шириной порядка 20 км, которая сложена офиолитовым комплексом, ограниченным с запада надвигом [28, 66]. Эти данные скорее дают основание полагать, что структура Сьюард в конце позднего мела не принадлежала структурам Северной Аляски, а более вероятно, каким-то образом входила в систему складчатых комплексов северной Чукотки, т.е. принадлежала Евразиатской плите. Лишь позже, после приближения Северной Аляски, произошло ее присоединение к ней, о чем свидетельствует упомянутый поперечный офиолитовый шов. На первой (80 млн лет) реконструкции условная граница между "неподвижной" Евразией и Пацификой показана в области распространения уже сформированной среднемеловой складчатой зоны, поскольку Олюторско-Восточно-Камчатская островная дуга была аккретирована к этой окраине существенно позже [5, 20]. Естественно, что южный участок шельфа Беринговского полуострова, в пределах которого большую часть позднего мела преобладали континентальные условия осадконакопления, что подтверждено обильными сборами флористических остатков, также принадлежал "неподвижному" континенту [6]. Анализ реконструкций на 80 и 52-50 млн лет показывает, что в это время ярко выраженная в современной структуре западная сдвиговая система, пересекающая океаническую и континентальную кору Берингова моря, в полном объеме еще не могла существовать. Однако ее участок в пределах шельфа был активным, о чем свидетельствуют условия растяжения в позднемеловое время в Беринговом проливе, где реликты этого сдвига отмечены [33]. Основной же транс-



Рис. 13. Палинспастические реконструкции положения Североамериканской плиты относительно "неподвижной" Евразии на 80 (а), 52–50 (б), 50–47 (в) и 15–20 (г) млн лет тому назад (прямоугольная система координат цифрования в километрах; нулевой "меридиан" – 180°; нулевая "широта" – 55 с.ш.)

1 – Охотско-Чукотский вулканический пояс; 2 – среднемеловая коллизионно-аккреционная система; 3 – Олюторско-Восточно-Камчатский островодужный террейн; 4 – зоны субдукции: а – палеогеновые, б – неогеновые; 5 – сдвиги; 6 – неогеновые спрединговые центры в Командорской котловине; 7 – эоценовое надвиговое сооружение хребта Ширшова; 8 – направление перемещения Тихоокеанской плиты; Л – о. Св. Лаврентия; М – о. Св. Матвея; С – п-ов Сьюард

формной границей при перемещении Северной Америки относительно Евразии был разрыв, следы которого выявлены на современном шельфе в 150 км восточнее. При соответствующем перемещении по этой границе хорошо видно, что позднемеловые вулканиты острова Св. Матвея, которые в современной структуре располагаются существенно южнее предполагаемого простирания Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП), займут положение на его простирании. Наибольшие трудности в интерпретации конкретных ситуаций возникают, как это обычно и бывает, на этапе изменения геодинамической обстановки. Как показывают расчеты, направление перемещения Североамериканской плиты не подвергалось сильным изменениям, а скорость движения на всех этапах превосходила почти вдвое скорость перемещения Евразии. Все изменения были обусловлены геодинамикой плит на востоке северной Пацифики, что непосредствен-

но затрагивало западную часть пояса Кордильер Северной Америки [41]. Однако для Западной Аляски и Северо-Востока Евразии самым существенным событием было изменение направления перемещения Тихоокеанской плиты с север-северо-западного на северо-западное, произошедшее 50—47 млн лет тому назад [32, 34]. Конкретным следствием этого события явилось прекращение поглощения Пацифики под континентальным шельфом Аляски и заложение Алеутской зоны субдукции.

Как это заметно при анализе реконструкций на 50-47 и 15-20 млн лет, после заложения Алеутской зоны субдукции перемещение Североамериканской плиты не прекратилось, однако привело к переходу основного трансформного перемещения с востока на запад, что и вызвало образование сдвиговой системы, рассекающей как континентальную, так и океаническую кору Берингова моря. Именно эта сдвиговая система в юго-западной части Алеутской котловины и ее воображаемое продолжение к юго-западу условно разделяет ту часть Алеутского желоба, где перекрывающая плита могла надвигаться на поглощаемую океаническую плиту (trench roll back), от его Командорской части, которая, в связи с положением на трансформной границе, такой возможности не имела [62]. Движение Североамериканской плиты продолжалось, но это перемещение отражалось не только в откате Алеутского желоба, но и в поглощении алеутской океанической коры в зоне субдукции под дугу Бауэрса. Эти движения прекращаются с момента оформления западной и восточной границ малой плиты Берингия, что было вызвано практически одновременной аккрецией Кроноцкой дуги на западе и началом субдукции легкой малой плиты Якутат, представляющей собой океаническое поднятие [35].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Попытка исследования проблемы возможного существования в домиоценовое время границы между литосферными плитами Евразии и Северной Америки в области шельфа Берингова моря, где континентальная кора этих плит смыкается, практически поставлена впервые. На протяжении многих лет считалось, что вся область Аляски, Беринговского шельфа и Северо-Восток России принадлежали Североамериканской плите. Однако расчеты скоростей и векторов перемещения Восточной Евразии и Аляскинской части Северной Америки для конца позднего мела-палеогена не совпадали, что давало основание для поисков реликтов подобной границы в коре Берингова моря геофизическим методом. Результаты анализа потенциальных геофизических полей с вычислением аномалий *D*-функции и их сопоставление с сейсмогеологическими разрезами

выявили в океанической и континентальной коре Берингова моря ряд субпараллельных зон разломов. В океанической коре эти разрывы приурочены к северо-западной части выявленного ранее поднятия Витус, интерпретируемого как палеогеновая зона растяжения [29]. Расчеты положения верхних и нижних кромок возмущающих масс выявленных разломов и подтверждение их реальности на сейсмических профилях показали, что разрывы затрагивают не только земную кору, но и верхнюю мантию Берингова моря. Обоснование и выделение в океанической коре Алеутской котловины поднятия типа "пуш-ап" протяженностью почти 700 км (поднятие Витгенштейна), образование которого возможно только в условиях параллельных сдвигов, подтвердило соображения о сдвиговой кинематике разломов, основанное на геодинамических заключениях. Полученные данные подтвердили также более ранние предположения о продолжении крупных сдвигов Аляски в пределах Беринговского шельфа. Анализ палинспастических реконструкций показал, что в позднемеловое и раннепалеогеновое время активные перемещения происходили по восточным сдвигам, реликты которых обнаружены на шельфе, а после формирования Алеутской зоны субдукции основные перемещения континентальной и океанической коры переместились на сложно построенную западную сдвиговую систему. Представляется вероятным, что выявленные под осадочным чехлом Берингова моря не активные разломы являются реликтами палеосдвигов, которые формировали эшелонированную трансформную границу между литосферными плитами Евразии и Северной Америки в позднемеловое-палеогеновое время. Формирование этой границы было обусловлено, как показывают расчеты, большей скоростью перемещения Северной Америки относительно Евразии, что, вероятно, было связано с раскрытием Северной Атлантики. Оценки относительных движений между этими плитами, начиная примерно с 84 млн лет, показывают, что требуется около 1000 км транспрессионных (сдвиг со сжатием) перемещений между Чукоткой и Аляской.

Благодарности. Авторы выражают искреннюю признательность А.В. Ландеру за возможность обсуждения составленной по его программе реконструкции перемещения Северной Америки относительно Евразии, и за очень полезные дискуссии по различным вопросам геодинамики.

Работа выполнялась в рамках программы OH39 и поддерживалась грантом РФФИ № 13-05-200115.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

 Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.

- 2. Богданов Н.А. Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М.: Недра, 1988. 219 с.
- 3. *Булина Л.В.* Магнитные аномалии земных глубин. Киев: Наукова думка, 1976. С. 137–151.
- 4. Вержбицкий Е.В., Кононов М.В. Генезис литосферы северной части мирового океана // М.: Научный мир, 2010. 478 с.
- 5. Геология западной части Беринговоморья / Ред. Тильман М.С. М.: Наука, 1990. 158 с.
- Герман А.Б. Альбская—палеоценовая флора Северной Пацифики. М.: ГЕОС, 2011. 280 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 592).
- 7. Зинкевич В.П., Казимиров А.Д., Пейве А.А. Тектоника континентального обрамления Берингова моря // Геотектоника. 1983. № 6. С. 93–108.
- Зоненшайн Л.П., Натапов Л.М. Тектоническая история Арктики // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 31–57.
- 9. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 328 с.
- 10. Кононов М.В. Тектоника плит северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1989. 167 с.
- Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Д., Шипилов Э.В. Геодинамическая модель тектонического развития Арктики в мезозое и кайнозое и проблема внешней границы континентального шельфа России // Геотектоника. 2013. № 1. С. 3–35.
- Ландер А.В., Букчин Б.Г., Дрознин Д.В., Кирюшин А.В. Тектоническая позиция и очаговые параметры Хаилинского (Корякского) землетрясения 8 марта 1991 года: существует ли плита Берингия? // Геодинамика и прогноз землетрясений. Вычислительная сейсмология. Вып. 26. М.: Наука, 1994. С. 103–122.
- 13. Нападенский Г.Б., Шеремет О.Г. Разработка алгоритмов совместного анализа гравитационного и магнитного полей в трехмерном случае // Разведочная геофизика. 1982. № 94. С. 134–146.
- Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
- 15. Сухов А.Н., Чехович В.Д., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Ландер А.В. Возраст фундамента подводного хребта Ширшова (Берингово море) по результатам исследования цирконов методом U-Pb SHRIMP // Докл. РАН. 2011. Т. 439. № 2. С. 233– 239.
- 16. *Тафеев Г.П., Соколов К.П.* Геологическая интерпретация магнитных аномалий. Л.: Недра, 1981. 327 с.
- 17. *Филатова Н.И*. Периокеанические вулканогенные пояса. М., Недра, 1988. 263 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. (Тр. ГИН РАН; Вып. 601).
- Чехович В.Д., Сухов А.Н., Кононов М.В., Паланджян С.А. Геодинамика северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса в позд-

немеловое-раннепалеогеновое время // Геотектоника. 2009. № 4. С. 37-62.

- Чехович В.Д., Сухов А.Н., Шеремет О.Г., Кононов М.В. Кайнозойская геодинамика Беринговоморского региона // Геотектоника. 2012. № 3. С. 47-69.
- 21. Чехович В.Д., Шеремет О.Г. Природа трогообразного осадочного бассейна на севере Алеутской океанической котловины // Докл. РАН. 2011. Т. 440. № 5. С. 669–673.
- 22. Шеремет О.Г. Численное и аналитическое моделирование гравимагнитных полей для изучения глубинных структур коры и перспектив нефтегазоносности // Тектоника и геофизика литосферы. Материалы XXXV МТК. М.: ГЕОС, 2002. С. 319– 323.
- 23. Шипилов Э.В. Строение осадочного чехла западной части Берингова моря // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 1. С. 120–128.
- Aydin A., Nur A. Evolution of pull-apart basins and their scale independence // Tectonics. 1982. Vol. 1. P. 91–105.
- 25. Baranov B.V., Seliverstov N.I., Murav'ev A.V., Muzurov E.L. The Komandorsky Basin as a product of spreading behind a transform plate boundary // Tectonophysics. 1991. Vol. 199. P. 237–269.
- 26. Coe R.S., Globerman B.R., Plumpley P.W., Thrump G.A. Paleomagnetic results from Alaska and their tectonic implication // Ed. Howell P.G. Tectonostratigrafic terrranes of the Circum-Pacific region. Ed. Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Science Series. 1985. Vol. 1. P. 85–108.
- Cooper A.K., Scholl D.W., Marlow M.S., Childs J.R., Redden G.D., Kvenvolen K.A., Stevenson A.J. Hydrocarbon potential of Aleutian basin, Bering sea // Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. 1979. Vol. 63. P. 2070–2087.
- Cooper A.K., Marlow M.S., Scholl D.W. Geologic framework of the Bering Sea crust // Eds. Scholl D.W., Grantz A., Vedder J.G. Geology and Resource Potential of the Continental Margin of Western North America and Adjacent Ocean Basins—Beaufort Sea to Baja California: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Science Series. 1987. Vol. 6. P. 73–102.
- Cooper A.K., Marlow M.S., Scholl D.W., Stevenson A.J. Evidence for Cenozoic crustal extension in the Bering Sea // Tectonics. 1992. Vol. 11. P. 719–731.
- Davis A.S., Pickthorn B.G., Vallier T.L., Marlow M.S. Petrology and age of volcanic-arc rocks from the continental margin of the Bering Sea: implications for early Eocene relocation of plate boundaries // Can. J. Earth Sci. 1989. Vol. 26. P. 17–19.
- Dietz R.S., Holden J.C. The breakup of Pangaea // Scientific American. San Francisco: Freeman and Co., 1970. 518 p.
- Doubrovine P.V., Tarduno J.A. A revised kinematic model for the relative motion between Pacific oceanic plates and North America since Late Cretaceous // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2008. Vol. 113. № B12101, doi: 10.1029/2008JB005585
- 33. Dumitru T.A., Miller E.L., O'Sullivan P.B., Amato J.M., Hannula K.A. Cretaseous to recent extension in the

Bering Strait region, Alaska // Tectonics. 1995. Vol. 14. № 3. P. 549–558.

- Engebretson D.C., Cox R.G., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin // Geol. Soc. Am. Spec. Paper. 1985. Vol. 206. 59 p.
- 35. Finzel E.S., Ridgway K.D., Brennan P.R.K., Landis P. Miocene and Pliocene sedimentary footprint of flatslab subduction of the Yakutat terrane // Geol. Soc. Am. Abstr. Programs. 2007. Vol. 39. P. 491.
- Finzel E.S., Flesch L.M., Ridgway K.D. Kinematics of a diffuse North America–Pacific–Bering plate boundary in Alaska and western Canada // Geology. 2011. Vol. 39. P. 835–838.
- Freymuller J., Gulien S., Christensen D. et al. Opportunitie for EarthScope Science in Alaska in Anticipation of US Array // Workshop Final Report 10/5/11. Austin, Texas. P. 1–37.
- Fuis G.S., Moore T.E., Plafker G., Brocher T.M., Fisher M.A., Mooney W.D., Nokleberg W.J., Page R.A., Beaudoin B.C., Christensen N.I., Levander A.R., Lutter W.J., Saltus R.W., Ruppert N.A. Trans-Alaska Crustal Transect and continental evolution involving subduction underplating and synchronous foreland thrusting // Geology. 2008. Vol. 36 P. 267–270.
- Fujita K., Mackey K.G., McCaleb R.C., Gunbina L.V., Kovalev V.N., Imaev V.S., Smirnov V.N. Seismicity of Chukotka, Northeastern Russia / Eds. Miller E.L., Grantz A., Klemperer S.L. Tectonic Evolution of the Bering Shelf–Chukchi Sea–Arctic Margin and Adjacent landmasses // Geol. Soc. Am. Spec. Paper. 2002. Vol. 360. P. 259–272.
- Gaina C., Roest W.R., Muller R.D. Late Cretaceous– Cenozoic deformation of northeast Asia // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. Vol. 197. P. 273–286.
- Haeussler P.J., Bradley D.C., Wells R.E., Miller M.L. Life and death of the Resurrection plate: evidence for its existence and subduction in the northeastern Pacific in Paleocene–Eocene time // Geol. Soc. Am. Bull. 2003. Vol. 115. P. 867–880.
- 42. Jicha B.R., Scholl D.W., Singer B.S., Yogodzinski G.M., Kay S.M. Revised age of Aleutian island arc formation implies high rate of magma production // Geology. 2006. Vol. 38. P. 661–664.
- Klemperer S.L., Miller E.L., Grantz A., Scholl D.W., the Bering-Chukchi Working Group / Eds. Miller E.L., Grantz A., Klemperer S.L. Tectonic Evolution of the Bering Shelf–Chukchi Sea–Arctic Margin and Adjacent landmasses // Geol. Soc. Am. Spec. Paper. 2002. Vol. 360. P. 1–22.
- Klitgord K.D., Schouten H. Plate kinematiks of the Central Atlantic // The geology of North America. Vol. M. The Western North Atlantic region. 1986. P. 351–378.
- Koppers A.A.P., Morgan J.P., Morgan J.W., Staudigel H. Testing the fixed hypotesis using ⁴⁰Ar/³⁹Ar age progression along seamount trails // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. Vol. 185. P. 237–252.
- Langseth M.G., Hobart M.A., Horai K. Heat flow in the Bering Sea // J. Geophys. Res. 1980. Vol. 85. P. 3627– 3750.
- 47. Layer P.W., Scholl D.W., Newberry R. Ages of Igneous Basement from Komandorsky Islands, Far Western

ГЕОТЕКТОНИКА № 4 2014

Aleutian Ridge // EOS. Trans. AGU. 2007. Vol. 88. № 52. Fall Meet. Suppl. Abstract. P. 72–75.

- 48. *Ludwig W.J.* Structure of the Bering Sea basins / Eds. Burk C.A., Drake C.L. The geology of continental margins. New York; Heidelberg; Berlin: Springer-Verlag, 1974. P. 661–668.
- Mackey K.G., Fujita K., Gunbina L.V., Kovalev V.N., Imaev V.S., Kozmin B.M., Imaeva L.P. Seismicity of the Bering Strait region: evidence for a Bering block // Geology. 1997. Vol. 25. P. 979–982.
- Maus S., Sazonova T., Hemant K., Fairhead J.D., Ravat D. National Geophysical Data Center candidate for the World Digital Magnetic Map // Geochim. Geophys. Geosystem. 2007. Vol. 8. № 6. P. 1–10.
- Miller M.D., Bradley T., Bundtzen T., McClelland W. Late Cretaceous through Cenozoic evolution of southwestern Alaska – the impact of dextral strike slip tectonism // Journal of Geology. 2002. Vol. 110. P. 27– 270.
- 52. Miller E.L., Ireland T.R., Klemperer S.L., Akinin V.V., Brocher T.M. Constraint on the age of formation of seismicalli reflective middle and lower crust beneath the Bering Shelf: SHRIMP zircon dating of xenolith from Saint Lawrence Island / Eds. Miller E.I., Grantz A., Klemperer S.I. Tectonic Evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea – Arctic Margin and Adjacent Landmasses // Geol. Soc. Am. Spec. Paper. 2002. Vol. 360. P. 195–208.
- Molnar P., Stock J. Relative motions of hotspots in the Pacific, Atlantic and Indian Ocean since late Cretaceous time // Nature. 1987. Vol. 327. P. 587–591.
- 54. *Muller R.D., Royer J.Y., Lawer L.A.* Revised plate motions relative to the hotspots from combined Atlantic and Indian Ocean hotspot tracks // Geology. 1993. Vol. 21. № 3. P. 275–278.
- 55. Pavlis T.L., Roeske S.M. The Border Ranges Fault System, southern Alaska / Eds. Ridgway K.D., Trop J.M., Glen J.M.G., O'Neill J.M. Tectonic Growth of a Collisional Margin: Crustal Evolution of Southern Alaska // Geol. Soc. Am. Spec. Paper. 2007. Vol. 431. P. 95–128.
- Plafker G., Nokleberg W.J., Lull W.J. Bedrock geology and tectonic evolution of the Wrangellia, Peninsular, and Chugach terranes along the Trans-Alaska Crustal Transect in the Chugach mountains and southern Copper River Basin, Alaska // J. Geophys. Res. Solid Earth Planet. 1989. Vol. 94. P. 4255–4295.
- Redfield T.F., Scholl D.W., Fitzgerald P.G., Beck M.E. // Escape tectonic and the extrusion of Alaska: past, present and future // Geology. 2007. Vol. 35. P. 1039– 1042.
- Rondenay S., Montesi L.G., Abers L.G. New geophysical insight into the origin of the Denali volcanic gap // Geophys. J. Int. 2010. Vol. 182. P. 613–630.
- Scholl D.W. Viewing the tectonic evolution of the Kamchatka–Aleutian (KAT) connection with an alaska crust extrusion perspective. Volcanism and subduction. The Kamchatka region // Geophysical Monograph Series. 2009. Vol. 172. P. 3–33.
- Sandwell D.T., Smith W.Y.R. Global marine gravity from retrackted Geosat and ERS-1 altimetry // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102. P. 10039–10054.

- Scotese C.R. Jurassic and Cretaceous plate tectonic reconstructions // Paleogeogr. Paleocol. Paleoclim. 1992. Vol. 87. P. 493–501.
- Sdrolias M., Muller D. Controls on back-arc basin formation// Geochem. Geophys. Geosystem. 2006. Vol. 1. № 4. P. 1–40.
- 63. *Sheremet O.G.* The gravity and magnetic method as a tool determination of petroleum structures and fault zones // 31st International Geological Congress. Abstracts. Rio de Janeiro: Brazilian Geological Society, 2000. CD-ROM. P. 3.
- 64. Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Layer P.W., Kravchenko-Berezhnoy I.R. South Anyui suture: tectono-stratigraphy, deformations, and principal tectonic events / Eds. Stone D.B., Fujita K., Layer P.W., Miller E.L., Prokopiev A.V., Toro J. Geology, geophysics and tectonics of Northeastern Russia: a tribute to Leonid Parfenov. European Geosciences Union // Stephan Mueller Publication Series. 2009. Vol. 4. P. 201–221.
- 65. *Steinberger B., Gaina C.* Plate-tectonic reconstructions predict part of the Hawaiian hotspot track to be preserved in the Bering Sea // Geology. 2007. Vol. 35. № 5. P. 7–10.
- 66. Tectonic Map of North America. Northwest Sheet. Scale 1: 5000000. The American Association of Petro-

leum Geologists. P.O. Box. 979. Tulsa, Oklahoma, USA. 74101-0979. 1996.

- 67. *ten Brink U.S., Katzman R., Lin J.* Three-dimensional model of deformation near strike-slip faults // J. Geophys. Res. 1996. Vol. 101. № B7. P. 16205–16220.
- Trop J.M. Latest Cretaceous forearc basin development along an accretionary convergent margin: south-central Alaska // Geol. Soc. Am. Bull. 2008. Vol. 120. P. 207–224.
- 69. Wanke M., Portnyagin M., Hoernle K., Werner R., Hauff F., van den Bogaard P., Garbe-Schonberg D. Bowers Ridge (Bering Sea): an Oligocene–Early Miocene island arc // Geology. 2012. Vol. 40. № 8. P. 687–690.
- Wirth K.R., Grandy J., Kelley K., Sadofsky S. Evolution of crust and mantle beneath the Bering Sea region: evidence from xenolits and late Cenozoic basalts / Eds. Miller E.L., Grantz A., Klemperer S.L. Tectonic Evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea – Arctic Margin and Adjacent Landmasses // Geol. Soc. Am. Spec. Paper. 2002. Vol. 360. P. 167–193.
- 71. *Worrall D.M.* Tectonic history of the Bering Sea and the evolution of Tertiary strike-slip basins of the Bering shelf // Geol. Soc. Am. Spec. Paper. 1991. Vol. 257. 120 p.

Рецензенты: Э.В. Шипилов, Н.А. Горячев

Strike-Slip Fault System in the Earth's Crust of the Bering Sea: A Relic of Boundary between Eurasian and North American Lithospheric Plates

V. D. Chekhovich^a, O. G. Sheremet^a, and M. V. Kononov^b

^a Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia
^b Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Nakhimovsky pr. 36, Moscow, 117581 Russia
e-mail: vadim@ilran.ru
Received May 16, 2013

Abstract—A study based on computation of *D*-function anomalies (method of joint gravity and magnetic data analysis) along profiles in the Bering Sea has been performed in both the Aleutian Basin with oceanic crust and the Bering continental shelf. This study revealed extended faults that affect not only the Earth's crust but also the upper mantle. This is supported by seismic profiling. The calculated palinspastic reconstructions of the position of North America relative to "immobile" Eurasia 80, 52–50, 50–47, and 15–20 Ma ago allowed us to show that the revealed strike-slip faults are probable relics of an echeloned transform boundary between the Eurasian and North American lithospheric plates. The formation of this boundary beginning from the Late Cretaceous was apparently related to opening of the North Atalantic, which determined the large rate of displacement of North America relative to Eurasia.

Keywords: lithospheric plate, Bering Sea, oceanic and continental crust

22