

УДК 551.24.242.2

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ГЕОДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ АЛЕУТСКОЙ И ИДЗУ-БОНИН-МАРИАНСКОЙ ОСТРОВОДУЖНЫХ СИСТЕМ

© В.Д. Чехович^{1,*}, А.Н. Сухов¹, М.В. Кононов², О.Г. Шеремет¹

¹ Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжневский пер., д. 7

² Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва. 117987, Нахимовский пр., д. 36
*e.mail: Vadim@ilran.ru

Поступила в редакцию 7.03.2018 г.; после исправления 25.04.2018 г.; принята в печать 29.05.2018 г.

Проведен сравнительный анализ геологического строения и геодинамического развития практически одновозрастных Идзу-Бонин-Марианской и Алеутской островодужных систем, первая из которых входит в систему окраинных островодужных систем на западе Тихого океана, вторая — межконтинентальная, располагается между континентальными плитами Евразии и Северной Америки. Обе островодужные системы образуют самостоятельные малые литосферные плиты — Филиппинскую и Берингия. Показано, что Идзу-Бонин-Марианская система возникла под влиянием геодинамического взаимодействия исключительно океанических, включая окраинноморские, плит с основной ролью Тихоокеанской субдукции. Формирование Алеутской системы произошло на начальном этапе за счет отделения Алеутской дугой части меловой коры Пацифики и в результате последующих процессов внутри островодужной системы, связанных с геодинамикой перемещения Североамериканской и Евразийской континентальных плит и косой субдукцией Тихоокеанской плиты.

Ключевые слова: субдукция, островодужные системы, литосферные плиты, геодинамика, Идзу-Бонин-Марианская и Алеутская системы

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019127-43>

ВВЕДЕНИЕ

При изучении длительного развития обширных областей активных окраин континентов, ограниченных от океана островными дугами, возникает необходимость выделения такого понятия как островодужная система [46]. Это понятие включает в себя действующую вулканическую островную дугу, внутренние структуры окраинных морей различной генетической природы — ремнантные дуги, междуговые бассейны, структуры, связанные с плюмами, тектонические сооружения на коре окраинного моря и, наконец, окраины континента, которые могли быть сформированными в различной геодинамической обстановке. На западе и северо-западе Тихого океана существуют островные дуги, одни из которых — Курильская, Японская, Идзу-Бонин-Марианская (окраинные), ориентированы вдоль окраины Евразии, а Алеутская дуга соединяет Североамериканский и Евразийский континенты, являясь межконтинентальной, что не ставит ее вне ряда структур активных окраин Тихого океана. Все эти островные дуги являются тихоокеанскими границами, соответствующих островодужных систем (рис. 1). Базовым признаком геодинамики окраинных островодужных систем, располагающихся вдоль границы с Евразией, является существование в тылу островных дуг бассейнов с окраинноморской океанической корой, сформированной в процессе существования зон субдукции. Межконтинентальная Алеутская острово-

дужная система является единственной, в тылу вулканической дуги которой, по мнению большинства исследователей, не раскрывался новообразованный окраинный бассейн. В связи с этим представляет немалый интерес рассмотрение сравнительной геодинамики формирования столь существенно различающихся островодужных систем с целью выяснения, как принципиальных причин возникновения подобной ситуации, так и являющихся следствием конкретных деталей строения и развития. Для подобного исследования наиболее целесообразно выбрать достаточно хорошо изученную Идзу-Бонин-Марианскую, и, естественно, Алеутскую системы. Следует также заметить, что границы Идзу-Бонин-Марианской и Алеутской систем являются также границами и выделяемых малых литосферных плит — Филиппинской и Берингия [7, 30].

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Идзу-Бонин-Марианская островодужная система

Идзу-Бонин-Марианская островодужная система, формирующая Филиппинскую литосферную плиту, изучалась наиболее интенсивно не только наземными геологическими и морскими геофизическими исследованиями, а также с использованием глубоководного бурения и спускаемых аппаратов [20, 31, 35, 75, 78, 79]. Наиболее полный синтез имеющихся в настоящее время

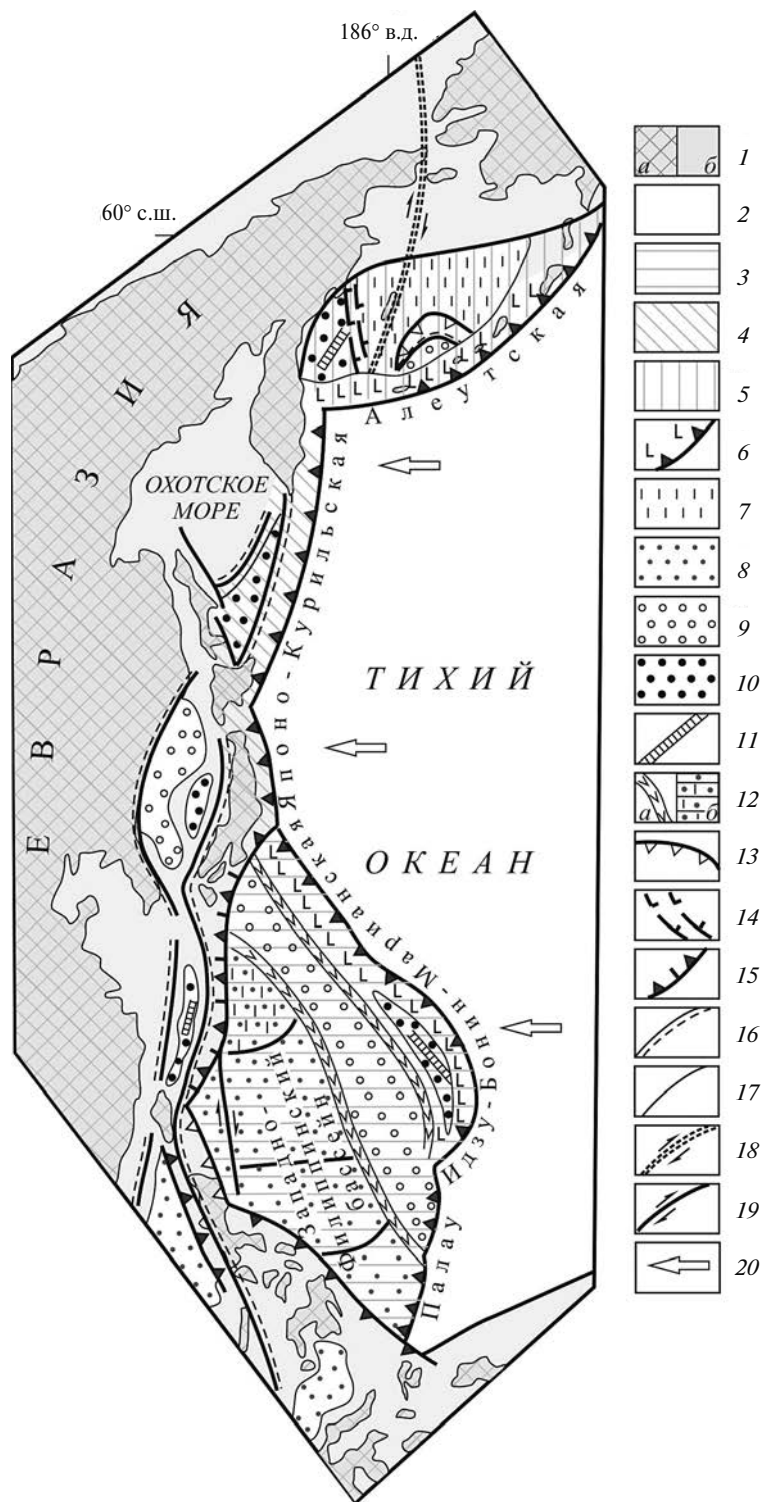


Рис. 1. Схема районирования островодужных систем на западе Тихого океана.

1 — области с континентальной корой: а — на суше, б — в акватории; 2 — океаническая кора Тихого океана; 3–5 — островодужные системы: 3 — Идзу-Бонин-Марианская, 4 — Курило-Японская, 5 — Алеутская; 6 — современные зоны субдукции и корреляционно связанные с ними островные дуги; 7–10 — океаническая кора окраинных морей: 7 — отгороженная меловая Палеопацифики, 8 — новообразованная эоценовая, 9 — новообразованная олигоценовая, 10 — новообразованная миоценовая; 11–14 — внутренние структуры в окраинных морях: 11 — кайнозойские спрединговые зоны, 12 — Идзу-Бонин-Марианская островодужная система: а — кайнозойские ремнантные дуги, б — область Оки-Дайто с плюмовыми характеристиками; 13 — палеогеновые островные дуги; 14 — надвиговое сооружение подводного хребта Ширшова в Алеутской островодужной системе; 15–17 — границы западного континентального обрамления островодужных систем: 15 — субдукционные, 16 — растяжения, 17 — пассивные; 18 — поздне меловая–палеогеновая транслитосферная сдвиговая зона; 19 — сдвиги; 20 — направление перемещения Тихоокеанской плиты

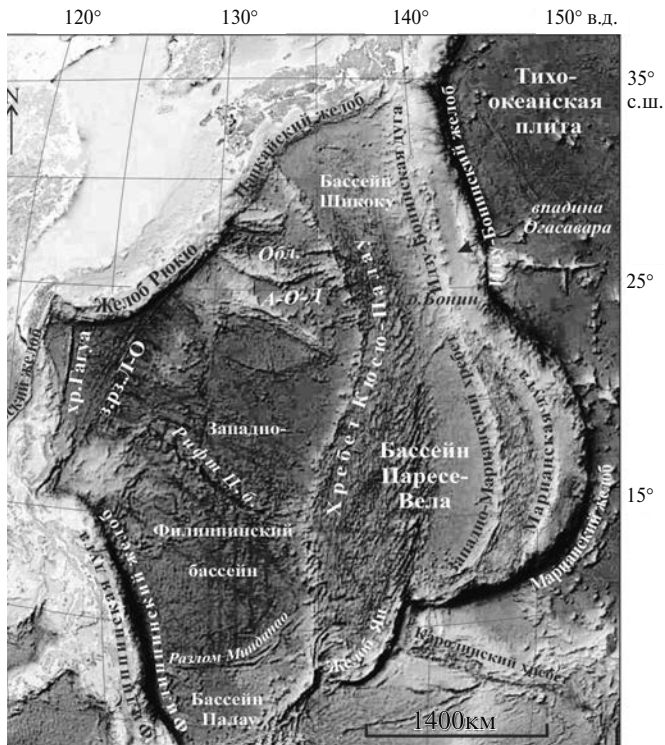


Рис. 2. Основные морфоструктуры Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы (по данным [87] с изменениями и дополнениями).

Показаны: область Амами-Оки-Дайто — А-О-Д, зона разломов Лусон-Окинава — з.рз.Л-О, рифт Центрального бассейна — Рифт ЦБ.

данных по строению Филиппинской плиты, по ее эволюции и формулировка собственной модели опубликован в работе [50].

Идзу-Бонин-Марианская островодужная система отделена от Тихого океана Идзу-Бонинским и Марианским глубоководными желобами. От вулканических дуг окраины юго-восточной Азии (Сикоку, Рюкю и Филиппинской) она отделена Нанкайским и Рюкю (на севере), Минданао и Филиппинским (на юге) глубоководными желобами (рис. 2). Желоб Рюкю в южной части меняет направление с юго-западного на широтное (24° с.ш.) и заканчивается в районе коллизииной зоны о.Тайвань. Северная часть Филиппинского желоба также меняет направление с северо-восточного на широтное и доходит до Филиппинских островов на широте г. Манила (15° с.ш.). Таким образом, глубоководные желоба, ограничивающие островодужную систему с запада и маркирующие положение зон субдукции, не смыкаются. Между конечными районами распространения желобов Рюкю и Филиппинским располагается область (порядка 300 км по простиранию) сложного сочленения Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы с современной вулканической дугой Лусон. Происхождение современной дуги Лусон связано с начавшейся в раннем миоцене субдукцией океанической коры Южно-Китайского моря, которая

направлена в сторону Тихого океана и маркируется Манильским глубоководным желобом. К востоку от шельфа островов вулканической дуги Лусон расположен трог Лусон, смыкающийся с океанической корой бассейна Хуатунг. Возраст коры является предметом обсуждения, хотя поднятые образцы показывают раннемеловые 131–119 млн лет значения [31]. Интерпретация геофизических данных предполагает, что в олигоцене-раннем миоцене зона поглощения океанической коры бассейна Хуатунг была направлена на запад под островную дугу Лусон [31]. Бассейн Хуатунг с востока ограничивается подводным хребтом Гауга, за которым простирается самая большая Западно-Филиппинская котловина Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы. В западной ее части на 2500 км протягивается крупная зона разломов Лусон-Окинава, прекрасно выраженная в морфологии морского дна. Западно-Филиппинская котловина, ограниченная с востока подводным хребтом Кюсю-Палау, делится на три части, ограниченные разломами. На севере выделяется область Амами-Оки-Дайто, границей которой служит уступ Оки-Дайто. Область Амами-Оки-Дайто имеет весьма сложное строение, которое определяется сочетанием подводных хребтов Дайто, интерпретируемых как доэоценовые террейны типа океанических островов [42]. Однако, разделяющие эти разнообразные поднятия пространства характеризуются океаническим типом земной коры, что подтверждается составом поднятых пород, возраст которых признается наиболее древним в Западно-Филиппинской котловине — 55 млн лет. Проанализированные породы обладают индоокеанскими изотопными характеристиками [31]. Эти образования рассматриваются как реликты нависающей плиты при начале формирования Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы. Севернее хребтов Дайто располагается бассейн Амами-Санкаку, в пределах которого глубоководная скважина U-1438 вскрыла базальты с возрастом 48.7 млн лет, определенных методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ [42].

Центральную часть Западно-Филиппинской котловины с юго-востока на северо-запад пересекает зона разлома, интерпретируемая как след спредингового хребта, которому соответствуют полосовые магнитные аномалии, соответствующие формированию бассейна в период 54–33 млн лет [50], хотя по данным [62], спрединг закончился в период 37.5–35.5 млн лет. К югу от Западно-Филиппинской котловины располагается бассейн Палау, отделенный от нее разломом Минданао.

Восточной границей Западно-Филиппинской котловины служит подводный хребет Кюсю-Палау, протягивающийся на 2600 км, который представляет собой позднеэоцен-раннеолигоценую ремнантную островную дугу [46]. Доказывается, что раскол этой дуги произошел 25 млн лет тому назад, в результате чего между ремнантной дугой активной в олигоцене-миоцене, за дугой Западно-

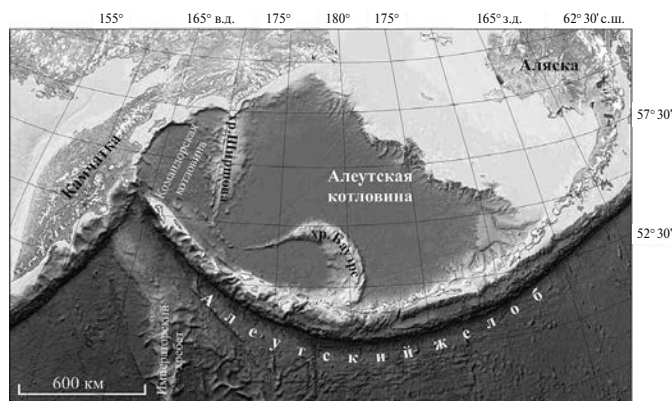


Рис. 3. Основные морфоструктуры Алеутской островодужной системы (по данным [87], изменениями и дополнениями).

Марианского хребта начал формироваться между-дуговой бассейн Паресе-Вела [42], что полностью соответствует принципиальной модели Д. Карига [46]. Между завершившей свое активное развитие в миоцене дугой Западно-Марианского хребта и современной Идзу-Бонин-Марианской вулканической островной дугой располагаются плиоцен-современные междудуговые структуры Марианского бассейна с океаническим типом коры и трога Нисиносима.

Томографические данные показывают, что интерпретируемый след погружающейся под Марианскую дугу океанической плиты имеет практически вертикальное положение и пересекает переходную границу 660 км, погружаясь в нижнюю мантию до глубины 1000 км. Данные по Идзу-Бонинской дуге показывают крутое погружение океанической плиты до глубины 660 км и горизонтальное ее распространение вдоль этой границы на 1000 км [38].

Алеутская островодужная система

От Тихого океана эта островодужная система отделена Алеутской островной дугой и включает в себя три океанические котловины — Алеутскую, Командорскую и Баурса (рис. 3). Асейсмичные подводные хребты Ширшова и Баурса разделяют эти океанические котловины. Обширный Беринговский континентальный шельф на севере, соединяет Азиатский и Северо-Американский континенты. Кайнозойская геодинамика Берингоморского региона уже рассматривалась нами [15, 16], в связи с чем, в непосредственной характеристике крупных структурных единиц Алеутской островодужной системы отражены те данные, которые не рассматривались в предыдущих работах, а также результаты новых исследований.

Беринговский континентальный шельф соединяет Североамериканский и Азиатский континенты. В строении шельфа выделяются внешняя и внутренняя части. Фундамент внутренней части шельфа сложен палеозойскими и возможно более древними метаморфическими комплексами

и вмещает верхнемеловые надсубдукционные магматические образования. Внешняя часть шельфа шириной ≈ 250 км имеет складчатый фундамент, представленный мелководными осадочными отложениями верхней юры и нижнего мела, который перекрыт также мелководными отложениями, кампана-среднего эоцена [84]. Наибольшие мощности осадочного чехла известны в центральных частях глубоких прогибов Наваринском (до 10 км) и Сент-Джордж (до 12 км) [48]. В краевой части бассейна Сент-Джордж скважиной Кост-1 вскрыты среднеэоценовые (43 млн лет, ^{40}Ar - ^{39}Ar) базальты мощностью более 800 м [84].

Принято считать, что фундамент внешней части шельфа на востоке и в центре имеет аккреционное происхождение [13, 55]. Гипотезу об аккреционной природе внешней части Беринговского шельфа и соображения о существовании позднемеловой-раннепалеогеновой зоны поглощения океанической коры под Беринговский шельф мы решили проверить, применив геофизический метод совместного анализа гравиметрических и магнитных данных, метод D-функций, по параллельным профилям, пересекающим краевую часть шельфа с шагом 100 км. Метод D-функций с объяснениями его методических основ [9, 17, 19, 61, 70] успешно применялся нами в Берингоморском регионе [17]. На всех двенадцати профилях, ориентированных нормально по отношению границы шельфа с Алеутской океанической котловиной, зафиксированы аномалии D-функций, которые укладываются в две линии (рис. 4, рис. 5). Максимальные значения аномалий D-функции обычно соответствуют разломам в коре и верхах мантии или границам геологических объектов с резко различными гравитационными и магнитными свойствами. В связи с этим есть основание полагать, что соединение полученных точек расположения аномалий отвечает положению протяженных разрывных нарушений, либо границам кардинально различающихся геологических сред.

- Первая (юго-западная) волнистая линия аномалий приурочена к подножью континентального склона Беринговского шельфа. Результаты сопоставления гравитационных и магнитных данных показывают, что нарушение либо вертикально, либо имеет небольшой (70 – 80°) наклон к северо-востоку. На некоторых профилях для данных аномалий определены кромки возмущающих масс. Интервал залегания верхних кромок на этих профилях оценивается глубинами от 12 – 14 до 35 – 40 км, положения нижних кромок оценивается от 35 – 40 км до 50 – 60 км. Положение этих аномалий у нижней кромки шельфа, их проявление на многих расчетных уровнях, глубины залегания кромок и северо-восточный наклон позволяют предположить, что эти аномалии отражают положение досреднеэоценовой зоны субдукции океанической плиты под Беринговский шельф. Существование такой зоны предполагалось раньше на основании

больших мощностей осадков вдоль континентального склона, интерпретируемых как заполненные глубоководные желоба, сопровождавшие поздне-меловую-раннеэоценовую зону субдукции, продолжавшуюся от южной Аляски [23, 66].

• Вторая (северо-восточная) линия по точкам на расчетных профилях также ориентирована параллельно общему направлению континентального склона и соединяет осевые зоны глубоких впадин в пределах шельфа — Наваринской и Сент-Джордж. Подобно другим случаям в пределах Беринговского шельфа [17] эта линия, соединяющая аномалии, может интерпретироваться как разлом. Вероятно, это нарушение может отвечать достаточно древней аккреционной границе, что, в определенном смысле, подтверждается данными, полученными при исследовании строения островов Прибылова, которые сложены в основном серпентинизированными перидотитами, прорванными дайками гранодиоритов (50–57 млн лет) [55]. Результаты сопоставления гравитационных и магнитных данных показывают, что нарушение имеет вертикальное падение. На некоторых профилях для данных аномалий определены кромки возмущающих масс. Интервалы положения оцениваются:

- верхних кромок от 4–6 км до 12–15 км (верхняя кора),
- нижних кромок от 35–38 до 42–45 км (верхняя мантия).

Алеутская котловина. Мощность консолидированной земной коры в пределах котловины составляет 7.6–8.4 км [22, 27], мощность осадочного чехла в центральных частях достигает 4–5 км и увеличивается к ее бортам, а также в районе северо-восточного подножья хребта Бауэрс, более 12 км. Прежние данные о меловых магнитных аномалиях в Алеутской котловине (M1–M13) стали подвергаться сомнению [65, 73]. В недавнее время в Алеутской котловине были проведены магнитометрические исследования по ряду профилей [64]. Результатом этих работ стало деление Алеутской котловины по характеру магнитного поля на два типа [64]. Первый тип охватывает центральную часть котловины, оконтуривая дугообразную структуру подводного хребта Бауэрс, но не распространяется вплоть до Берингоморского шельфа, также как не продолжается в северную часть котловины к корякскому шельфу. Основной характеристикой этого типа являются меридионально вытянутые магнитные аномалии, предположительно сопоставляемые с линейными аномалиями спрединговых хребтов океанов и тыловодужных бассейнов [64, 73]. Однако определение возраста океанической коры по этим аномалиям оказывается невозможным. Второй тип магнитного поля, занимающий остальную часть Алеутской котловины, обладает относительно нерегулярно ориентированными и широко-амплитудными линейными аномалиями, которые, по мнению ис-

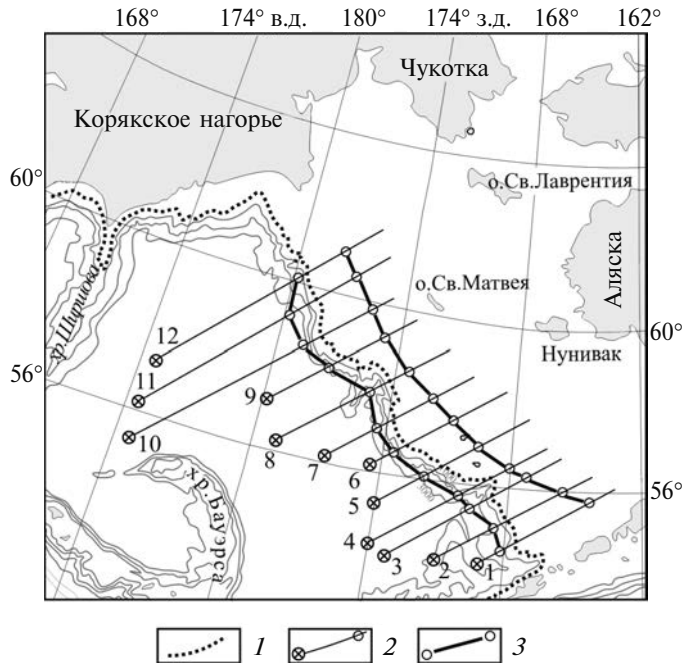
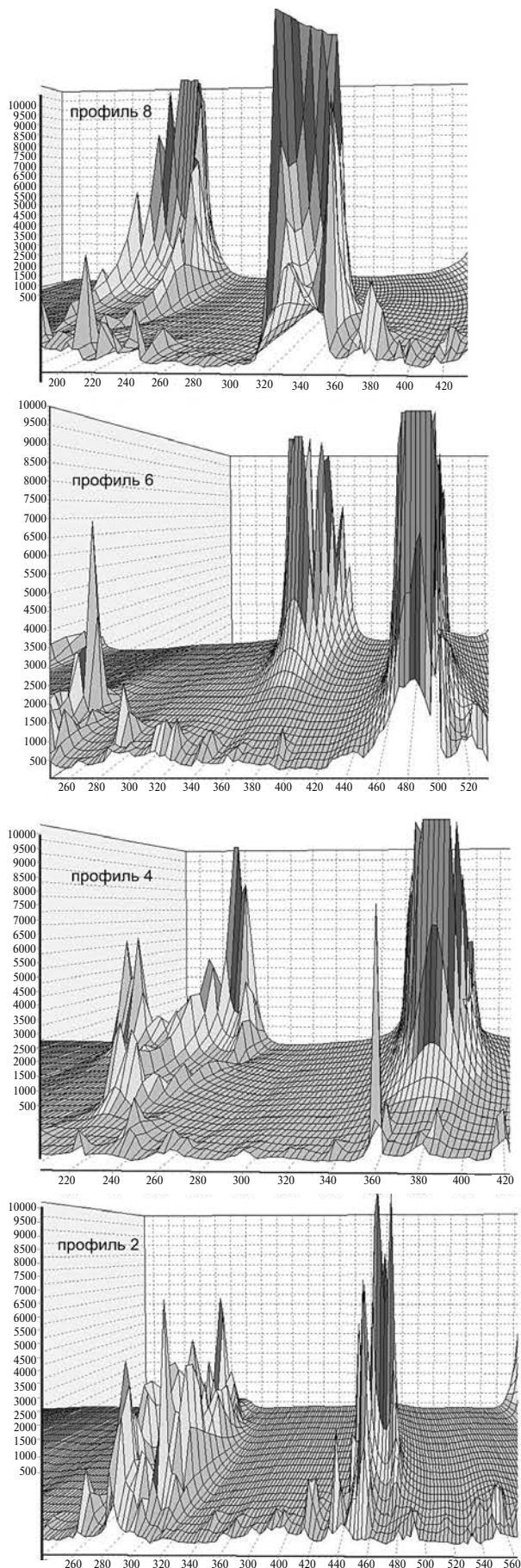


Рис. 4. Положение профилей для определения аномалий D — функции в северо-восточной части Алеутской котловины и во внешней части Беринговского шельфа.

1 — изобата 500 м; 2 — начальные пункты и направление профилей; 3 — точки аномалий D, функции и соединяющие линии

следователей, свойственны коре переходного (от континентального к океаническому) типа [64, 73]. В северо-западной части Алеутской котловины располагается вытянутое с юго-запада на северо-восток погребенное под осадками поднятие Витус [28]. Методом анализа нелинейного коэффициента связи гравитационного и магнитного полей (метод D-функций) вдоль северо-западного склона поднятия Витус установлено существование в фундаменте Алеутской котловины и в пределах Беринговского шельфа реликтов сдвиговой системы поздне-мелового — палеогенового возраста, разделявшей перемещавшиеся с различной скоростью литосферные плиты Евразии и Северной Америки [17]. В 2015г. в экспедиции, организованной Техасским Геофизическим институтом и Институтом Береговых исследований Геологической службы США были проведены сейсмические исследования океанической коры Алеутской котловины по двум ортогональным профилям протяженностью 250 км в пределах юго-восточной части поднятия Витус [25]. Эти профили были заложены юго-восточнее ярко выраженных и совпадающих в пространстве линейных аномалий гравитационного и магнитного полей, где по данным аномалий D-функций, в фундаменте Берингова моря была выявлена сдвиговая система [17]. Важный вывод этих сейсмических исследований состоит в том, что строение коры на этом участке Алеутской котловины аналогично строению коры океанов, а не



коре расширяющихся задуговых бассейнов [25]. Тепловой поток в центральной и юго-восточной частях котловины по расчетам должен соответствовать позднемиценовой океанической коре [5]. Однако, измерения теплового потока в пределах поднятия Витус и наши данные показывают, что эта структура была активной в среднем эоцене [17, 48].

Подводный хребет Бауэrsa. Он начинается к северу от острова Амчитка в центральной части Алеутской дуги. Восточное замыкание хребта Бауэrsa отделяется от Алеутской дуги правосторонним сдвигом [1]. Мощность осадочного чехла в пределах самого хребта изменяется от 0.7–0.9 км. Вдоль поднятия восточного и северного склонов располагается заполненный осадочными отложениями желоб с мощностью осадочных образований до 12 км. Возраст вулканитов, драгированных на склоне хребта, определен в пределах 32–26 млн лет [82]. Петролого-геохимические и изотопные характеристики пород сопоставимы с особенностями вулканитов Алеутской дуги. На юго-западном продолжении хребта Бауэrsa, подняты внутриплитные вулканиты, показавшие возраст 22–24 млн лет [82]. Скважина глубоководного бурения U1342 на гребне хребта Бауэrsa под отложениями среднего миоцена вскрыла разрез вулканитов типичных островодужных серий, датированных 32–26 млн лет методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ [63].

Котловина Бауэrsa. Она отгорожена от Алеутской дугообразным подводным хребтом Бауэrsa. Строение дна котловины Бауэrsa является промежуточным между строением Командорской и Алеутской котловин. Так, мощность осадочного чехла в ней составляет 2–2.5 км, тепловой поток заметно выше чем в Алеутской котловине, но ниже, чем в Командорской (75 мВт/м²). Мощность коры составляет 10–12 км. [5]

Командорская котловина. Командорская котловина характеризуется средними глубинами 3.3–3.4 км. Мощность осадочного чехла составляет всего 1–2 км. Скважина № 191 глубоководного бурения достигла толеитовых базальтов, возраст которых определен в 9.8 млн лет. Результат идентификации магнитных аномалий определяет начало раскрытия Командорской океанической котловины в раннем миоцене, 21 млн лет. Расчеты возраста коры, на основе значений измеренного теплового потока, подтверждают данные по идентифицированным магнитным аномалиям [21].

Подводный хребет Ширшова. Он разделяет Алеутскую и Командорскую океанические котло-

Рис. 5. Профильно-объемные изображения аномалий D-функции на уровнях верхнего полупространства по профилям в пределах северо-восточной части Алеутской котловины и внешней части Беринговского шельфа.

Показаны (горизонтальная плоскость) расстояния от точек начала профилей, км.

Показано (по вертикали) положение экстремумов D-функции в единицах СИ.

вины. Строение хребта охарактеризовано по сейсморазведочным, магнитометрическим данным, исследованиям теплового потока и результатам драгирования [2, 5, 12, 14, 15, 26]. Линейные магнитные аномалии вдоль всего хребта свидетельствуют о структурной целостности хребта. Увеличения мощности осадков вдоль западного или восточного склонов хребта не отмечается. Западный склон хребта осложнен сбросами листрического типа. При драгировании выходов коренных пород акустического фундамента, были подняты обломки амфиболитов, амфиболитизированных габбро и милонитов [12, 14]. Геохимическая характеристика амфиболитизированного габбро, предположительно рассматриваемого в качестве протолита, соответствует составу океанического базальта (N-MORB) без признаков участия надсубдукционных компонентов. Возраст метаморфизма амфиболитов хребта Ширшова составляет 47 ± 5 млн лет (средний эоцен). Среднее значение конкордантного возраста выделенных из амфиболитизированных габбро цирконов составляет 73 ± 1.4 млн лет [14]. Были подняты анизийско-карнийские, кампан-маастрихтские, раннепалеоценовые кремни и нижнеолигоценовые кремнистые глины. Формирование нижнеолигоценовых глин происходило в мелководных условиях.

Структура хребта, также как акустического фундамента прилегающего восточного борта Алеутской котловины, характеризуется западной вергентностью. Нижнеолигоценовые мелководные отложения перекрывают структуры складчатого основания. Мощность земной коры составляет 18 км [2].

Алеутская островная вулканическая дуга

Она отделяет Берингово море от Тихого океана, протягиваясь от Камчатки и продолжаясь на востоке в пределы южной Аляски. Время первых этапов надсубдукционного вулканизма определяется методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ как 46.2 млн лет [43]. Импульсы магматической активности датируются 38–29, 16–11 и 6–0 млн лет [44]. Вулканы центральной и восточной частей Алеутской дуги в основном представлены известково-щелочными базальтами и андезитами, а западной части — андезитами и адакитами [47]. Важнейшим отличием вулканических комплексов фронтальной части Алеутской дуги при сравнении ее с Идзу-Бонин-Марианской островной дугой выступает отсутствие в ее составе пород офиолитовой ассоциации.

Командорский блок Алеутской дуги, вулканы которого имеют наиболее древние датировки [43], отделен от Командорской океанической котловины и юго-западной части Алеутской котловины активным вертикальным сдвигом, с которым связано сильное землетрясение 2017 г. [53]. Параметры этого сейсмического толчка позволили установить, что протяженность этой активной структуры составляет более 400 км [53]. Кроме этого, по ана-

лизу данных GPS наблюдений рассчитана скорость перемещения Командорского блока, которая лишь на одну треть меньше скорости перемещения Тихоокеанской плиты [49]. По анализу сейсмических данных большая часть Алеутской дуги от восточной части Командорского блока до Андриановских островов также отделена от Алеутской котловины серией разломов, часть из которых имеет правостороннюю составляющую [60].

Если в геологическом строении центральной внутриокеанической части Алеутской дуги кроме кайнозойских вулканитов, плутонов и вулканогенно-осадочных комплексов не известно, то часть дуги на континентальном основании — Аляскинский полуостров (террейн Пенинсулар, являющийся частью супертеррейна Врангелия), и шельфовая область с островами (террейны Чугач и Принц Уильямс) имеют длительную и сложную историю формирования, уходящую в средний палеозой [23, 29, 58]. В мезозое и кайнозое эта история определялась процессами аккреции (островодужный юрско-раннемеловой террейн Талкитна) и амальгамации аллохтонных комплексов на конвергентной границе Американского континента (террейны Чугач и Принц Уильямс шельфовой области) [23] (рис. 6). Позднемеловые-раннепалеогеновые надсубдукционные магматические комплексы в пределах террейна Пенинсулар свидетельствуют об обстановке активной континентальной окраины в этот период.

По данным сейсмических исследований установлено, что мощность земной коры Алеутской островной дуги (в среднем более 30 км) существенно превышает мощность типичных внутриокеанических островных дуг, таких как Идзу-Бонин-Марианская и Тонга [24, 36, 40, 45, 60, 71, 81]. Она может сопоставляться с мощностью коры континентов, однако резко отличается от континентальной коры по структуре отражающих границ и скоростным характеристикам, соответствующих составу выделяемых горизонтов [40]. Исследования в восточной части Алеутской дуги позволили проследить характер перехода структур земной коры от внутриокеанической дуги (о. Уналашка — о. Акун) к дуге на континентальном основании (шельфовая зона распространения комплекса Чугач и запада Аляскинского полуострова) с увеличением средней мощности коры от 30 км под островами до 40 км на полуострове [36]. Результаты более поздних сейсмических исследований, проведенных параллельно простиранию дуги, определили мощность земной коры в центральной ее части в $35-37 \pm 1$ км, что заметно больше прежних значений [71, 81]. Более поздние исследования определяют среднюю мощность земной коры Алеутской дуги $38,5 \pm 2,9$ км, кроме западных Алеут (о. Атту), где мощность сокращена на 10 км [45]. Это явление связано с особой историей формирования западной части Алеутской островной дуги [15, 86]. При всех исследованиях обнаруживается, что, судя по более

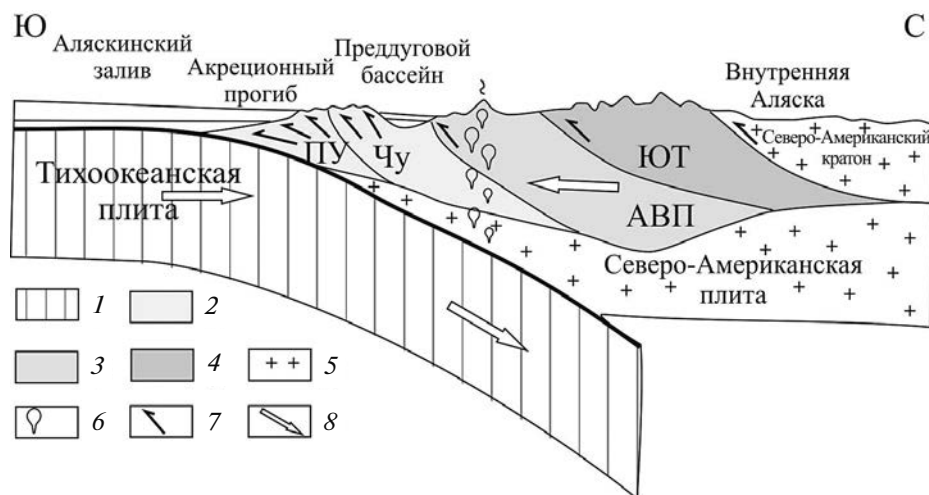


Рис. 6. Схематическая модель пересечения Аляскинской части Алеутской островодужной системы (с использованием данных [55]).

Обозначены террейны: Принц Уильямс — ПУ, Чугач — Чу, Александр-Пенинсулар-Врангелия — АПВ, Юкон-Танана (внутренняя Аляска) — ЮТ.

1 — Тихоокеанская плита; 2–4 — террейны аккреционных призм: 2 — Принц Уильямс (верхнемеловой-нижнеэоценовый) и Чугач (верхнемеловой); 3 — объединенные террейны Александр-Пенинсулар-Врангелия; 4 — террейны Юкон-Танана внутренней Аляски; 5 — Северо-Американская континентальная плита

высоким скоростным характеристикам, и, следовательно, более основному составу, земная кора Алеут не может сопоставляться с континентальной корой аналогичной мощности, также как имеет существенные отличия по мощности коры и скоростным характеристикам от типичных внутриокеанических островных дуг [45]. Более мощная и более высокоскоростная кора Алеутской дуги иногда связывается с недостаточной переработкой ранее существовавшей океанической коры [36]. Кроме этого, в восточной части Алеутской дуги сейсмическими исследованиями установлены отражающие границы до глубины порядка 50 км, т.е. ниже определяемой границы Мохо [24]. Эти данные интерпретируются как переходная зона от основных пород нижней коры к ультраосновным мантийным образованиям и позволяет делать вывод о возможности фракционирования островодужной коры ниже сейсмически определяемой границы Мохо [24].

В заключение целесообразно сравнить сейсмографические данные по рассматриваемым зонам субдукции — Алеутской и Аляскинской с Марианской и Идзу-Бонинской, по данным сводки [38] (рис. 7). В центральной части Алеутской дуги, субдуцируемая тихоокеанская океаническая плита погружается до границы верхней и нижней мантии и затем распространяется вдоль этой границы на 800 км. В Аляскинской части океаническая плита круто погружается и достигает границы переходной зоны, не проникая в нижнюю мантию и не распространяясь горизонтально вдоль этой границы.

Таким образом, наибольшее сходство в характере погружающейся океанической литосферы имеют Идзу-Бонинская и Алеутская зоны субдукции. Марианская и Аляскинская являются как бы антиподами — в Марианской зоне океаническая плита

пересекает переходную зону и проникает в нижнюю мантию на глубину 1000 км, а в Аляскинской зоне океаническая плита останавливается на границе верхней и нижней мантии. Выявленное сходство и различия в картине глубинного положения следов океанических плит пока не могут сопоставляться с известными особенностями строения рассматриваемых островодужных систем, что диктует необходимость продолжения исследований.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Основные трудности исследователей, занимающихся расшифровкой эволюции Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы связаны с проблемами возникновения Западно-Филиппинской котловины. Разрабатывалась гипотеза захвата, отгораживания части океанической коры Пацифики [80]. В настоящее время наиболее приемлемой считается идея изоляции области океанической коры за счет двух противоположно направленных зон субдукции и возникновения спрединга [31, 39] и влияния на этот процесс плюма Оки-Дайто [39]. Все эти процессы, судя по палеомагнитным определениям, начались южнее экватора с последующим непростым перемещением и вращением блоков вплоть до раннего миоцена [39]. Дальнейшие события определялись последовательным расколом островных дуг, что приводило к появлению ремнантных дуг с разделяющими их междуговыми бассейнами, т.е. островодужная система поэтапно расширялась в сторону Тихого океана вместе с откатом глубоководного желоба. Следовательно, современная дуга наследует в своем основании комплексы первичной дуги, что доказывается результатами глубоководного бурения и драгирования

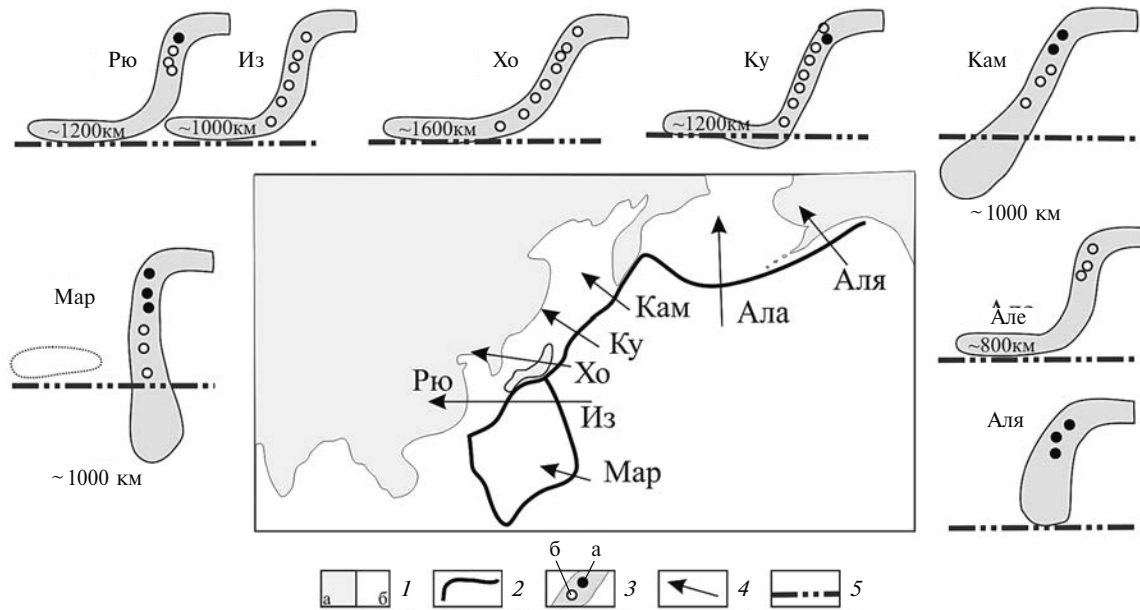


Рис. 7. Строение субдукционных зон северо-запада Тихого океана по данным сейсмотомографии (с использованием данных [38]).

Показаны зоны субдукции: Марианская — Мар, Идзю — Из, Рюкю — Рю, Хонсю — Хо, Курильская — Ку, Камчатская — Кам, Алеутская — Аля, Аляскинская — Аля.

1 — разграничение: а — суша, б — акватория; 2 — зоны субдукции; 3 — состояние погружающейся океанической плиты: а — сжатия, б — растяжения; 4 — направление профилей; 5 — граница переходной зоны между верхней и нижней мантией

[59]. Таким образом, сущность этой модели определяется геодинамикой только океанических плит, включая окраинноморские. Практически с первых лет исследования Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы методами глубоководного бурения решалась также принципиальная проблема магматической эволюции островных дуг от над-субдукционных офиолитов к вулканитам раннего (бониниты) и последующим этапам формирования вулcano-плутонических комплексов островных дуг [74]. В настоящей работе мы затрагиваем эту тему лишь вскользь при сравнении характера магматизма в островодужных системах различного типа. Однако следует подчеркнуть очень важный для геодинамических построений вывод, который сделан на основании продолжительного и комплексного изучения Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы. Суть этого вывода, состоит в том, что базальтовые комплексы задугового бассейна формируются при начале субдукции, практически одновременно или даже раньше, чем базальтовые комплексы островной дуги [39,42, 56, 59].

Инициация Алеутской зоны субдукции. Первая проблема, которая возникает при рассмотрении Алеутской островодужной системы, так же, как и при изучении Идзу-Бонин-Марианской системы, это выяснение причин возникновения Алеутской островной дуги. В самом общем виде, как известно, кардинальной причиной возможного начала процесса внутриокеанической субдукции является гравитационная нестабильность океанической литосферы, обусловленная пониже-

нием температуры и увеличением мощности новообразованной океанической литосферы по мере ее удаления от спредингового хребта. Тем не менее, инициация внутриокеанических зон субдукции происходит при определенных условиях. Рассматриваются следующие случаи:

- катастрофического возникновения таких зон по разломам [39],
- вдоль границ океанической коры с океаническими вулканическими поднятиями [20],
- в связи с различной степенью плавучести, обусловленной различием слагающих плиты образований [56],
- изменение направления перемещения плит [64, 65].

Алеутская зона субдукции не имеет признаков возникновения за счет первых трех перечисленных условий и связана с изменением направления перемещения океанических плит Пацифики [23, 25, 65].

В современной геологической литературе достаточно часто встречаются исследования, в которых обосновывается идея о том, что на этапе 60–50 млн лет происходила существенная смена глобальных геодинамических процессов [65, 74]. В последние годы укоренилось представление о поглощении у восточной окраины Евразии активного спредингового хребта между плитами Изанаги и Тихоокеанской [69, 77, 83, 85]

В тектонической истории Тихого океана, начиная с 80 млн лет и до современности [85], подтверждается и уточняется время глобальных тектонических перестроек для северной части Па-

леопаacificки. Наиболее важным при рассмотрении инициации Алеутской зоны субдукции является уточнение времени изменения направления перемещения океанической плит Пасифики против часовой стрелки — 47.9 млн лет, которое определялось раньше в интервале 50–47.5 млн лет [68, 77]. Древнейшие надсубдукционные базальты в Алеутской дуге датированы 46.2 млн лет, что показывает возникновение островной дуги через 1.5 млн лет после изменения направления перемещения океанической плиты и, вероятно, было обусловлено этим поворотом. Вторым важным уточнением можно считать время слияния плиты Кула с Тихоокеанской, относящееся к 41 млн лет [67, 72, 83].

Согласно большинству реконструкций для позднего мела и раннего палеогена, на севере Пасифики граница между плитами Кула и Тихоокеанской имела комбинированное строение, что восстанавливается по рисунку линейных аномалий магнитного поля С34–С17 [5, 32, 33, 37]. Характерный коленообразный изгиб аномалий соответствует тройной точке сочленения плит Кула–Тихоокеанская–Фараллон на востоке. Уверенно определяемые линейные магнитные аномалии на небольшое расстояние протягиваются в западном направлении, фиксируя спрединговую границу пары плит Кула–Тихоокеанская. Далее аномалии С34–С30 утыкаются в Императорский трог, который интерпретируется исследователями как трансформный разлом, а более молодые аномалии С31–С20 срезаются трансформным разломом Стейлмэйт [5, 32, 33, 37, 57, 83]. Таким образом, эти разломы являются естественными границами распространения магнитных аномалий на западе. Это обстоятельство позволяет рисовать границу плит Кула–Тихоокеанская как спрединговую, на западе переходящую в трансформную. Сохранились небольшие фрагменты этих разломов, они ориентированы в северных румбах, разлом Стейлмэйт в районе аномалии С22, что соответствует 50 млн лет и на момент заложения Алеутской дуги он простирается строго на север. Следовательно, реконструируя трансформную границу рассматриваемой пары плит, ее можно обоснованно трассировать в северном направлении. Предположительно, до формирования Алеутской зоны поглощения граница плит Кула–Тихоокеанская могла протягиваться на север вплоть до возможной позднемеловой–раннепалеогеновой зоны субдукции под Берингоморский шельф [20, 61]. На реконструкциях во время инициации Алеутской зоны субдукции в период перестройки границ плит всей Пасифики примерно 50 млн лет назад, субмеридиональная трансформная граница между плитами Кула и Тихоокеанской (в современных координатах) проходила у современных островов Адак, 175° в.д. [32, 33, 37, 57, 83] (рис. 8, рис. 9).

Простираение всей Алеутской островной дуги определялось на востоке юго-западной ориентировкой континентального склона Аляски, как это и было в позднем мелу и начале палеогена. Веро-

ятно, эта ориентировка предопределила направление инициации восточной океанической части Алеутской зоны субдукции до трансформной границы плиты Кула с Тихоокеанской плитой. По нашему мнению, на этом этапе трансформная граница явилась западным ограничением Алеутской дуги. Возраст литосферы этих плит по обе стороны от трансформной границы был различен, также как и скорость движения плиты Кула, которая в два раза превосходила скорость движения Тихоокеанской плиты [6, 33, 54].

Другим определяющим обстоятельством формирования западной части Алеутской зоны субдукции служила транслитосферная граница между перемещавшимися с различной скоростью Евразийской и Северо-Американской плитами, продолжавшаяся из районов шельфовой части в область океана [17].

В условиях особого положения Командорских островов вдоль трансформной границы, где известны эоценовые (46.2 млн лет) надсубдукционные вулканы [52], мы считаем, что в эоцене надсубдукционного вулканизма в пределах Командорского блока возникнуть не могло.

По данным палеомагнитных исследований в позднем эоцене Командорские острова находились на палеошироте 53°, что в современной структуре отвечает центральной части Алеутской дуги [16]. Поскольку Алеутская дуга формируется при косо́й субдукции Тихоокеанской плиты, вызывающей значительное растяжение островной гряды, благодаря существенной сдвиговой компоненте [34], палеомагнитная реконструкция получает дополнительное подтверждение происшедшему перемещению эоценовых надсубдукционных вулканитов Командорских островов из южного положения центральных Алеут. Алеутская зона субдукции и островная гряда в позднем эоцене приближается и сталкивается с Говенско-Кроноцкой дугой, формируя аналог современной структуры Алеутско-Камчатской зоны субдукции [16]. Завершение вулканизма и предолигоценое несогласие, отмечаемое в Кроноцком островодужном террейне, по времени совпадает с несогласием на Алеуте. Существует вероятность, что экзотический материал, отмечаемый в олигоценых осадочных толщах острова Беринга [11] поступал с Говенско-Кроноцкой островной гряды, аккрецированные террейны которой сложены разнообразными верхнемеловыми и палеогеновыми комплексами, включая базит-гипербазитовую и метаморфическую ассоциацию.

Геодинамическая природа Алеутской котловины. В рамках теории тектоники литосферных плит, была выдвинута концепция отгораживания Алеутской зоной субдукции части океанической плиты Пасифики [27]. Долгое время эта концепция была безальтернативной. Исследования Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы привели некоторых исследователей к мысли, что все внутритрокеанические дуги должны были развиваться по подобному же сценарию [73]. Ре-

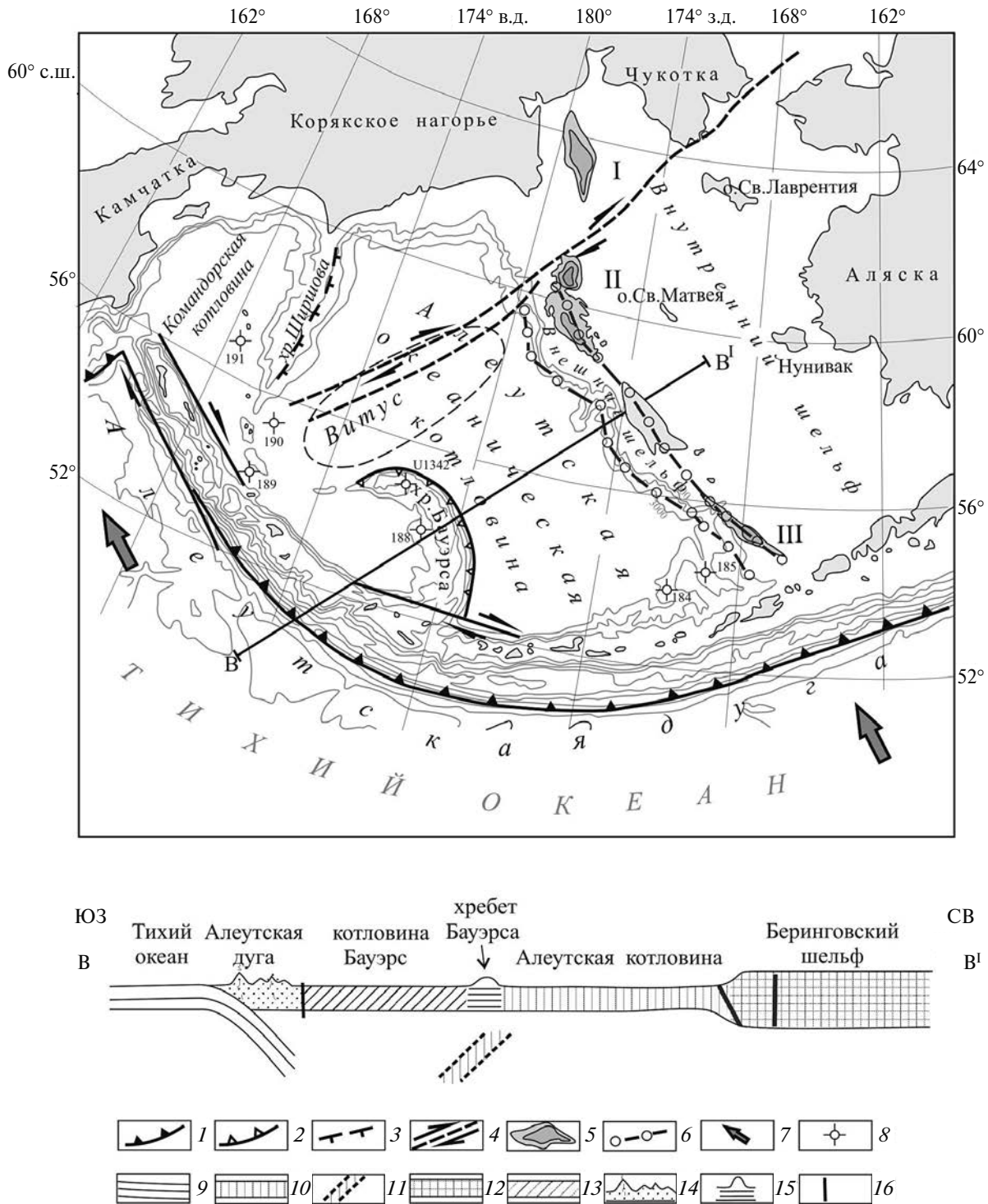


Рис. 8. Схема основных морфоструктур и некоторых тектонических элементов Берингова моря. 1 – современная зона субдукции; 2 – палеогеновая зона субдукции; 3 – надвиговое сооружение подводного хребта Ширишова; 4 – сдвиги, в том числе по данным анализа аномалий D-функции [17]; 5 – осадочные прогибы в пределах шельфа с мощностями осадков 6–9 км и 9–12 км; I – Анадырский, II – Наваринский, III – Сент-Джордж; 6 – аномалии D-функции и соединяющие их линии; 7 – направление перемещения Тихоокеанской плиты; 8 – скважины глубоководного бурения; 9 – Тихоокеанская плита; 10 – меловая океаническая кора Алеутской котловины с ослабленной нижней корой (по [41]); 11 – предполагаемый палеогеновый слэб; 12 – континентальная кора Берингоморского шельфа; 13 – палеогеновая океаническая кора котловины Бауэрс; 14 – Алеутская островная дуга; 15 – палеогеновая островная дуга подводного хребта Бауэрс; 16 – разлом

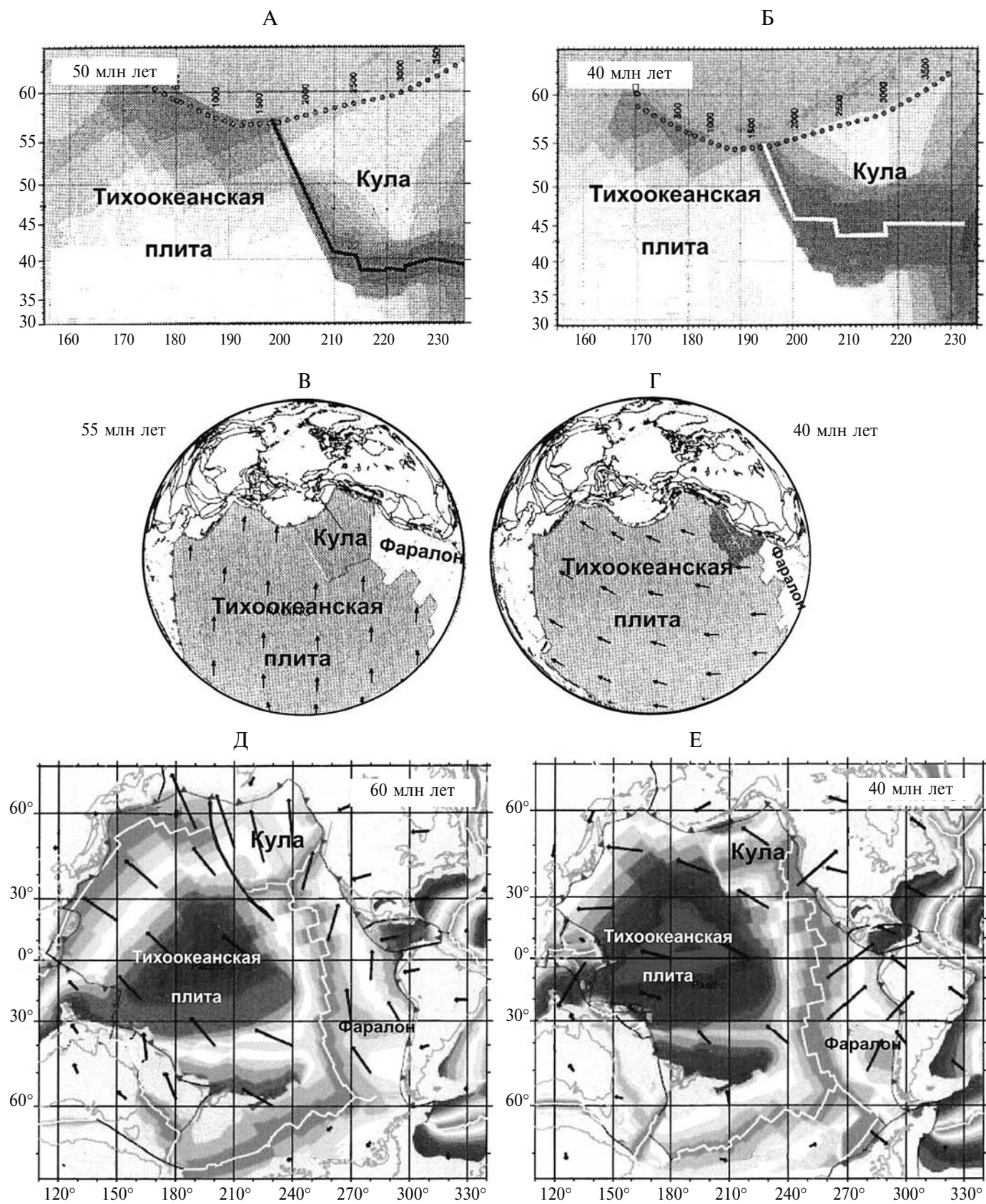


Рис. 9. Реконструкции положения границы плит Кула-Тихоокеанская Алеутской зоны субдукции: до образования А — по [64], В — по [29], Д — по [80] и после образования Б — по [64], Г — по [29], Е — по [80].

зультаты магнитометрических работ в Алеутской котловине [64], позволили сформулировать новую концепцию [64,73]. Этой идее противоречат фактические данные опубликованных работ [5, 14, 25, 46, 51]. Таким образом, на данном этапе изученности, суждение о том, что Алеутская котловина представляет собой часть океанической плиты Пацифики, отгороженной Алеутской зоной субдукции, представляется наиболее приемлемой.

Геодинамическая природа и возраст образования хребта Бауэрс долгое время были предметом дискуссий, поскольку материалы о характере пород его фундамента и их возрасте отсутствовали. Данные драгирования и бурения [63, 82] подтвердили предположения относительно островодужной природы хребта Бауэрс и определили олигоцен-миоценовый его возраст (см. рис. 8). Однако основная проблема инициации зоны субдукции внутри окраинного бассейна заключается в поиске условий, способствовавших этому процессу. По нашему мнению, в качестве первого условия, благоприятствующего возникновению субдукции в пределах котловины, могло служить возникновение региональной астеносферной конвекции под крайними бассейнами, приводящей к легкой деформируемости коры задуговых бассейнов [41]. Второе условие, связано с тем, что отступление желоба для Алеутской системы обусловлено только перемещением нависающей Североамериканской плиты. Таким образом, любое торможение отступления Алеутского желоба должно вызвать возрастание напряжения в коре окраинного бассейна. Подобная ситуация, вероятно, возникла во время одновременного (конец позднего эоцена-олигоцен) перемещения Командорского бока из центральной области дуги в северо-западном направлении и подхода к зоне поглощения молодой (30 млн лет) плавучей океанической коры Тихоокеанской плиты, затруднявшей откат желоба [67]. При непрерывном перемещении к юго-западу Североамериканского континента, в пределах ослабленной коры Алеутского бассейна, возник разрыв, и в олигоцене (возможно, в самом конце эоцена) начался компенсационный процесс субдукции коры северо-восточной части Алеутской котловины, приведший к формированию олигоцен-миоценовой островной дуги хребта Бауэрс [18]. Поглощение океанической коры Алеутской котловины происходило только в той ее части, которая входила в состав Североамериканской плиты, перемещавшейся с большей скоростью, нежели Евразийская. С предположением о таком ходе событий согласуется расчет положения отступающего Алеутского желоба [64] (рис. 10). Максимальное отступление желоба происходило между 50 и 40 млн лет, что соответствует первому этапу развития Алеутской островной дуги еще до формирования зоны поглощения под хребет Бауэрс. Основному этапу формирования дуги отвечает самое малое за всю историю отступление желоба (40–

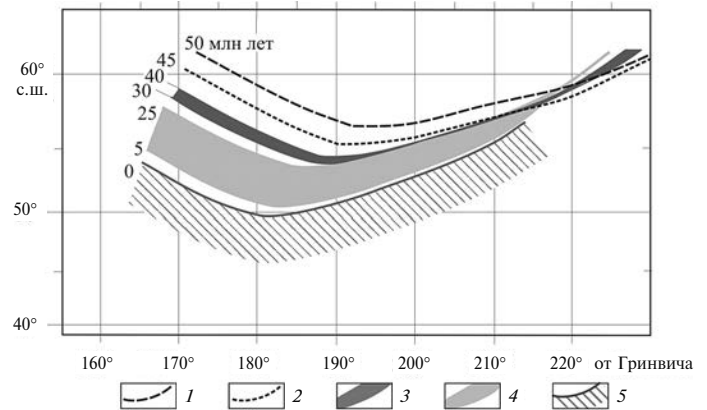


Рис. 10. Изменение положения Алеутского желоба, млн лет (с использованием данных [64]).
1 — 50 млн лет; 2 — 45 млн лет; 3 — 40–30 млн лет; 4 — 25–5 млн лет; 5 — 0 млн лет

30 млн лет). Возраст островодужных вулканитов хребта Бауэрс (32–26 млн лет) позволяет предполагать определенную взаимосвязь датированных событий. Перемещение желоба от 40 до 30 млн лет, когда могло начаться формирование дуги Бауэрса, в четыре раза меньше, чем за такой же промежуток времени (от 50 до 40 млн лет).

Олигоценая субдукция алеутской океанической коры под островную дугу Бауэрс вероятно приводила к процессам растяжения, достигавшим область шельфа, во внешней части которого существовал след аккреционного шва, выявленного нами геофизическим методом (анализ D-функций). Вдоль этой ослабленной зоны с конца позднего эоцена, и в основном в олигоцене, развиваются глубокие прогибы (Наваринский и Сент-Джонс), заполненные осадками. Кроме этого, в прогибе Сент-Джонс при бурении обнаружена толща базальтов с возрастом 42–43 млн лет, вероятность связи которых с этим швом достаточно велика.

Геодинамика формирования Командорской глубоководной котловины и подводного хребта Ширшова были достаточно подробно освещены в наших работах [3, 4, 15, 16, 17]. Командорская котловина является новообразованным в миоцене малым океаническим бассейном. Ее формирование произошло при переходе от косой субдукции к трансформному скольжению, что вызвало подъем астеносферы и раскрытие океанической впадины [86]. Хребет Ширшова был сформирован при повороте океанической плиты 50–47 млн лет тому назад перед инициацией Алеутской зоны субдукции. Поворот плиты вызвал сгруживание океанической коры, образовав надвиговое сооружение.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ показал, что заложение и эволюция окраинной Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы обязано только постоянной субдукции Тихоокеанской океанической

плиты. Инициация зоны субдукции, связанная с глобальной геодинамической перестройкой Пацифики 60–50 млн лет тому назад, привела к сложному с двумя этапами спрединга формированию Западно-Филиппинского задугового бассейна, ремнантных дуг, разделяющих их междуговых бассейнов и современной вулканической островной дуги, сохраняющей в фундаменте инициальные надсубдукционные магматические комплексы [39, 56]. Этот процесс привел к непрерывному расширению островодужной системы в сторону Тихого океана [32]. В соответствии с палеомагнитными данными начальное формирование Филиппинской литосферной плиты происходило южнее экватора с последующим значительным ~3000 км перемещением и вращением таких крупных структур, как Западно-Филиппинский бассейн.

Развитие межконтинентальной Алеутской системы связано с инициацией зоны субдукции в океанических плитах Пацифики, занимавших пространство между Евразийской и Североамериканской континентальными плитами. Процесс алеутской субдукции не вызвал раскрытия молодого окраинного бассейна, как это свойственно развитию Идзу-Бонин-Марианской системы и других окраинных островодужных систем запада Тихого океана. Алеутская зона субдукции повторила характеристику предшествовавшей поздне меловой-раннеэоценовой Беринговско-Аляскинской зоны субдукции, которая также не сопровождалась раскрытием задугового бассейна в пределах Беринговского шельфа или Южной Аляски. Анализ реорганизации литосферных плит Пацифики и мантийных потоков [69] показывает, что изменение направления мантийных потоков, произошедшее в период между 53 и 47 млн лет, привело к тому, что на рубеже 50 млн лет мантийный поток в области еще не существующей Алеутской дуги двигался в целом параллельно ее направлению, а в 40 млн лет — развернулся по нормали к Алеутской дуге, т.е. в направлении погружения океанической плиты. Как нам представляется, эта картина воспроизводит основную характеристику чилийского типа субдукции, когда направление мантийного потока соответствует погружению океанической плиты и не приводит к формированию окраинного бассейна [76]

Особенностью межконтинентальной Алеутской островодужной системы является значительная мощность земной коры океанической части Алеутской дуги (35–37 км), которая при одинаковом времени формирования, почти вдвое превышает мощность земной коры Марианской дуги (18–21 км) [8, 10]. Этот факт ставит пока неразрешенную проблему необычно высокой магматической активности Алеутской зоны субдукции, поскольку и другие внутриокеанические островные дуги характеризуются существенно меньшей мощностью.

Хребет Ширшова, хребет Бауэрса, входящие в структуру Алеутской островодужной системы, были сформированы в результате различных геодинамических процессов, но совершенно не были связаны с процессами поглощения Тихоокеанской плиты, как это характерно для внутренних структур Идзу-Бонин-Марианской системы. Лишь раскрытие олигоцен-миоценовой Командорской океанической впадины в определенной мере связано с субдукцией Тихоокеанской плиты, поскольку в результате перехода от косо́й субдукции к трансформному скольжению произошло появление астеносферного окна, приведшего к спредингу и образованию Командорской котловины. Межконтинентальная Алеутская островодужная система перемещалась в юг-юго-западном направлении на ≥ 350 –400 км, что было обусловлено движением Евразийского и Североамериканского континентов. Ее формирование и развитие, в отличие от Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы, происходило при взаимодействии океанических и континентальных плит при пропагации системы с востока на запад, связанной с косо́й субдукцией Тихоокеанской плиты.

Источник финансирования. Финансирование проводилось за счет субсидии ГИН РАН (г. Москва) по теме № 0135-2016-0022. Исследование поддержано грантом РФФИ № 16-05-00199 и грантом РНФ, проект № 14–50–00095.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданов Н.А. Глубоководные впадины запада Тихого океана // М.: Недра, 1990. 189 с.
2. Богданов Н.А., Непрочнов Ю.П. Геология глубоководных впадин Берингова моря // 27-й МКГ. История происхождения окраинных и внутренних морей. Симпозиум SW-06.2.3. Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 6. Ч. 2. С. 4–11.
3. Богданов Н.А., Вишневская В.С., Сухов А.Н., Федорчук А.В., Чехович В.Д. Океаническая олистострома западного побережья Алеутской впадины (Берингово море) // Геотектоника. 1982. № 5. С. 74–80.
4. Богданов Н.А., Гарвер Дж.И., Чехович В.Д., Палечек Т.Н., Леднева Г.В., Соловьев А.В., Коваленко Д.В., Коваленко, Д.В., Соловьев А.В. Обстановка формирования флишоидно-олистостромового комплекса западного побережья Алеутской глубоководной впадины // Геотектоника. 1999. № 5. С. 52–66.
5. Вержбицкий Е.В., Кононов М.В. Генезис литосферы северной части мирового океана // М.: Научный мир, 2010. 478 с.
6. Кононов М.В. Тектоника плит северо-запада Тихого океана. М. Наука, 1989. 169 с.
7. Ландер А.В., Букчин Б.Г., Дроздин 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. М.: Наука, 1994. Вып. 26. С. 103–122.
8. Литосфера Филиппинского моря // Литосфера окраинных и внутренних морей / М.: Геофизический Центр РАН — Московский центр данных по физике твердой Земли. <http://www.wdcb.ru/sep/lithosphere/>

9. *Нападенский Г.Б., Шеремет О.Г.* Разработка алгоритмов совместного анализа гравитационного и магнитного полей в трёхмерном случае // Разведочная геофизика. 1982. № 94. С. 134–146.
10. *Родников А.Г., Заборинская Л.П., Рашидов В.А., Родкин М.В., Сергеева Н.А.* Геотраверс Северо-Китайская равнина — Филиппинское море — Магеллановы горы // Вест. КРАУНЦ. 2007. № 1. Вып. 9. С. 79–89.
11. *Ростовцева Ю.В.* Литология палеоцен-эоценовых и эоценовых отложений Командорских островов. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 1994. 31 с.
12. *Силантьев С.А., Баранов Б.В., Колесов Г.М.* Геохимия и петрология амфиболитов хребта Ширшова (Берингово море) // Геохимия. 1985. № 12. С. 1694–1704.
13. *Соколов С.Д.* Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
14. *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 // ДАН. 2011. Т. 439. № 2. С. 233–239.
15. *Чехович В.Д., Сухов А.Н., Кононов М.В., Паланджян С.А.* Геодинамика северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса в поздне меловое-раннепалеогеновое время // Геотектоника. 2009. № 4. С. 37–62.
16. *Чехович В.Д., Сухов А.Н., Шеремет О.Г., Кононов М.В.* Кайнозойская геодинамика Берингоморского региона // Геотектоника. 2012. № 3. С. 47–69
17. *Чехович В.Д., Шеремет О.Г., Кононов М.В.* Сдвиговая система в земной коре Берингова моря — реликт границы Евразийской и Северо-Американской литосферных плит // Геотектоника. 2014. № 4. С. 3–22.
18. *Чехович В.Д., Сухов А.Н.* Геодинамика формирования палеогеновой островной дуги подводного хребта Бауэрса (Берингово море) // ДАН. 2015. Т. 461. № 2. С. 201–206.
19. *Шеремет О.Г.* Численное и аналитическое моделирование гравимагнитных полей для изучения глубинных структур коры и перспектив нефтегазоносности // Тектоника и геофизика литосферы. Материалы 35-го Тектонического совещания / М.: ГЕОС. 2002. С. 319–323.
20. *Arculus R.J., Ishizuka O., Bogus K.A. et al.* A record of spontaneous subduction initiation in the Izu-Bonin-Mariana arc // Nature Geoscience. 2015. Vol. 8. P. 728–734.
21. *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.
22. *Barth G.A., Scheirer D.S., Christeson G.L., Stern R.J., and Scholl D.W.* New geophysical constraints on the tectonic history of the Bering Sea // AGU Fall meeting. Abstract 2012 T51D-2625.
23. *Bruns T.R., von Huene R., Culotta R.C., Lewis S.D., Ladd J.W.* Geology and petroleum potential of the Shumagin Margin, Alaska // Geology and Resource Potential of the Continental Margin of Western North America and Adjacent Ocean Basins: Beauford Sea to Baja California / D.W. Scholl, A. Grantz, J.D. Vedder (eds.). Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, TX. 1987. Vol. 6. P. 157–189.
24. *Calvert A.J., McGeary S.* Seismic reflection imaging of ultradeep roots beneath the eastern Aleutian island arc // Geology. 2013. Vol. 41. No 2. P. 203–206.
25. *Christensen G.L., Bath G.A.* Aleutian oceanic crust // Earth Planet. Sci. Lett. 2015. Vol. 426. P. 167–175.
26. *Cooper A.K., Marlow M.S., Ben-Avraham Z.* Multichannel seismic evidence bearing on the origin of Bowers Ridge, Bering Sea // Geol. Soc. Am. Bull. 1981. Vol. 92. P. 474–484.
27. *Cooper A.K., Marlow M.S., Scholl D.W.* Geologic framework of the Bering Sea crust // Scholl D.W., Grantz A., Vedder J.G. (eds.) Geology and Resource Potential of the Continental Margin of Western North America and Adjacent Ocean Basins: Beauford Sea to Baja California. Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, TX. 1987. Vol. 6. P. 73–102.
28. *Cooper A.K., Marlow M.S., Scholl D.W., Stevenson A.J.* Evidence for Cenozoic crustal extension in the Bering Sea region // Tectonics. 1992. Vol. 11. No 4. P. 719–731.
29. *Cowan D.S.* Revisiting the Baranof-Leech River hypothesis for early Tertiary coastwise transport of the Chugach-Prince Willams terrane // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. Vol. 213. No 2. P. 463–475.
30. *Cross R.S., Freymuler J.* Evidence for and implication of a Bering Plate based on geodetic measurement from the Aleutians and Western Alaska // J. Geophysical Research. 2008. Vol. 113. No B07405. P. 1–19.
31. *Deschamp A., Monie P., Lallemand S., Hsu S-K., Yah Y.* Evidence for Early Cretaceous oceanic crust trapped in Philippine Sea Plate // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. Vol. 179. No. 3-4. P. 503–516.
32. *Domeier M., Shepard D.E., Jacob J., Gaina C., Doubrovin P.V., Torsvik T.H.* Intra oceanic subduction spanned the Pacific in the Late Cretaceous-Paleocene // Science Advance. 2017. Vol. 3. No 11. P. 1–5.
33. *Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G.* Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin // J. Geophysical Research. Vol. 89. B12. 1984. P. 10291–10310.
34. *Geist E.I., Scholl D.W.* Application of continuum models to deformation of the Aleutian Island Arc // J. Geophysical Research. 1992. Vol. 97. B4. P. 4953–4967.
35. *Faccena C., Di Giuseppe E., Funicello F., Lallemand S., Hunen van J.* Control of seafloor aging on the migration of the Izu-Bonin-Mariana trench // Earth Planet. Sci. Lett. 2009. Vol. 288. No 3. P. 386–398.
36. *Fliender M.M., Klempner S.L.* Crustal structure transition from oceanic arc to continental arc, eastern Aleutian Island, Alaska Peninsula // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. Vol. 179. No 3-4. P. 567–579.
37. *Gee J.S., Kent P.D.* Source of oceanic magnetic anomalies and geomagnetic polarity timescale // Treatise on geophysics. Geomagnetism. 2007. Vol. 5. P. 455–507.
38. *Goes S., Agrusta R., von Hunen J., Carel F.* Subduction-transition zone interaction: A review // Geosphere. 2017. Vol. 13. No 3. P. 644–664.
39. *Hall C.E., Gurnis M., Sdrolias M., Lavier L., Müller R.* Catastrophic initiation of subduction following forced convergence across fracture zones // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. Vol. 212. No 4. P. 15–30.

40. *Holbrook W.S., Lizarralde D., McGeary S., Bangs N., Deibold J.* Structure and composition of the Aleutian island arc and implications for continental crustal growth // *Geology*. 1999. Vol. 27. No 6. P. 31–34.
41. *Hydeman R.D., Currie C.A., Mazzotti S.P.* Subduction zone backarcs, mobile belts, and orogenic heat // *GSA Today*. 2005. Vol. 15. No 2. P. 4–10.
42. *Ishizuka O., Hickey-Vargas R., Arculus R.J., Yogodzinski G.M., Savov I.P., Kusano Y., McCarty A., Brandl Ph.A., Sudo M.* Age of Izu-Bonin-Mariana arc basement // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2018. Vol. 481. No 2. P. 80–90.
43. *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. 34. No 3. P. 661–664.
44. *Jicha B.R., Ray S.M., Shaen A.J., Tibbets A.K., Singer D.W.* Evolution of Aleutian arc // Active tectonic and magmatism of Alaska, the Aleutian and Northwest Canada. AGU Fall Meeting, San Francisco, 2014.
45. *Janiszewski H.A., Abers G.A., Shillington D.J., Calkins J.A.* Crustal structure along the Aleutian island arc: constrained by active source data // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2013. Vol. 14. No 8. DOI: 10.1002/ggge.20211
46. *Karig D.E.* Origin and development of marginal basins in Western Pacific // *J. Geophysical Research*. 1971. Vol. 76. No 2. P. 2542–2561.
47. *Kelemen P.B., Yogodzinski G.M., Scholl D.W.* Along-strike variation in lavas of the Aleutian island arc: Implications for the genesis of high Mg andesite and the continental crust // *Inside the Subduction Factory* / J. Eiler (ed.). AGU Monograph. 2003. Vol. 138. P. 223–276.
48. *Klemperer S.L., Miller E.L., Grantz A., Scholl D.W.* Crustal structure of the Bering and Chukchi shelves: Deep seismic reflection profiles across the North American continent between Alaska and Russia // *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*. 2002. Vol. 360. P. 1–24.
49. *Kogan M.G., Frolov D.I., Vasilenko N.F., Fraymuller J.T., Steblou G.M., Ekstom G., Tikov N.N., Prytkov A.S.* Plate coupling and strain in far western Aleutian arc modeled from GPS data // *Geophys. Res. Lett.* 2017. Vol. 44. No 7. P. 3176–3183.
50. *Lallemant S.* Philippine Sea Plate inception, evolution, and consumption with special emphasis on the early stages of Izu-Bonin-Mariana subduction // *Progress in Earth and Planetary Science*. 2016. Vol. 4. P. 3–15.
51. *Langseth M.G., Hobart M.A., Horai K.* Heat flow in the Bering Sea // *J. Geophysical Research*. 1980. Vol. 85. B7. P. 3740–3750.
52. *Layer P.W., Scholl D.W., Newberry R.J.* Ages of igneous basement from the Komandorsky Islands, Far Western Aleutian Ridge // *Eos Trans. AGU*. 2007. Vol. 88. No 52. P. 49–56.
53. *Lay T., Ye L., Cheung K.F., Kamamori H., Freymuller J., Steblou G.M., Kogan M.G.* Rupture along 400 km of the Bering fracture zone in the Komandorski island earthquake (M_w 7.8) of 17 July 2017 // *J. Geophys. Res. Lett.* 2017. Vol. 44. No 24. P. 12161–12169.
54. *Lonsdale S.* Paleogene history of the Kula plate // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1988. Vol. 100. No 5. P. 735–754.
55. *Marlow M.S., Cooper A.K., Fisher M.A.* Petroleum geology of the Beringian continental shelf // *Geology and resource potential of the continental margin of Western North America and adjacent Ocean Basins: Beauford Sea to Baja California* / D. Scholl, A. Grantz, J.D. Vedder (eds.). Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, TX. 1987. Vol. 6. P. 103–122.
56. *Niu Y.* Testing the geologically testable hypothesis on subduction initiation // *Sci. Bull.* 2016. Vol. 61. P. 1231–1235.
57. *Ogg J.G.* Geomagnetic polarity timescale. Chapter 5 // *Gradstein G.M., Schmitz J.G.O.D., Ogg J.M.* (Eds.). *The geologic timescale*. Boston: Elsevier, 2012. P. 85–113.
58. *Plumley P.W., Coe R.S., Byrne T.* Paleomagnetism of the Paleocene Ghost Rocks formation, Prince Williams terraine, Alaska // *Tectonics*. 1983. Vol. 32. No 3. P. 295–314.
59. *Reagan M.K., Carvallo C., Ferre E.C., Godard M.* Subduction initiation and ophiolite crust: new insights from IODP drilling // *Int. Geol. Rev.* 2017. P. 1–12. DOI: 10.1080/00206814.2016.1276482.
60. *Ruppert N.A., Kozyreva N.P., Hansen R.A.* Review of crustal seismicity in the Aleutian arc and implication of arc deformation // *Tectonophysics*. 2012. Vol. 522–523. No 4. P. 150–157.
61. *Sandwell D.T., Smith W.H.F.* Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry // *J. Geophys. Res.* 1997. Vol. 102. No. B5. P. 10039–10054.
62. *Sasaki T., Yamazaki T., Ishizuki O.* A revised spreading model of the West Philippine basin // *Earth Planets Space*. 2014. Vol. 66. No 1. P. 66–83.
63. *Sato K., Kawabata H., Scholl D.W., Hyodo H., Takahashi H., Suzuki K., Kamagai H.* ^{40}Ar – ^{39}Ar dating and tectonic implication of volcanic rocks recovered at IODP Hole U1342 on Bowers Ridge, Bering Sea // *Deep Sea Research. Part II. Tropical Study in Oceanography*. 23 March, 2015. DOI: 10.1016/j.dsr2.2015.03.008
64. *Scheirer D.S., Barth G.A., Scholl D.W., Stern R.J.* New magnetic anomaly compilation illuminate the formation of the Aleutian Basin // Abstract OS13B-1706 presented at the 2013 Fall Meeting AGU. San Francisco, California 9-13 December, 2013.
65. *Scholl D.W.* Viewing the tectonic evolution of the Kamchatka-Aleutian (KAT) connection with an Alaska crustal extrusion perspective // *Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region* / J. Eichelberger, D. Scholl (eds.). AGU Geophys. Monogr. Ser., Washington, D.C. 2007. Vol. 172. P. 3–35. DOI: 10.1029/172GM03
66. *Scholl D.W., Vallier T.L., Stevenson A.J.* Geologic evolution and petroleum geology of the Aleutian ridge // *Geology and resource potential of the continental margin of Western North America and adjacent Ocean Basins: Beauford Sea to Baja California* / D.W. Scholl, A. Grantz, J.D. Vedder (eds.). Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, TX. 1987. Vol. 6. P. 73–102.
67. *Sdrolias M., Muller D.* Controls on back-arc basin formation // *Geochem. Geophys. Geosystem*. 2006. V. 7. No 4. P. 1–40.
68. *Sharp W.D., Clague D.A.* 50-Ma Initiation of Hawaiian-Emperor Bend record major change in Pacific plates motion // *Science*. 2006. Vol. 315. No 2. P. 1281–1287.
69. *Seton M., Flament N., Whittaker J., Muller D., Gurnis M., Bower D.J.* Ridge subduction sparked reorganization of the Pacific plate-mantle system 60–50 years ago // *Geophys. Res. Lett.* 2015. Vol. 42. No 6. P. 1732–1740.

70. *Sheremet O.G.* The gravity and magnetic method as a tool determination of petroleum structures and fault zones // 31st Int. Geol. Congress. Abstracts. Rio de Janeiro: Brazilian Geological Society, 2000.
71. *Shillington D.J., Van Avendonk H.J.A., Hollbrook W.J., Kelemen P.J., Hornbach M.J.* Composition and structure of the central Aleutian island arc from arc-parallel wide-angle seismic data // *Geochem. Geophys. Geosystem.* 2004. Vol. 5. No 10. P. 1–32.
72. *Steinberger B., Sutherland R., O'Connell R.J.* Prediction of Emperor-Hawaii location from revised model of plate motion and mantle flow // *Nature.* 2004. Vol. 430. P. 167–173.
73. *Stern R.J., Barth G.A., Scheirer D.S., Scholl D.W.* Did the Bering Sea form as a Cenozoic Backarc Basin // T34S The Geodynamics of Tectonics. AGU Fall Meeting, 2012.
74. *Stern R.J., Reagan M., Ishizuka O., Ohara Y., Whattam S.* To understand subduction initiation, study forearc crust, to understand forearc crust, study ophiolites // *Lithosphere.* 2012. DOI: 101130/L183.1
75. *Takahashi N., Kodaira S., Klempner S.L., Tatsumi Y., Kaneda Y., Suyehiro K.* Crustal structure and evolution of the Mariana intra-oceanic island arc // *Geology.* 2007. Vol. 35. No 3. P. 203–206.
76. *Tamaki K., Honza E.* Global tectonics and formation of marginal basins: Role of the western Pacific // *Epi-sodes.* 1991. Vol. 14. No 3. P. 224–230.
77. *Tarduno J.A., Bunge H.P., Sleep N., Hansen U.* The bend Hawaiian-Emperor hotspot track: Inheriting mantle wind // *Science.* 2009. Vol. 324. No 6. P. 50–53.
78. *Taylor B., Goodliffe A.M.* The West Philippine Basin and initiation of subduction, revisited. // *Geophys. Res. Lett.* 2004. Vol. 31. No. L12612. DOI: 1029/2004GL020136.
79. *Uyeda S., Kanamory H.* Back-Arc opening and the mode of subduction // *J. Geophysical Research.* 1979. Vol. 84. No. B3. P. 1049–1062.
80. *Uyeda S., Ben Avraham Z.* Origin and development of the Philippine Sea // *Nature Physical Science.* 1972. Vol. 40. P. 176–178.
81. *Van Avendonk H.J.A., Shillington D.J., Hollbrook W.S., Hornba M.J.* Inferring crustal Structure in the Aleutian island arc from a spars wide-angle seismic data set // *Geochem. Geophys. Geosystem.* 2004. Vol. 5. No 8. P. 1–40.
82. *Wanke M., Portnyagin M., Hoernle K., Werner R., Hauff F., van den Bogaard P., Garbe-Schönberg* Bowers Ridge (Bering Sea): An Oligocene-Early Miocene island arc // *Geology.* 2012. Vol. 40. No 2. P. 687–690.
83. *Whittaker J.M., Müller R.D., Sdrolias M.* Revised history of Izanagi-Pacific ridge subduction // IBM07 NSF-Margins Workshop, 2007.
84. *Worrall, D.M.* Tectonic history of the Bering Sea and the evolution of Tertiary strike-slip basins of the Bering shelf // *Geol. Soc. Am. Special Paper.* 1991. Vol. 257. 120 p.
85. *Wright N.M., Seton M., Williams S.E., Muller R.D.* The Late Cretaceous to recent tectonic history of the Pacific Ocean basin // *Earth Sci. Rev.* 2016. Vol. 154. P. 138–173.
86. *Yogodzinski G.M., Rubenstone J.L., Kay S.M., Kay R.W.* Magmatic and tectonic development of the western Aleutians: An oceanic arc in a strike-slip setting // *J. Geophysical Resrarch.* 1993. Vol. 98. No. B7. P. 11807–11834.
87. http://www.gebco.net/data_and_products/printable_maps/gebco_world_map/ Accessed July 1, 2018.

Comparative Geodynamics of Aleutian and Izu-Bonin-Mariana Island-Arc Systems

V.D. Chekhovich^{a,*}, A.N. Sukhov^a, M.V. Kononov^b, O.G. Sheremet^a

^a*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017, Russia*

^b*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, 117987, Russia*

**e.mail: vadim@ilran.ru*

Received March 7, 2018; Revised April 25, 2018; Accepted May 25, 2018

Abstracte — fulfilled comparative analysis of the Aleutian and Izu-Bonin-Marian island-arc systems structure and geodynamic development. Izu-Bonin-Marian island-arc systems situated along continental margin of Eurasia in the West of Pacific Ocean. The Aleutian island-arc system is situated between the North American and Eurasian continents. Aleutian and Izu-Bonin-Marian island-arc systems appeared to be of the same age. Both island-arc systems form autonomous Philippine and Beringia small lithospheric plates. Izu-Bonin-Marianas island-arc system formed on exclusively geodynamic interaction of oceanic plate and back-arc basins, with the main role of the Pacific subduction. Aleutian system at the initial stage was formed as a result from separation of the part of Pacific Cretaceous crust by Aleutian subduction zone. The subsequent process of Aleutian system development was caused by geodynamics of movement of North American and Eurasian lithospheric plates. Pacific plate constant oblique subduction led to expansion of Aleutian island-arc system in the Western direction.

Keywords: subduction, lithospheric plates, geodynamics, Aleutian and Izu-Bonin-Mariana island-arc systems