

УДК 551.24

ВОСТОЧНО-ПЕКУЛЬНЕЙСКИЙ ТЕРРЕЙН ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ (КРАЙНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ, РОССИЯ): ФРАГМЕНТ ПОЗДНЕЮРСКОЙ–РАННЕМЕЛОВОЙ ГРАНИЦЫ СКОЛЬЖЕНИЯ МЕЖДУ ПАЛЕО-ПАЦИФИКОМ И ЧУКОТСКИМ МИКРОКОНТИНЕНТОМ

© 2021 г. С. А. Паланджян*

Геологический институт РАН, д. 7, Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия

*e-mail: sapaland@mail.ru

Поступила в редакцию 02.07.2020 г.

После доработки 12.07.2021 г.

Принята к публикации 03.08.2021 г.

Западно-Пекульнейский террейн дуги континентальной окраины сопряжен с Восточно-Пекульнейским террейном океанической коры, кремнисто-вулканогенные толщи которого (пекульнейская свита, PV) разделены на два комплекса. Первый комплекс PV-1, включает дайковую серию, подушечные базальты с повышенными величинами содержаний Nb, TiO₂ и отношений FeO*/MgO, кремнисто-глинистые отложения, датирующиеся интервалом времени байос–киммеридж. Второй комплекс PV-2 — его подушечные базальты относятся к понижено-титанистой группе N-MORB типа, они характеризуются пониженными содержаниями Nb и сочетаются с магнезиальными базальтами и пикрит-базальтами, туфогенными породами основного состава. Кремнисто-глинистые отложения комплекса PV-2 датируются комплексами радиолярий поздней юры–раннего мела и макрофауной валанжинского возраста, они содержат примесь терригенного материала и детрит средних и кислых вулканических пород, т.е. проявляют признаки генерации вблизи источника аллотигенного материала. Новые данные по геологии и геохимическому составу толщ подушечных базальтов подтверждают формирование комплекса PV-1 в центре спрединга Палео-Пацифика. Составы и датировка пород комплекса PV-2 свидетельствуют о его генерации в титоне — валанжине в зоне сопряжения океанической плиты с Пекульней–Золотогорской окраиной Чукотского континента. Формирование комплекса PV-2 непосредственно после схождения Палео-Пацифической плиты (PV-1) с континентальной окраиной объясняется генерацией молодой океанической коры PV-2 в центре спрединга, образовавшемся в зоне трансформного разлома. В титоне–валанжине на тихоокеанской окраине Восточной Чукотки формировалась Пекульнейская дуга, магматические комплексы которой включают, помимо пород IAT- и CA-серий, низкотитанистые базальты MORB-типа, близкие по составу к некоторой части базальтов PV-2. Вполне вероятно, что в титоне–валанжине существовала единая тектоническая структура, контролировавшая базальтовый магматизм обоих террейнов, этой структурой мог быть транстензионный участок зоны трансформного разлома. Синхронность развития комплексов Пекульнейской дуги и PV-2, геохимическая коррелятивность базальтов свидетельствуют о том, что титон–валанжинская субдукция в пределах Пекульнейского сегмента обусловлена раскрытием в зоне трансформного разлома бассейна PV-2 и субдукцией молодой океанической коры под окраину Восточной Чукотки.

Ключевые слова: Восточная Чукотка, террейн океанической коры, трансформный разлом, граница скольжения плит, субдукция молодой литосферы

DOI: 10.31857/S0016853X21050052

ВВЕДЕНИЕ

Мезо–кайнозойская история северо-западного складчатого обрамления Пацифика свидетельствует о чередовании и сосуществовании конвергентных обстановок и границ скольжения в процессе развития тектонических ансамблей активных окраин востока Азии и Аляски [3, 11, 15, 21, 24, 28, 40]. Важное значение для палеотектонических по-

строений приобретают реконструкция обстановки формирования симатических террейнов — фрагментов коры океанического типа, установление их принадлежности к структуре островной дуги, субдукционной зоны или океанического бассейна.

Одним из тектонических ансамблей северо-западного угла Тихоокеанского орогенного пояса,

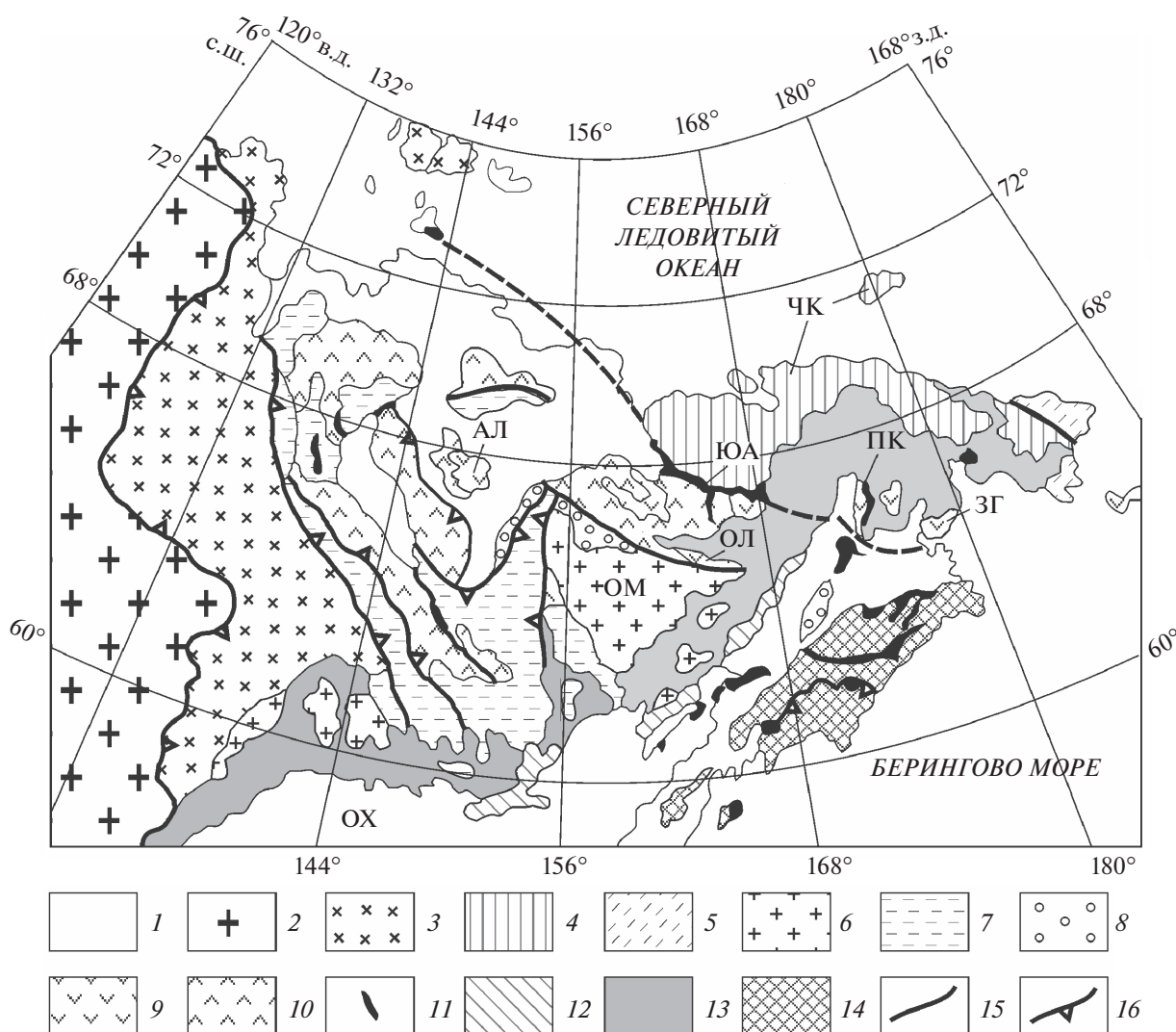


Рис. 1. Схема тектоники северо-восточного края Азии (по данным [40], с изменениями).

Обозначено: *складчатые системы*: АЛ–ОЛ – Алазейско–Олойская, ПК–ЗГ – Пекульнейско–Золотогорская; *сутура*: ЮА – Южно–Ануйская сутура; *кратонный террейн*: ОМ – Омолон.

1 – кайнозойские кроющие комплексы; 2–3 – кратонные террейны: 2 – Сибирский кратон, 3 – пассивная окраина Сибирского кратона (Верхоянский покровно-складчатый пояс); 4–5 – Чукотский складчатый пояс: 4 – террейн пассивной континентальной окраины, 5 – метаморфизованная континентальная окраина (западная часть террейна Сьюард); 6–12 – мезозойды и поздние мезозойды: 6 – кратонные террейны; 7 – террейны пассивной континентальной окраины, 8 – террейны турбидитового бассейна, 9 – палеозойские–раннеюрские и позднеюрские–раннемеловые террейны островных дуг в Алазейско–Олойской и Пекульнейско–Золотогорской складчатых системах, 10 – среднеюрские и раннемеловые комплексы магматических дуг, преддужий и задужовых бассейнов, 11 – террейны аккреционного клина, субдукционной зоны и офиолитовые, 12 – Западно–Корякский складчатый пояс (террейны энсиалических дуг и задужовых бассейнов); 13 – позднемеловой окраинно–континентальный Охотско–Чукотский вулканогенный пояс (поздний альб–кампан); 14 – Корякско–Камчатская орогенная область (ларамиды и кайнозойды); 15 – сдвиги; 16 – надвиги

строение которых характеризуется амальгамацией террейнов эпиконтинентального и океанического происхождения, является антиклинорий хребта Пекульней – южного отрога Чукотского нагорья. Линейная морфоструктура, протягивающаяся в близмеридиональном направлении на 200 км, является элементом северного звена цепочки горст-антиклинорийных поднятий во фронтальном пространстве Охотско–Чукотского вул-

каногенного пояса (рис. 1). Последний сложен комплексами пород грандиозной по масштабам окраинно-континентальной дуги позднего альба – кампана [25], наложенной на структуры поздних мезозойдов двух смежных орогенных систем Северо-Востока Азии – Западно-Корякской и Пекульнейско-Золотогорской. Цепочка горст-антиклинорий в форланде Западно-Корякской системы в форланде Охотско-Чукотского пояса маркирует окраину

Рис. 2. Геологическая карта срединного сегмента хребта Пекульней.

Обозначено: *вершины*: Иг — Игольчатая, Ос — Острозубая, П — Пила, Ц — Центральная; *реки*: Сев. Пек. — р. Северный Пекульнейвеем, Лев. Янр. — р. Левый Янранай; *ручьи*: Д — руч. Двойной.

1–2 — кроющие комплексы: 1 — верхний сенон–дат (рарыттинская свита: терригенные отложения, угли, туфы кислого состава), 2 — верхний турон–нижний сенон (янданайская свита: терригенные отложения); 3–4 — титон–валанжин (комплексы пород Пекульнейской островной дуги): 3 — базальты, андезиты, дациты, туфы, прослои осадочных пород, 4 — гранодиориты, плагиограниты, кварцевые диориты; 5–9 — комплексы Палео-Пекульнейской дуги и ее фундамента: 5 — верхний неопротерозой–триас (гнейсы, амфиболиты, метаморфические сланцы), 6 — зеленокаменная толща (метавулканогенно-осадочная) верхнего палеозоя–нижнего мезозоя (?), 7 — верхний палеозой (дунит-пироксенит-метагabbровый комплекс), 8 — пермь–триас (?): андезиты, дациты, базальты (?), туфы, алевриты комплекса руч. Двойной, 9 — плагиограниты; 10–11 — комплексы коры внутридугового бассейна Пекульнейской дуги: 10 — готерив (базальты, диабазы, пикриты, реже — дациты, риолиты, туфы, туфобрекчии, зеленосланцевые метаморфиты по этим породам), 11 — тектонический меланж с матриком перетертых метаморфизованных пикритов и базальтов готеривской толщи; 12 — комплекс PV-1, байос–киммеридж (подушечные базальты, дайковый комплекс, кремнисто-глинистые отложения, эдафогенные отложения); 13 — комплекс PV-2, титон–валанжин (базальты, магнезиальные базальты, пикритоиды, туфогенные породы, известняки, кремнисто-глинистые отложения, радиоляриты); 14 — пекульнейвеемская свита нерасчлененная; 15 — титон (?)–валанжин (габбро-диабазы, пикробазальты, гипабиссальные интрузии, дайки, силлы); 16 — готерив (?), тектоно-гравитационный микстит; 17 — неоавтохтон, баррем–апт (флиш-идная туфо-терригенная толща); 18 — крупные разломы: а — сдвиги, б — надвиги

мезозоид Восточной Сибири, тогда как предальбский Пекульнейско-Золотогорский ороген формирует окраину восточной части Чукотского микроконтинента (фрагмента Арктической платформы) [11, 12, 21].

Пекульнейско-Золотогорская складчатая система в современном строении разделена на четыре сегмента — Пекульнейский, Канчаланский, Ушканьегорский и Золотогорский [11]. Их объединяет развитие в нижних структурных этажах палеозойских метаморфических и плутонических комплексов (как гранитоидов, так и мафитов-ультрамафитов). Однако только в Пекульнейском сегменте четко проявлена картина тектонического сопряжения двух террейнов — континентального и океанического происхождения. Ярко выраженной особенностью тектоники антиклинория Пекульнея является асимметричное строение. Расположенные на западе и в осевой полосе комплексы позднерурской–раннемеловой Пекульнейской дуги и ее доюрского фундамента, включающего фрагменты Палео-Пекульнейской дуги карбона–триаса и метаморфитов неопротерозойского возраста, образуют Западно-Пекульнейский террейн. Они контактируют на востоке по разломам с абиссальными кремнисто-базальтовыми толщами байоса–валанжина Восточно-Пекульнейского террейна.

Вопросы геодинамической обстановки и механизма тектонического сопряжения комплексов пород дуги с фрагментами коры океанического типа, а также обстановки генерации последней, не получили однозначного решения. Исследователями Пекульнея были разработаны как минимум три различные модели формирования и сочленения этих террейнов:

— шарьирование коры рифтогенного эпиконтинентального малого океанического бассейна на окраинно-континентальную дугу [12, 15];

— шарьирование на островную дугу коры задугового бассейна в форме лежащей складки [19];

— формирование субдукционной зоны и аккреционного клина энсиматической островной дуги на окраине Палео-Пацифика [11, 39].

В настоящей статье представлены новые данные по геологическому строению и особенностям геохимического состава пород Восточно-Пекульнейского террейна, предложена интерпретация геодинамической обстановки генерации и тектонического совмещения контрастных по происхождению террейнов в позднерурское–раннемеловое время.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ХРЕБТА ПЕКУЛЬНЕЙ

Ядро горст-антиклинория Пекульнея разбито поперечными нарушениями, создающими его клавишное строение, на три крупных блока. В Срединном блоке, длиной около 50 км, ограниченном с севера бассейном р. Бычья и с юга бассейном р. Кривая, наиболее отчетливо выражена асимметрия и поперечная зональность тектонического строения хребта. Здесь с запада на восток можно выделить три продольные тектонические зоны, разделенные протяженными разломами взбросо-сдвигового характера (рис. 2).

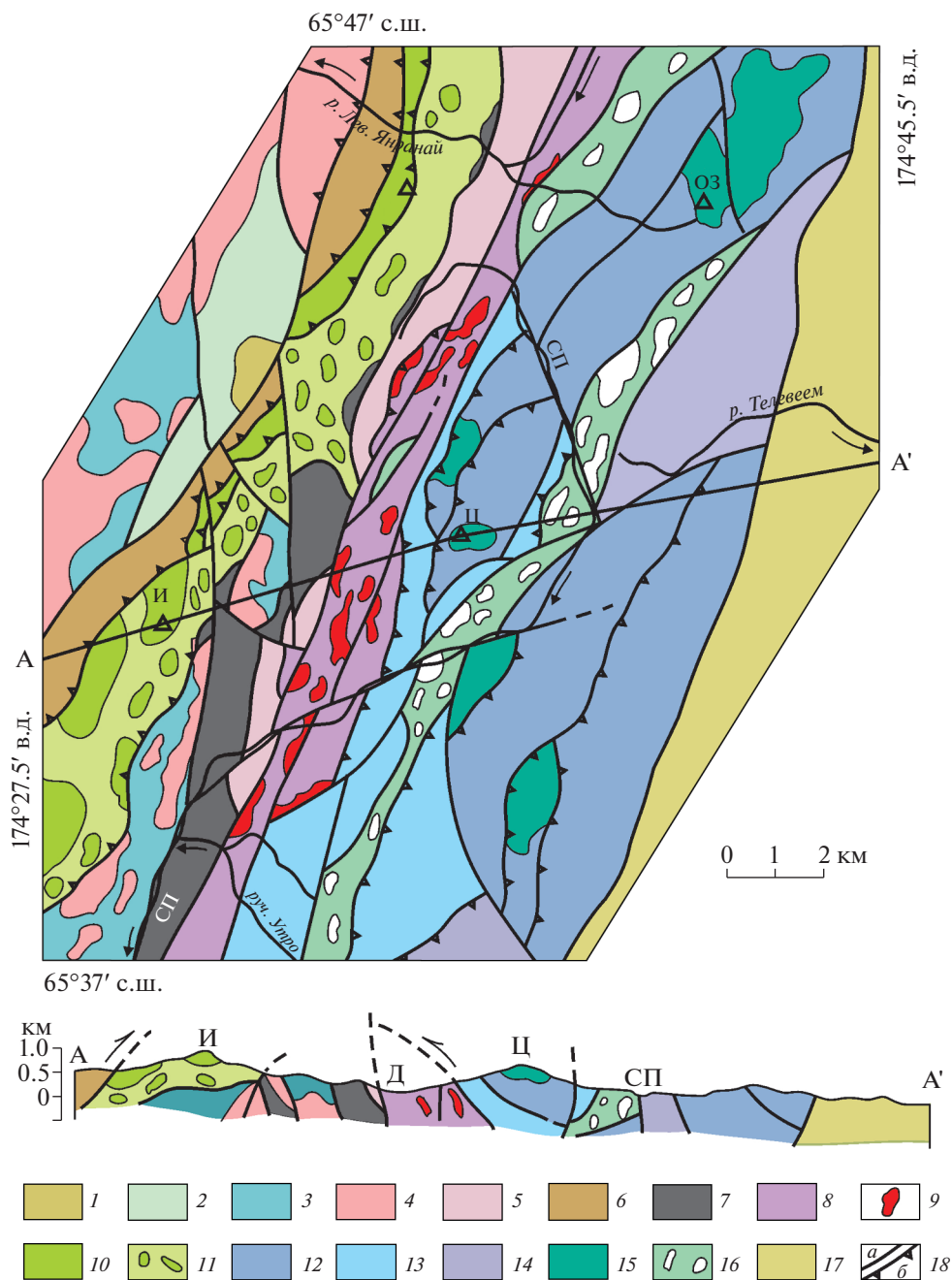
Западная зона сложена толеитовой и известково-щелочной ассоциациями вулканогенных, плутонических и обломочных образований титона–валанжина и готерива–баррема — комплексами пород Пекульнейской дуги [11].

Осевая зона включает:

— коллаж линейных блоков и надвиговых пластов разнородных и разновозрастных комплексов пород;

— фрагменты образований Западной тектонической зоны;

— фрагменты Палео-Пекульнейской дуги карбона–триаса (вулканогенно-осадочные и зелено-



каменные толщ верхнего палеозоя—нижнего мезозоя, мелкие линейно-вытянутые интрузии плагиигранитов пермско—триасового возраста, дунит-пироксенит-метамафическая ассоциация) [11, 18];

— ретроградно измененные гранулитогнейсы и амфиболиты протерозоя (вероятные фрагменты фундамента Палео-Пекульнейской дуги) [11, 14, 18].

На эти доюрские комплексы осевой зоны наложены более поздние образования готеривского

возраста, формировавшиеся при расколе и отмирании Пекульнейской дуги — интрузии расслоенных габброидов, крупные фрагменты пикрит-базальтового комплекса и его производных — зеленокаменно метаморфизованных толщ и тектонического меланжа.

Восточная зона образована кремнисто-базальтовыми толщами средне-позднеюрского и ранне-мелового (до валанжина включительно) возраста, они слагают пекульнейскую свиту региональной стратиграфической шкалы.

О.Л. Морозовым [11] установлено развитие в тесной связи с тектоническими пластинами пекульнейвеемской свиты фрагментов кремнисто-туфотерригенной толщи раннемелового возраста — тектоно-гравитационного микстита.

Г.Е. Некрасовым [12] обосновано покровно-складчатое строение Пекульнея. К автохтону были отнесены островодужная ассоциация Западной тектонической зоны и фрагменты более древних (протерозой—палеозой (?)) комплексов мафитов и метамафитов, гранитоидов, метаморфических толщ (от гранулитовой до зеленосланцевой фаций). Аллохтонный тектонический комплекс в этой интерпретации представлен кремнисто-вулканогенными толщами Восточной зоны, тектоническим меланжем с серпентинитовым матриксом, а также крупными фрагментами ультрамафит-эклогит-метагabbровой (далее — дунит-пироксенит-метамафическая) ассоциации, диафторированных гранулитов, гнейсов, гранатовых амфиболитов (далее — амфиболит-гнейсовый комплекс). Неоавтохтонный комплекс сложен аптальбскими и верхнемеловыми молассовыми отложениями телевеемской свиты.

С появлением новых данных по возрасту и по составу пород оценка объема аллохтонного ансамбля изменилась. Установлено, что надвиговыми перемещениями различного масштаба затронуты не только толщи Восточной тектонической зоны, но и комплексы пород Осевой зоны, частично и отложения неоавтохтона, т.е. покровно-чешуйчатое строение характерно для обоих пекульнейских террейнов [19]. К аллохтонному комплексу отнесены пекульнейвеемская свита и толща тектоно-гравитационного микстита [11].

При проведении террейного анализа в 1990-е годы в строении тектонического ансамбля хребта Пекульней были выделены два террейна — Западно-Пекульнейский островной дуги и Пекульнейский (Восточно-Пекульнейский) террейн субдукционной зоны, включающий комплексы ранее выделенного аллохтона [20, 22, 39, 40]. В состав Западно-Пекульнейского террейна были включены позднеюрские—раннемеловые осадочные толщи и вулканоплутонический комплекс островодужного происхождения, олистострома готерива—баррема, габброиды и амфибол-пироксеновые сланцы с Pb—Pb изотопными возрастами от 1.2 до 2.9 млрд лет, расслоенные габбро, пироксен-амфиболовые и амфиболовые габбро [13, 39, 40]. Восточно-Пекульнейский террейн был идентифицирован как образование субдукционной зоны, поскольку в состав террейна входят комплексы пород, индикаторные для обстановки субдукции, в том числе — базальный меланж с серпентинитовым матриксом, содержащий фрагменты метаморфических сланцев, пикритовых базальтов.

РАЗГРАНИЧЕНИЕ ТЕРРЕЙНОВ

Разграничение и типизация тектоно-стратиграфических террейнов хребта Пекульней должны быть пересмотрены с учетом накопившихся за последние два десятилетия новых данных по составу пород Осевой и Восточной тектонических зон, их датировке и позиции в структуре покровно-складчатого сооружения. Приведенные ниже данные позволяют исключить из состава Восточно-Пекульнейского террейна геологические образования, формирование которых связано с различными этапами становления Западно-Пекульнейского террейна.

Тектонический меланж и пикрит-базальтовая толща Осевой зоны

При отнесении Восточно-Пекульнейского террейна к образованиям субдукционной зоны [40] одним из критериев послужило представление о залегании в основании аллохтонного комплекса серпентинитового меланжа [12]. Тектонический меланж Пекульнея морфологически идентичен серпентинитовым меланжам офиолитовых террейнов Анадырско—Корякского региона [19], но принципиальное различие между ними состоит в том, что в меланже Пекульнея матрикс представлен вовсе не серпентинитовым (апогарцбургитовым) материалом, а метаморфизованными в зеленосланцевой фации, перетертыми и гидратизированными породами пикрит-базальтовой толщи, глыбы пород которой и составляют основную массу включений в меланже, наряду с глыбами гранулит-гнейсов и пород дунит-пироксенит-метагabbровой ассоциации. Крупные ненарушенные фрагменты пикрит-базальтовой толщи сохранились в тесной структурной связи с меланжем в пространстве Западно-Пекульнейского террейна (см. рис. 2). Пикрит-базальтовая толща и меланж тектонически перекрывают (с восточной — юго-восточной вергентностью) комплексы Пекульнейской дуги в пределах Осевой тектонической зоны; пространственно и структурно они отделены от океанических комплексов пекульнейвеемской свиты. В.И. Шкурский и А.А. Мануйлов [26] датировали пикрит-базальтовую толщу готеривом на основании находки в слоях туфогенных пород единичного экземпляра аммонита *Simbirskites* sp. Этот сравнительно молодой комплекс Осевой зоны, включающий и осадочные толщи, интерпретируется как часть коры Пекульнейского внутридугового бассейна, существовавшего в течение готерива и затем замкнувшегося при транспрессии в барреме—апте [11]. Очевидно, что апопикритовый меланж Пекульнея представляет собой более позднее образование по сравнению со временем приращения океанического комплекса, он формировался при раздавливании, низкоградном метаморфизме и деструкции коры

внутридугового бассейна и является компонентом структуры Западно-Пекульнейского террейна.

Метаморфические образования и мафиты—ультрамафиты

Комплексы экзотических пород, которые были отнесены к Восточно-Пекульнейскому террейну, включают развитые исключительно в пределах Осевой зоны небольшие (длиной до 11 км) тектонически растащенные линейные блоки дунит-пироксенит-метамафической ассоциации, а также блоки и чешуи амфиболитов и гнейсов [13, 14, 18, 39, 40]. Петрологические особенности ультрамафитов—метамафитов описаны в работах [1, 6, 13]. Указанный комплекс пород, обладающий некоторыми признаками расслоенных мафит—ультрамафитовых ассоциаций, кристаллизовался в высокобарической обстановке при давлении до 14 кбар. Предполагается, что плутоническая ассоциация формировалась в магматической камере, локализованной на нижнекоровом—верхнемантийном уровне аномально мощной островной дуги [1, 34]. Данные изотопного датирования свидетельствуют о генерации плутонической ассоциации ранее пермского времени и ее инкорпорации в структуры Палео-Пекульнейской дуги не позже конца палеозоя [16]. Цирконы из жилы пегматоидного плагиогранита, интрузирующей дунит-пироксенитовое тело в источках ручья Левого Двойного, датированы поздним триасом [18]. Эти данные указывают на отсутствие связи глубинных ультрамафитов с процессами формирования океанических комплексов Восточно-Пекульнейского террейна.

К Осевой тектонической зоне Пекульня приурочены и другие комплексы плутонических мафитов—ультрамафитов и метаморфических толщ, которые, казалось бы, могли бы служить индикаторами существования субдукционного комплекса Пекульнейской дуги. В Осевой зоне по всей протяженности антиклинория расположены плутоны (и их фрагменты) комплекса расслоенных габброидов [44]. Расслоенные габброиды ранее рассматривались в качестве плутонического комплекса офиолитов, когенетичного с базальтами пекульнейвеемской свиты [8, 19]. Однако геологические и геохронологические данные свидетельствуют об отсутствии какой-либо связи между ними. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопная датировка магматических роговых обманок из мафитов дала 129–127 млн лет, что свидетельствует о позднеэоценовском времени завершения генерации расслоенных габбро [17]. Это обстоятельство, а также петрографические особенности мафитов и ультрамафитов, позволяют предполагать генетическое единство габброидов и пикрит-базальтовых вулканитов Осевой зоны — продуктов очень интенсивных

процессов мантийного магматизма при расколе Западно-Пекульнейской дуги в готериве [17, 44].

В пределах Осевой тектонической зоны обнаружены также тектонические блоки и пластины регионально метаморфизованных пород, которые могут быть разделены на две группы. С породами дунит-пироксенит-метамафического комплекса пространственно ассоциируют протяженные блоки метаморфических толщ амфиболит-гнейсового комплекса докембрийского фундамента Пекульня. Возраст цирконов из плагиогнейса, определенный методом U—Pb SHRIMP, составляет 614 ± 15 млн лет [18] и время ретроградных преобразований метаморфитов датировано в 246 ± 68 млн лет и 234 ± 9 млн лет (средний триас—начало позднего триаса) [16, 18].

На западном фланге Осевой зоны обнажены тектонические пластины недостаточно изученной зеленосланцевой (мета-вулканогенно-осадочной) толщи, сложенной хлорит-альбит-эпидотовыми, хлорит-актинолитовыми сланцами, филлитами, слабо метаморфизованными вулканитами основного, среднего и кислого состава, терригенными и карбонатными отложениями. Метаморфический сланец в левобережье р. Кривая датирован K—Ar методом в 188 млн лет [26]. Очевидно, что оба комплекса метаморфических пород не имеют отношения к формированию Восточно-Пекульнейского террейна.

Признаки локально проявленных в начале поздней юры эндогенных процессов, предшествовавших началу формирования в титоне современной структуры, были установлены при изотопной датировке гранитоидов на северном продолжении Осевой тектонической зоны [14]. Время метаморфизма эндербита определено Sm—Nd методом в 161 ± 12 млн лет, цирконы из K—Na гранитоида датированы в 165 ± 1.6 млн лет.

Таким образом, большинство комплексов пород, принятых в качестве индикаторов принадлежности Восточно-Пекульнейского террейна к образованиям субдукционной зоны (по [39, 40]), по строению, составу и возрасту не связаны с развитием океанических комплексов Восточного террейна и являются компонентами Западно-Пекульнейского террейна (паравтохтона) — фрагментами доюрского фундамента Пекульнейской дуги и коры наложенного на нее готеривского интрадугового бассейна.

Типизация пекульнейских террейнов

То, что Западно-Пекульнейский террейн был отнесен к типу островодужных террейнов, подразумевает его энсиматическую природу и формирование в обстановке океанической зоны субдукции [39, 40]. Однако этому противоречит обилие обломков метаморфических пород комплекса

основания Пекульнейской дуги в ее вулканогенно-осадочных толщах [11].

Другой довод в пользу предположения об энсиматической природе Пекульнейской дуги основан на принадлежности комплекса пород горы Ворон (в тылу Западной зоны) к коре задугового бассейна, образовавшегося в пределах конвергентной границы между океаническими плитами Палео-Пацифика и Южно-Аньюйского бассейна [11]. Однако выходы указанного комплекса представляют собой небольшое эрозионное (?) окно или тектонический блок, обнаженный из-под отложенных Охотско-Чукотского пояса в непосредственной близости от края Западной тектонической зоны. Какие-либо геологические (тектонические) факты в пользу субдукции коры предполагаемого задугового бассейна при его закрытии, в пользу коллизии или амальгамации блоков коры энсиматического типа на западном фланге островной дуги не установлены. По особенностям геологического строения и составу пород тектонический блок Ворон не отличается от комплексов Пекульнейской дуги. Базальты этого блока, судя по малочисленным геохимическим данным, аналогичны наименее эволюционированным базальтам Пекульнейской дуги [11] (рис. 3, б, г). Поэтому выходы вулканических и осадочных пород позднего берриаса—раннего валанжина в морфоструктуре блока Ворон мы рассматриваем как фрагмент комплексов Пекульнейской дуги.

Новые данные по составу и датировке пород свидетельствуют об эпиконтинентальном заложении Пекульнейской дуги, в основании которой широко развиты фрагменты как позднепалеозойской—раннемезозойской Палео-Пекульнейской дуги, так и ее древнего фундамента, метаморфические комплексы которого датируются неопротерозоем [11, 13, 18]. Косвенным указанием на древний возраст фундамента Пекульнейской дуги служат также данные по галькам раннепалеозойских осадочных пород в базальных конгломератах раннего неоавтохтона, в гальке яшмоидов из терригенной толщи баррем—аптского возраста была установлена фауна одиночных кораллов фавозитес из семейства табулят ордовик—силурийского возраста (публикуется с разрешения А.А. Мануйлова). Эти данные, а также неопротерозойская датировка цирконов из плагиогнейсов Осевой тектонической зоны и ксеногенных цирконов в плагиогранитах, позволяют нам считать Западно-Пекульнейский террейн фрагментом дуги континентальной окраины [18, 40].

Принадлежность Восточно-Пекульнейского террейна к образованиям субдукционной зоны не подтверждается совокупностью имеющихся в настоящее время данных [39, 40]. Террейн, сложенный дайковым комплексом диабазов, глубоководными толщами подушечных базальтов и

ассоциированных с ними кремнисто-глинистых и туфогенных пород, габбро-диабазовых интрузий и тектоно-гравитационного микстита, идентифицируется нами как аккрецированный фрагмент океанической коры.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ВОСТОЧНО- ПЕКУЛЬНЕЙСКОГО ТЕРРЕЙНА

Пекульнейвеемская свита

Для оценки геодинамической обстановки формирования Восточно-Пекульнейского террейна первоочередное значение имеет интерпретация данных по строению и составу пекульнейвеемской свиты. Свита впервые была выделена Г.Г. Кайгородцевым в 1959 году [8], как существенно вулканогенная формация Пекульнейского антиклинория и включала разнородные вулканогенно-осадочные толщи всех трех тектонических зон. В дальнейшем В.И. Шкурским и А.А. Мануйловым [7, 26] из нее были исключены вулканогенно-терригенные толщи Западной тектонической зоны, базальт-пикритовая и зеленосланцевая толщи Осевой зоны, в результате чего пекульнейвеемская свита в настоящее время представляется типичной кремнисто-базальтовой ассоциацией, формировавшейся в абиссальной обстановке. В строении свиты были выделены три главные группы пород [11]:

- нижний горизонт (мощностью до 1 км) параллельных даек диабазов;
- толща подушечных базальтов (0.6—0.8 км);
- кремнистые и глинисто-кремнистые отложения (0.1—0.15 км).

Развитие в полях пекульнейвеемской свиты дайковых и пластовых интрузивных тел габбро-диабазов, завершающих формирование мафитов, дополняет эту характеристику. Геохимические данные свидетельствуют о толеитовом и ферротолеитовом составе диабазов и большинства базальтов [11].

Свита расчленена на несколько тектонических пластин, формирующих покровный комплекс Пекульнея. На отдельных участках Восточно-Пекульнейского террейна, где сохранились крупные ненарушенные фрагменты кремнисто-базальтового комплекса, установлены различия в строении индивидуальных разрезов, а также в возрасте и составе пород. Установлено следующее схематическое строение пекульнейвеемской свиты [11, 19].

Нижняя обнаженная ее часть представлена в левобережье верховьев реки Левый Янранай, в отрогах горы Острозубой. Здесь горизонт параллельных даек диабазов, мощностью до 1 км, вверх по разрезу сменяется однородной толщей подушечных лав миндалекаменных афировых базаль-

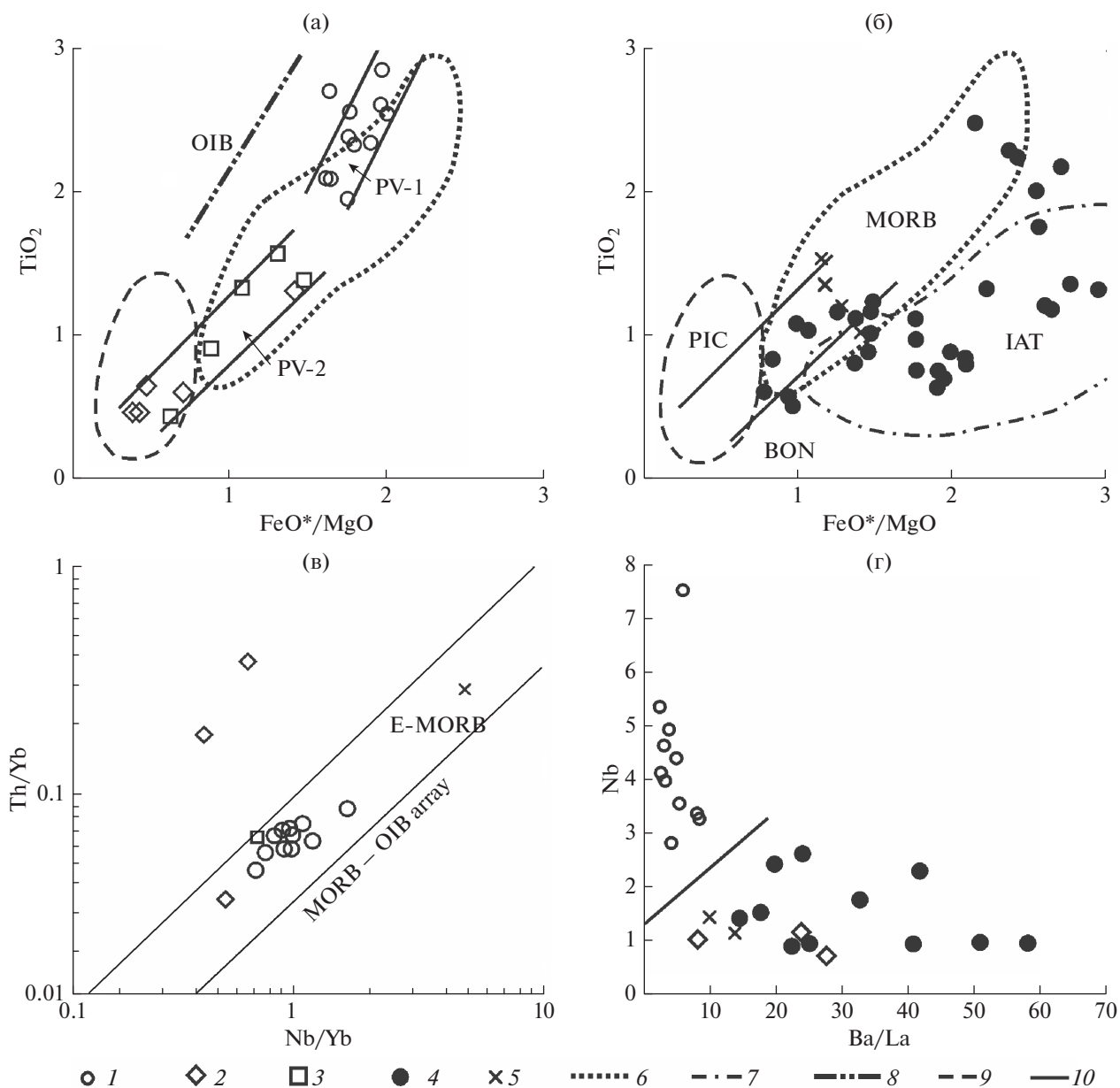


Рис. 3. Геохимическая характеристика базальтоидов Пекульнейских террейнов.

(а), (б) – Диаграммы TiO_2 – FeO^*/MgO , мас. % (по данным [32, 35]):

(а) – для комплексов PV-1 и PV-2, (б) – для базальтов Пекульнейской дуги, поле составов мафитов комплекса PV-2; (в) – диаграмма Th/Yb – Nb/Yb (по [41]) для базальтоидов пекульнейвеемской свиты; (г) – диаграмма Nb – Ba/La (г/т) для базальтов Западного и Восточного террейнов.

1–5 – базальты различных комплексов: 1 – PV-1, 2 – PV-2, 3 – PV-2 (габбро-диабазы), 4 – Пекульнейской дуги; 5 – горы Ворон; 6–8 – поля составов базальтов, генерированных в различных геодинамических обстановках: 6 – срединно-океанических хребтов (MORB), 7 – толлитов островных дуг (IAT), 8 – океанических островов (OIB); 9 – пикриты готеривской толщи Осовой тектонической зоны (по данным [10, 11] и полученным данным); 10 – поле составов мафитов комплекса PV-2

тов, с редкими линзами и прослоями карбонатных пород, яшм и силицитов [11]. Верхние горизонты толщи срезаны разломом и перекрыты тектоническими чешуями радиоларитов, железистых и кремнистых силицитов и аргиллитов, суммарной мощностью 100–150 м. В строении пакета глубоководных осадочных отложений выделяются

два тектонически совмещенных горизонта, различающихся по возрасту и по литологическим особенностям [11]. Нижний сложен плитчатыми радиоларитами и силицитами, лишенными примеси терригенного и пирокластического материала, эти породы содержат комплекс радиоларий бат–киммериджского возраста. В составе верхне-

го горизонта преобладают кремнистые аргиллиты с прослоями радиоляритов с позднеюрско–раннемеловым комплексом радиолярий; здесь более молодые кремнистые аргиллиты содержат заметную примесь острооскольчатых обломков плагиоклаза. На южном отроге горы Острозубой породы осадочного комплекса значительно менее тектонизированы. Здесь “нижние” радиоляриты, непосредственно перекрывающие мощную толщу подушечных лав базальтов, датируются байосом–келловеем, т.е. уверенно устанавливается средне–позднеюрский (дотитонский) возраст нижней части кремнисто–базальтовой ассоциации. Данные радиоляриты перекрыты мощной (60 м) толщей эдафогенных брекчий, обломки в которых состоят из нижележащих базальтов, диабазов, радиоляритов, а в цементе обнаружены радиолярии средне–позднеюрского облика.

Новый этап вулканизма начинается подушечными базальтами (наблюдаемой мощностью в 50 м), перекрывающими эдафогенные образования, но дальнейший разрез свиты здесь срезан разломом. Обширные выходы более высоких (титон (?))–валанжинских горизонтов пекульнейвеемской свиты обнажены южнее, в бассейне верхнего и среднего течения р. Северный Пекульнейвеем. В массиве горы Центральной [19] нижняя обнаженная часть свиты представлена пластовыми и подушечными базальтами, переслаивающимися с пачками и линзами алевролитов, плитчатых кремней, красных яшм, известняков, включающих остатки *Buchia* валанжинского возраста. Выше по разрезу развиты магнезиальные базальты, пикробазальты и пикриты, подушечные афировые базальты, с прослоями слоистых тонкозернистых вулканокластических пород. К верхней части разреза кремнисто–базальтовой толщи титон (?))–валанжинского возраста приурочены пластовые тела и небольшие интрузии оливиновых диабазов, габбро–диабазов. Весь этот комплекс тектонически перекрыт мощной пластиной подушечных лав миндалекаменных базальтов, аналогичных породам бат–киммериджской толщи горы Острозубой.

Несколько южнее, по руч. Утро, пекульнейвеемская свита образована пакетом тектонических пластин, сложенных деформированными подушечными базальтами (часто высокомагнезиальными) и брекчий радиоляритов и кремнистых аргиллитов, в цементе которой установлен раннемеловой комплекс радиолярий. Завершается разрез свиты толщей туфогенных пород – туфосилицитов (с пластами деформированных, расчлененных подушечных базальтов и яшмокарцитов), туфоалевролитов, псаммитовых туфов, здесь в прослое аргиллитов были обнаружены остатки валанжинских бухий [11]. В Южном блоке Пекульнейвеемского антиклинория, в правобережье р. Малая Веснованная, в составе пекульней-

веемской свиты преобладают базальтовые туфы и гиалокластиты, с прослоями подушечных базальтов (часто дезинтегрированных). Прослои туфогенных алевролитов включают линзы известняков, содержащих остатки бухий валанжинского возраста.

Таким образом, в строении свиты установлено присутствие двух типов глубокоководных кремнистых отложений, различающихся по возрасту и близости обстановки формирования к источникам терригенного материала [11, 19]. Радиоляриты первого типа, не имеющие терригенных и туфогенных компонентов, запечатывают типичный для центра быстрого спрединга разрез океанической коры – толщу подушечных базальтов, подстилаемых мощным горизонтом слоистых даек. Накопление глубокоководных отложений началось в байосе и продолжалось до киммериджа включительно. Фрагменты радиоляритов второго типа, в составе которых терригенный материал имеет более заметное влияние, локализованы на различных уровнях разреза более молодой части пекульнейвеемской свиты. Они датируются позднеюрскими–раннемеловыми группами радиолярий без привязки к ярусам. В этой части разреза свиты осадочные отложения представлены туфогенными и терригенными породами, линзовидными залежами известняков, содержащих останки макрофауны валанжинского возраста.

Разделение пекульнейвеемской свиты

Приведенные данные позволяют констатировать, что пекульнейвеемская свита состоит из двух комплексов PV-1 и PV-2, сменивших друг друга во времени и различающихся как по составу магматических пород и кремнистых отложений, так и по наличию ассоциирующих с вулканитами терригенных и туфогенных отложений.

Комплекс PV-1 включает горизонт диабазовых даек, толщу подушечных базальтов и перекрывающую базальты пачку радиоляритов и глинистых силицитов, датированных радиоляриями бата–киммериджа, образующие фрагмент океанической коры, магматические породы которой генерировались в центре быстрого спрединга не позже байосского времени [11]. Разрез комплекса PV-1 завершается толщей эдафогенных брекчий – индикаторов перерыва в накоплении океанических толщ.

Геохимические особенности вулканитов комплекса PV-1 изучены нами по 11 пробам базальтов, отобранных в разрезах гор Центральная и Острозубая. При небольших вариациях индекса магнезиальности ($mg\# = 0.46–0.58$) базальты PV-1 содержат 2–3% TiO_2 и на диаграмме $TiO_2–FeO^*/MgO$ проектируются в повышено–титанистую часть поля составов MORB (см. рис. 3, а).

Все изученные пробы базальтов проявляют особенности состава LREE, типичные для N-MORB, отношения $(La/Sm)_N < 1.00$ (границная величина для разделения N-MORB от E-MORB, по [30]). На диаграмме Th/Yb–Nb/Yb анализы базальтов PV-1 целиком проецируются в пределах океанического ряда MORB–OIB, что свидетельствует об отсутствии какого-либо проявления контаминации базальтовой магмы коровым материалом [41] (см. рис. 3, в).

Состав кремнисто-глинистых отложений позволяет предполагать их накопление в условиях удаленности от источников аллотигенного материала и на батиметрических уровнях, в основном превышающих уровень карбонатокомпенсации, т.е. в обстановке абиссали крупного океанического бассейна [11]. Дальнейшее накопление осадочного слоя могло продолжаться в процессе удаления рассматриваемого участка океанической плиты от центра спрединга, также в абиссальных условиях, в интервале времени от бата до конца киммериджа, судя по датировке “нижних” радиоляритов. Завершение формирования комплекса PV-1 маркируется накоплением эдафогенных брекчий.

Комплекс PV-2 образован как базальтами MORB-типа, так и более примитивными по составу Mg-базальтами ($MgO > 8\%$), местами пикробазальтами и пикритами, кремнисто-глинистыми отложениями, а также туфогенными породами (туфосилицитами, туфоалевролитами, туффитами). Наличие пикритоидов в составе пекульнейвемской свиты было установлено нами в 1980 г. на западном склоне горы Центральной [19] и подтверждено затем Б.А. Марковским [10], повышенные содержания MgO установлены в базальтах валанжинского возраста из обнажений по руч. Утро. Поскольку комплекс PV-2 тектонически расчленен и перемещен на образования Осевой зоны, полная картина его строения проблематична. По видимому, его основание слагали подушечные базальты, залегающие над эдафогенными брекчиями на южном отроге горы Острозубой и более полно представленные в разрезе по руч. Утро, где они перекрыты раннемеловыми радиоляритами [11]. Особенность базальтоидов комплекса PV-2, отличающая их от PV-1 — обогащенность магнием, появление в разрезах пикритоидов. По этим признакам они сближаются с вулканитами более молодой базальт-пикритовой формации готеривского возраста Осевой тектонической зоны, формировавшейся в стадию раскола Пекульнейской дуги (см. рис. 3, а). Верхние горизонты комплекса PV-2 сложены туфогенными отложениями, хорошо датированными фаунистическими останками валанжинского возраста. Кремнистые аргиллиты PV-2, в отличие от PV-1, содержат небольшую примесь терригенного материала.

Частью комплекса PV-2 являются гипабиссальные интрузии, силлы и дайки габбро-диабазов. Такие интрузии не типичны для быстро-спрединговой обстановки комплекса PV-1 [11]. Однако они характерны для океанической коры, формировавшейся в центрах медленного и крайне медленного спрединга, когда плутонический и гипабиссальный комплексы представлены множеством небольших интрузивов, даек и силлов мафитов и ультрамафитов. По химическому составу габбро-диабазы близки к базальтам комплекса PV-2, отличаясь от пород PV-1 повышенными содержаниями MgO и пониженными ($< 1.6\%$) TiO_2 , и проявляют геохимическую идентичность с базальтами PV-2 (см. рис. 3, а, г).

СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНО-ПЕКУЛЬНЕЙСКОГО ТЕРРЕЙНА

Пекульнейско-Золотогорская орогенная система, окаймленная с севера близширотной Чукотской ветвью Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, претерпела на границе раннего и позднего мела масштабные правосдвиговые смещения и ее отдельные фрагменты существенно изменили свою первоначальную позицию [11, 15]. Поэтому близмеридиональное расположение террейнов хребта Пекульней является результатом латеральных перемещений и разворотов крупных блоков орогенного пояса.

Почти двухкилометровой мощности скопление фрагментов коры океанического типа, образующее Восточно-Пекульнейский террейн, представляет собой пакет тектонических покровов, шарьированных после готерива (скорее всего, в барреме—апте) на Западно-Пекульнейский террейн. По восточному краю породы пекульнейвемской свиты в позднемеловое—раннетретичное время взброшены и надвинуты на терригенные толщи неоавтохтона [19]. Толщи PV-2 расположены на западном фронтальном фланге Восточно-Пекульнейского террейна, здесь они надвинуты на комплексы Западно-Пекульнейского террейна, главным образом на осадочно-вулканогенную толщу позднего палеозоя—триаса(?) с интрузивами плагиогранитов. Пластины комплекса PV-1 располагаются восточнее и занимают более высокую структурную позицию, они обнажены на возвышенных отрогах хребта и на его восточных склонах и надвинуты на более молодые толщи PV-2 и тектоно-гравитационного микстита.

Шарьирование фрагментов океанической литосферы началось не ранее конца валанжина, после завершения формирования комплекса PV-2, и было обусловлено фланговыми напряжениями в связи с растяжением и расколом Пекульнейской дуги в готериве. В барреме—апте, в процессе окончательного формирования покровной структуры, тектонические пластины Восточно-Пекуль-

нейского рельефа были интенсивно деформированы, например, пакет надвиговых пластин в междуречье р. Сев. Пекульнейе — р. Двойная (в морфоструктуре горы Центральной) имеет синформное строение, осложненное разломами.

Если в пределах Восточно-Пекульнейского рельефа преобладает запад—северо-западная вергентность крутопадающих тектонических пластин океанической коры, то на западном фланге Осовой зоны комплексов Пекульнейской дуги (зеленосланцевого, пикрит-базальтового и тектонического меланжа) имеют противоположную (ВЮВ) вергентность (см. рис. 1). Вертикальные тектонические движения наиболее интенсивно проявлены в пределах восточного края Осовой зоны. Здесь по крутопадающим разломам подняты наиболее глубинные комплексы основания дуги — линейные блоки дунит-пироксенит-метагаббрового комплекса и метаморфических толщ неопротерозоя.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Дотитонский океанический комплекс

Возникает задача реконструкции палеогеодинамической обстановки генерации океанической коры, датирующейся в большом диапазоне времени — от байоса до валанжина, два главных геологических комплекса которой (PV-1 и PV-2) неодинаковы по составу пород и возрасту.

О.Л. Морозов [11] аргументировал представление о формировании всей байос—валанжинской кремнисто-вулканогенной последовательности пекульнейевской свиты в центре спрединга открытого океана. Данная аргументация, важная для реконструкции мезозойской геодинамической обстановки на севере Палео-Пацифика, представляется вполне обоснованной только для средне-позднеюрского (дотитонского) комплекса PV-1. Принадлежность базальтов комплекса PV-1 к коре Палеопацифика подтверждается новыми данными по их геохимической характеристике (см. рис. 3, в, г). Накопление кроющего базальты PV-1 нижнего горизонта кремнисто-глинистых отложений происходило в течение почти 20 млн лет (от байоса до кимериджа включительно) в обстановке открытого океана [11].

В сочетании с результатами петрографических и литологических исследований, это однозначно свидетельствует о принадлежности комплекса PV-1 к океанической коре N-MORB типа [11].

Комплексы PV-2 и Пекульнейской дуги

В позднеюрское—раннемеловое время к югу от окраины Западной Чукотки располагались энсиматические островодужные структуры Южно-Ануйского бассейна, отделявшегося от северо-за-

падного окончания Палео-Пацифика, как предполагается [2, 23], конвергентной границей. Южно-Ануйский бассейн представлял собой реликт Прото-Арктического океана, разделявшего в палеозое и раннем мезозое эпиконтинентальные пространства Колымо-Омолонской окраины Сибири от Чукотской окраины Арктики. В течение раннемелового времени литосфера Южно-Ануйского океана была поглощена в конвергентных границах с западной Чукоткой и Олойской окраиной Колымо-Омолонского континента [4, 23, 29].

Иная обстановка возникла на южной окраине Восточной Чукотки, где в титоне—валанжине формировался бассейн PV-2. При реконструкции геодинамической обстановки развития этого бассейна учитываются следующие особенности пород:

- появление в составе глинисто-кремнистых отложений комплекса PV-2 примеси терригенного материала;

- примитивный состав вулканических пород PV-2, развитие среди подушечных лав также и магнезиальных базальтов, пикро-базальтов и пикритов островодужного типа (обедненных по сравнению с внутриплитными океаническими пикрит-базальтовыми вулканиками калием и другими крупноионными литофильными элементами);

- развитие в верхних горизонтах комплекса PV-2 туфогенных отложений, известняков, наличие многочисленных остатков макрофауны;

- в обломочном материале туфоалевролитов, датирующихся валанжином, присутствуют вулканическое стекло, осколки плагиоклаза, обломки вулканитов основного, среднего и кислого состава [11].

Очевидно, что источником обломочного материала такого состава не могли быть породы комплекса PV-1.

В титоне начинается перестройка геодинамического режима и в зоне трансформного сближения океанического комплекса PV-1 с краем континентальной плиты формируется бассейн PV-2. Геохимические данные по магматическим породам комплекса PV-2 пока малочисленны. Тем не менее, с уверенностью устанавливается обедненность базальтоидов PV-2 (по сравнению с породами PV-1) титаном, железом, ниобием, что характерно скорее для окраинно-континентальных обстановок. Данные по составу и возрасту базитов, кремнисто-глинистых и туфогенных отложений комплекса PV-2 указывают на его образование в зоне контакта между континентальной и океанической плитами, предположительно в начале титона.

В конце юры начинается генерация вулканических и плутонических пород Пекульнейской

дуги. Субдукция коры Палео-Пацифика в качестве основного фактора формирования Пекульнейской дуги (по [40]) представляется крайне маловероятной. Этому противоречит отсутствие в строении Восточно-Пекульнейского террейна (фрагмента океанической коры) комплексов-индикаторов длительного существования зоны субдукции — аккреционной призм, офиолитов и ассоциирующих с ними метаморфических пород. Субдукция среднеюрской океанической литосферы, остывшей за 20 млн лет дрейфа, не могла привести к быстрому проявлению магматической активности в пределах также давно остывшего раннемезозойского мантийного клина Палео-Пекульнейской дуги. При длительном (в течение 40 млн лет, от конца триаса до начала титона) отсутствии в пределах Пекульнейско-Золотогорской окраины регионально проявленных субдукционных процессов островодужный магматизм возобновляется при раскрытии в титоне бассейна PV-2. Наконец, только в пределах Пекульнейского сегмента проявились как интенсивный надсубдукционный магматизм дуги, так и генерация мафитов PV-2. В других сегментах орогена, при отсутствии толщ PV-2, надсубдукционный магматизм проявлен значительно слабее [11].

Обстановка сочленения пекульнейских террейнов (граница скольжения)

Новая интерпретация позднеюрской геодинамической обстановки формирования террейнов Пекульнея может быть разработана на основе представлений об энсиалической (окраинно-континентальной) природе фундамента Пекульнейской дуги и окраинно-чукотской, но не межокеанской, локализации всего Пекульнейско-Золотогорского подвижного пояса. Начиная с титона и в течение всего раннего мела геологическая история обоих террейнов Пекульнея оказывается взаимосвязанной и указывает на обстановку сложного сочетания процессов, характерных как для границ скольжения, так и для зон субдукции (табл. 1).

Альтернативой предположению о субдукции океанической плиты Пацифика является концепция границы скольжения и магматической активности в зоне трансформного разлома. Для позднеюрского—раннемелового времени это согласуется с разработанной Г.Е. Некрасовым [15] геодинамической моделью, согласно которой начиная с позднего палеозоя и в течение всего мезозоя южный край Чукотского массива представлял собой трансформную границу Арктического континента.

Новым для данного региона является представление о магматизме в зоне трансформного разлома. В некоторых границах скольжения, образованных трансформными разломами типа

дуга—дуга и дуга—хребет, направление движения плит не вполне параллельно их краям — в таких участках границы скольжения возможно расхождение блоков литосферы с образованием между взаимопараллельными трансформными разломами коротких ортогональных центров спрединга [9, 37]. В результате в пределах трансформной границы формируется полоса новой коры океанического типа. Для магматизма таких обстановок типичны базальты MORB-типа, высокомагнезиальные базальты, иногда и пикриты [36, 38, 42]. Современными примерами границ скольжения с новообразованным центром спрединга являются структуры Калифорнийского залива, Карибской трансформной границы (Кайманов центр спрединга), Андманского моря.

Имеющиеся данные позволяют предполагать, что тектонический комплекс Пекульнейско-Пацифической границы в титоне—валанжине представлял собой зону трансформного разлома, включающую также центр спрединга, генерировавший молодую океаническую кору PV-2.

Представление о трансформной границе между пекульнейским террейнами позволяет также объяснить квази-одновременное развитие магматизма PV-2 и Пекульнейской дуги. Субдукция в пределах Пекульнейского сегмента была функционально связана с формированием в титоне бассейна с корой PV-2. Помимо позднеюрского—раннемелового времени формирования магматических комплексов PV-2 и Пекульнейской дуги, можно указать также и геохимические данные, объединяющие базальтовый магматизм двух комплексов. Присутствие в составе вулканических толщ PV-2, Пекульнейской дуги и блока Ворон (т.е. в строении Восточного и Западного террейнов) некоторого количества базальтов MORB-типа, близких между собой по индикаторным геохимическим параметрам FeO^*/MgO (0.7–1.5), TiO_2 (0.6–1.6), Nb (0.5–1.5 ppm), Ba/La (5–20), может свидетельствовать о существовании в титоне—валанжине магматических источников, контролировавшихся единой тектонической структурой — зоной трансформного разлома (см. рис. 3, б, г).

Динамические аспекты проявления субдукции в зонах границ скольжения изучены для многих регионов их развития [5, 28, 31]. Процессы магматизма PV-2 и Пекульнейской дуги, датируемые палеонтологическими данными как позднеюрские—раннемеловые, протекали в большом интервале времени, длительностью в 18 млн лет [33]. Они могли породить андерплейтинг и субдукцию горячей литосферы, т.е. генерацию как базальтов MORB-типа в обоих террейнах, так и известково-щелочных магматитов островодужного комплекса.

Таким образом, модель магматической активности и генерации субдукции в зоне трансформ-

Таблица 1. Корреляция тектонических событий Западно-Пекульнейского и Восточно-Пекульнейского террейнов в J₂–K₁

Стратиграфическая шкала		Западно-Пекульнейский террейн	Восточно-Пекульнейский террейн
Система, отдел	Ярус	Тектонические зоны титона – конца раннего мела	
K ₁	Альб	Западная зона	Осевая зона
	Апт	Накопление олистостромовых толщ	Образование меланжа с метапикрит-метабазальтовым матриксом
	Баррем		Формирование покровной структуры, дивертикуляция разреза океанической коры – шарьирование комплекса PV-2 на структуры Осевой зоны, комплекса PV-1 на PV-2
	Готерив		Транспрессия, начало закрытия интрадугового бассейна
		Расслоенные габбро Базальт-пикритовый магматизм в интрадуговом бассейне	Накопление тектоно-гравитационного микстита
J ₃	Валанжин	Раскол дуги, раскрытие бассейна пулл-апарт	
	Берриас		
	Титон		
J ₂	Киммеридж	Транстенсия, магматизм в зоне трансформного разлома (заложение бассейна PV-2)	
	Оксфорд		
	Келловей		
	Баг		
	Байос		

Дрифтинг океанической коры, накопление “нижних” радиоларитов в байосе-киммеридже, трансформное сочленение со структурами Палео-Пекульнейской дуги

Генерация базальтов и слоистых даек комплекса PV-1 в аалене(?) – байосе в центре спрединга Палео-Пацифика

ного разлома позволяет реконструировать обстановку формирования комплекса PV-2 в структурной близости с континентальным блоком, объяснить квази-синхронность с комплексами Пекульнейской дуги, появление терригенных компонентов в тонкообломочных отложениях, примитивный состав лав с развитием низкокальциевых пикритовидов островодужного типа.

С завершением субдукции возрастает интенсивность динамики зоны трансформного разлома, нарастают деформации пулл-апарт. Последующее наращивание напряжений в готериве привело к расколу дуги и образованию внутридугового пулл-апартного бассейна с мощным кратковременным базальт-пикритовым магматизмом [11]. Ag–Ag датировка габброидов Светлореченского массива в 127–129 млн лет показывает, что эндогенные процессы, порожденные расколом дуги в готериве, продолжались до баррема включительно [17]. Кардинальное изменение геодинамической обстановки с окончательным прекращением активности Пекульнейской дуги связано с баррем–аптскими и раннеальбскими орогеническими движениями, завершившими формирование поздних мезозойских северо-восточной окраины Азии [21, 23].

Региональные аспекты модели границы скольжения

Возможность реконструкции позднеюрской–раннемеловой геодинамической обстановки в северо-восточном углу Палео-Пацифика пока не имеет однозначного решения. В наиболее распространенных схемах Пекульнейская дуга представлена как интраокеаническая (энсиматическая) надсубдукционная структура, разделяющая Южно-Аньюйский океанический бассейн и плиту Фараллон, с вергентностью в сторону Пацифика, и продолжающая по простиранию Удско-Мургальской энсиматической дуги [11, 20, 40, 43] (рис. 4, а). Однако представление об Удско-Мургальской принадлежности Пекульнейской энсиматической дуги не согласуется с эпиконтинентальной природой Западно-Пекульнейского террейна; указанная модель не объясняет гетерогенное-гетерохронное строение Восточно-Пекульнейского террейна и обстановку формирования комплекса PV-2.

Из модели Пекульнейско-Золотогорской границы скольжения следует, что общая картина геодинамики северо-западной окраины Палео-Пацифика в титонское–раннемеловое время характеризовалась, с одной стороны, близортогональным сближением тихоокеанских плит с Колымо-Омолонским эпиконтинентальным простиранием (с формированием Удско-Мургальского супрасубдукционного ансамбля, по [43]), с другой – их латеральным перемещением вдоль границы скольжения по южному краю Восточной

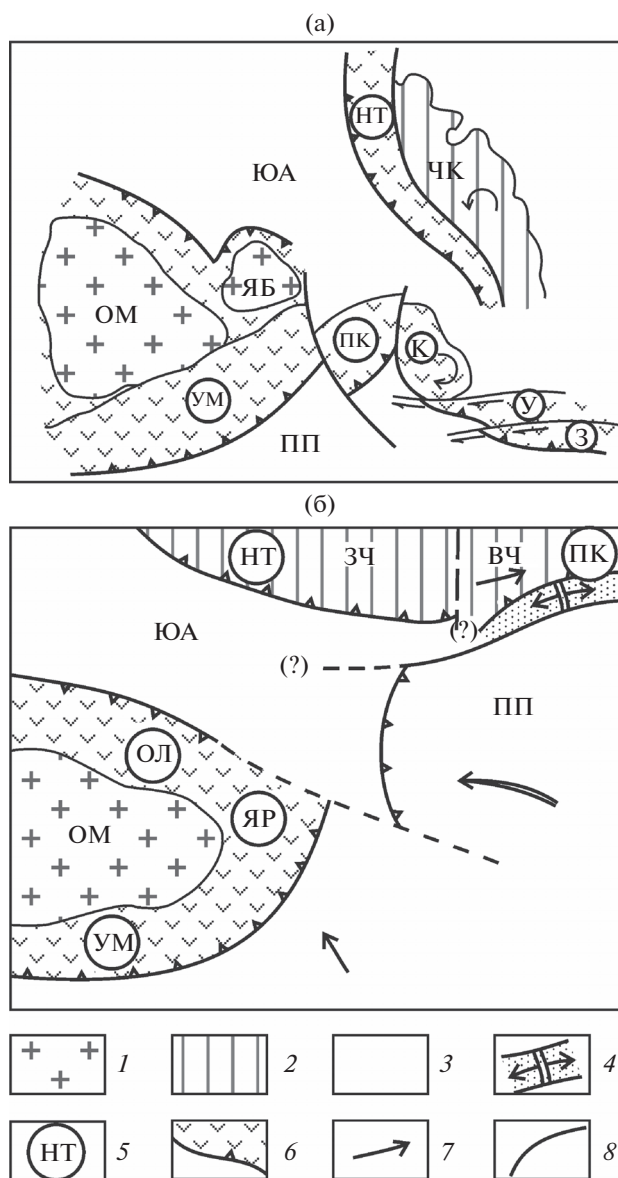


Рис. 4. Палеогеодинамические схемы северо-западной окраины Тихоокеанского подвижного пояса в поздней юре–готериве.

(а) – Реконструкция палеогеодинамической обстановки, по [11];

(б) – схема геодинамической обстановки (по полученным данным).

Обозначено: ОМ – Омолонский кратонный террейн; ЯБ – Яблонский массив; ЗЧ – Западная Чукотка, ВЧ – Восточная Чукотка; океанические бассейны: ПП – литосфера Палео-Пацифика и окраинно-океанических бассейнов, ЮА – Южно-Аньюйский – отмирающий реликт Прото-Арктического океана, по [23]; островные дуги: УМ – Удско-Мургальская, ПК – Пекульнейская, ОЛ – Олойская, ЯР – Яракваамская, НТ – Нутесинская.

1 – кратонный террейн; 2 – Чукотский террейн континентальной окраины; 3 – океанические бассейны; 4 – центр спрединга и океаническая кора комплекса PV-2, генерированные в зоне границы скольжения; 5 – островные дуги; 6 – зоны субдукции и островодужные системы; 7 – предполагаемые направления движения плит; 8 – трансформные разломы

Чукотки. Позднеюрская—раннемеловая Пекульнейско-Золотогорская трансформная граница предположительно являлась одним из участков региональной границы скольжения, контролировавшей зону конвергенции между плитой Фараллон и реликтовым Южно-Аньюским океаническим бассейном. Если это так, то на палинспастических реконструкциях средне-поздне-мезозойскую границу между внутренним (Южно-Аньюским) и внешним Палеопацифическим (т.е. реликтом Панталассы) океаническими бассейнами можно провести по межокеанской зоне субдукции, но с вергентностью в сторону внутреннего бассейна в соответствии с современными аналогами геодинамических обстановок — зонами субдукции Малых и Южных Антил [27] (см. рис. 4, б).

ВЫВОДЫ

1. Восточно-Пекульнейский террейн определен как аккрецированный террейн океанической коры, сопряженный с Западно-Пекульнейским террейном дуги континентальной окраины Восточной Чукотки. В составе Восточно-Пекульнейского террейна отсутствуют комплексы аккреционной призм, офиолитов, высокобарических — низкотемпературных метаморфических пород, типоморфные для образований субдукционной зоны.

2. Кремнисто-базальтовые толщи Восточно-Пекульнейского террейна разделяются на два разновозрастных комплекса, различающихся по особенностям петрографического и геохимического состава пород вулканогенных и осадочных последовательностей. Комплекс PV-1 (байосская океаническая кора Палео-Пацифика) сложен диабазами и подушечными базальтами N-MORB типа, обогащенными TiO_2 и Nb, и перекрыт кремнисто-глинистыми отложениями байоса—кимериджа. Комплекс коры океанического типа PV-2 отличается развитием в толще подушечных лав базальтов MORB-типа, обедненных TiO_2 и Nb, магнезиальных базальтов, пикритоидов, туфогенных и карбонатных пород. Данный комплекс датируется радиоляриями поздней юры—раннего мела и макрофауной валанжина.

3. Формирование комплекса PV-2 происходило после трансформного сочленения океанической плиты PV-1 с окраиной микроконтинента (начиная с титона) в бассейне с корой океанического типа, раскрывшемся в пределах границы скольжения между Восточной Чукоткой и Палео-Пацификом.

4. В титоне—валанжине, в непосредственной близости к бассейну генерации комплекса PV-2, на окраине Чукотского микроконтинента формировался вулcano-плутонический комплекс Пекульнейской дуги. Большинство магматиче-

ских пород энсиалической дуги относятся к геохимическим сериям IAT и CA, однако обильно представлены и базальты MORB-типа, близкие по составу к породам комплекса PV-2. Это обстоятельство позволяет предполагать, что ранний базальтовый магматизм обоих террейнов контролировался единой тектонической структурой — зоной трансформного разлома. Формирование Пекульнейской дуги, скорее всего, обусловлено процессами субдукции молодой и горячей коры бассейна PV-2 под окраину Восточной Чукотки.

Благодарности. Автор благодарен рецензенту проф. С.Д. Соколову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за подробный критический анализ статьи.

Финансирование. Работа выполнена в Геологическом институте РАН с финансированием исследований по программе государственного задания по теме № 0135-2019-0020 “Эволюция складчатых поясов обрамления Сибирской платформы в докембрии и фанерозое и их возможная связь с палеоструктурами Урала и Корякии”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Базылев Б.А., Леднева Г.В., Ишиватари А. Высокобарические ультрамафиты в нижнекоревых породах Пекульнейского комплекса, Центральная Чукотка. Ст. 2. Внутреннее строение блоков комплекса и тел ультрамафитов, геологическая и геодинамическая обстановка формирования пород // Петрология. 2013. Т. 21. № 4. С. 372–378.
2. Ватрушкина Е.В., Тучкова М.И., Соколов С.Д. Позднеюрский—раннемеловой надсубдукционный вулканизм Чукотского террейна // Геотектоника. 2019. № 6. С. 78–91.
3. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. — Под ред. А.И. Ханчука — Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
4. Горячев Н.А. Олойский вулканический пояс (поздняя юра—ранний мел). — В кн.: Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. — Под ред. А.И. Ханчука — Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 259–260.
5. Дубинин Е.П. Трансформные разломы океанической литосферы. — М.: МГУ, 1987. 181 с.
6. Жуланова И.Л., Перцев А.Н. О гетерогенности мафит-ультрамафитовых массивов хребта Пекульней (Анадырско-Корякская складчатая система) // Зап. Всесоюз. Минерал. Общ.-ва. 1988. Т. 117. № 3. С. 276–293.
7. Захаров В.А. Объяснительная записка к Геологической карте СССР масштаба 1 : 200000. Серия Анадырская. Лист Q-60-XIII, XIV. — СПб.: ВСЕГЕИ, 1979.
8. Кайгородцев Г.Г. Офиолитовые формации хребта Пекульней. — Мат.-лы конф. по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. — Магадан: Книжное издательство, 1961. Вып. 15. С. 93–104.
9. Кохан А.В., Дубинин Е.П., Курбатова Е.С. Проявление ультрамедленного спрединга в трансформных

- сдвига-раздвиговых зонах // Вестн. КРАУНЦ. Серия Науки о Земле. Вып. 30. 2016. № 2. С. 16–28.
10. Марковский Б.А., Богданов Г.В. Провинция ультрамафических вулканитов хребта Пекульней (Северо-Восток СССР) // Советская геология. 1985. № 6. С. 117–126.
 11. Морозов О.Л. Геологическое строение и тектоническая эволюция Центральной Чукотки. — М.: ГЕОС, 2001. 201 с.
 12. Некрасов Г.Е. Новые данные о тектоническом строении хребта Пекульней (левобережье р. Анадырь) // Доклады АН СССР. 1978. Т. 238. № 6. С. 1433–1436.
 13. Некрасов Г.Е. Комплексы зоны раздела кора-мантии континентальных и переходных структур и вопросы вертикальной аккреции континентальной литосферы — В сб.: *Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы.* — Под ред. М.Г. Леонова — М.: Наука, 2002. С. 237–267.
 14. Некрасов Г.Е. Фанерозойские гранулиты хребта Пекульней. — В сб.: *Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя.* — СПб.: ИП Каталкина, 2007. С. 231–234.
 15. Некрасов Г.Е. Трансформная модель тектоники Верхояно-Чукотских мезозойд // ДАН. Науки о Земле. 2019. Т. 489. № 4. С. 56–60.
 16. Некрасов Г.Е., Журавлев Д.З. Sm–Nd изотопная система в породах нижней коры южной части хребта Пекульней (поздние мезозойды Чукотки) // ДАН. 2000. Т. 372. № 3. С. 373–377.
 17. Паланджян С.А., Лэйер П.У., Паттон У.У., Ханчук А.И. Геодинамическая интерпретация $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок офиолитовых и островодужных мафитов и метамафитов Анадырско-Корякского региона // Геотектоника. 2011. № 6. С. 72–87.
 18. Паланджян С.А., Хаясака Я. Новые данные по раннемезозойскому магматизму Пекульнейско-Золоторской островодужной системы (крайний Северо-Восток Азии): SHRIMP U–Pb датирование цирконов из плагиогранитов хребта Пекульней // ДАН. 2015. Т. 464. № 1. С. 80–84.
 19. Паланджян С.А., Чехов А.Д., Лаврова Л.Д. Тектоника и офиолиты хребта Пекульней (Чукотка) // Тихоокеанская геология. 1982. № 2. С. 31–39.
 20. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
 21. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. — М.: Наука, 1992. 182 с.
 22. Соколов С.Д., Бялобжеский С.Г. Террейны Корякского нагорья // Геотектоника. 1996. № 6. С. 68–80.
 23. Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Лэйер П. Тектоника Южно-Аннуйской сuture (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2015. № 1. С. 5–30.
 24. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). — Под ред. Л.М. Парфенова, М.И. Кузьмина — М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. 571 с.
 25. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. — М.: Недра, 1988. 264 с.
 26. Филимонов М.В. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200000. Лист Q-60-XIX. — Анадырь. — Под ред. Г.Г. Кайгородцева — СПб: ВСЕГЕИ, 1966.
 27. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. — М.: Научный мир, 2001. 606 с.
 28. Ханчук А.И., Мартынов Ю.А., Перепелов А.Б., Крук Н.Н. Магматизм зон скольжения литосферных плит: новые данные и перспективы. — В сб.: *Вулканизм и геодинамика.* — Мат-лы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии (Петропавловск-Камчатский, Институт вулканологии и сейсмологии, 22-27 сент. 2009). — Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. Т. 1. С. 32–37.
 29. Amato J.M., Toro J., Akinin V.V., Hampton B.A., Salnikov A.S., Tuckova M.I. Tectonic evolution of the Mesozoic Anyui suture zone, eastern Russia: A critical component of paleogeographic reconstructions of the Arctic region // *Geosphere*. 2015. Vol. 11. No. 5. P. 1530–1564.
 30. Arevalo R.(Jr), McDonough W.F. Chemical variations and regional diversity observed in MORB // *Chem. Geol.* 2010. Vol. 271. P. 70–85.
 31. Casey J.F., Dewey J.F. Initiation of subduction zones along transform and accreting plate boundaries, triple junction evolution, and forearc spreading centers — implications for ophiolite geology and obduction — In: *Ophiolites and oceanic lithosphere*, — Ed. by I.P. Gass, S.J. Lippard, A.W. Shelton, (London Geol. Soc. Spec. Publ. 1984. Vol. 13). P. 269–290.
 32. Casey J.F., Elton D.L., Siroky F.X., Karson J.A., Sullivan J. Geochemical and geological evidence bearing on the origin of the Bay of Island and Coastal complex ophiolites of western Newfoundland // *Tectonophysics*. 1985. Vol. 116. P. 1–40.
 33. GSA Geologic Time Scale. — URL: <https://www.geosociety.org/documents/gsa/timescale/timescl.pdf> (Accessed July 2, 2020).
 34. Ishiwatari A., Ledneva G.V., Bazilev B.A., Hayasaka Y., Palandzhyan S.A., Morozov O.L., Koizumi K., Stcherbakov V.D., Sokolov S.D. Garnet metagabbro-ultramafic complexes in the Pekulney Range, Northeast Russia // *Island Arc*. 2007. Vol. 16. P. 1–3.
 35. Ishiwatari A., Yanagida Y., Li Y.-B. et al. Dredge petrology of the boninite- and adakite-bearing Hahajima Seamount of the Ogasawara (Bonin) forearc: An ophiolite or a serpentinite seamount? // *Island Arc*. 2006. Vol. 15. Is. 1. P. 102–118.
 36. Karson J.A., Elton D.L., DeLong S.E. Ultramafic intrusions in the Lewis Hills massif, Bay of Island ophiolite complex, Newfoundland: Implications for igneous processes at oceanic fracture zones // *GSA Bull.* 1983. Vol. 94. No. 1. P. 15–29.
 37. Lodolo E., Coren F., Ben-Avraham Z. How do long-off-set oceanic transforms adapt to plate motion changes? The example of the Western Pacific-Antarctic plate boundary // *J. Geophys. Res.* 2013. Vol. 118. No. 3. P. 1195–1202.
 38. Murton B.J. Anomalous oceanic lithosphere formed in a leaky transform fault: evidence from the Western Li-

- masol Forest Complex, Cyprus // J. Geol. Soc. London. 1986. Vol. 143. Is. 5. P. 845–854.
39. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H. et al. Circum-North Pacific Tectono-Stratigraphic Terrane Map / U.S. Geol. Surv. Open-File Report 94-714. 1994. 210 p.
 40. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scotese C.R., Scholl D.W., and Fujita K. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific, (U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 2000. No. 1626). P. 123.
 41. Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos. 2008. Vol. 100. P. 14–48.
 42. Perfit M.R., Fornari D.J., Ridley W.I., Kirk P.D., Casey J., Karstens K.A., Reynolds R., Edwards M., Desmonie D., Shuster R., Paradis S. Recent volcanism in the Siqueiros transform fault: picritic basalts and implications for MORB magma genesis // Earth. Planet. Sci. Lett. 1990. Vol. 141. Is. 1–4. P. 91–108.
 43. Sokolov S.D., Tuchkova M.I. Mesozoic tectono-stratigraphic terranes of the Koryak-Chukotka region. — In: *Late Jurassic margin of Laurasia: A record of faulting accommodating plate rotation* — Ed. by T.N. Anderson, A.N. Didenko, C.L. Johnson, A.L. Khanchuk, J.F. (Jr.) MacDonald, (GSA Spec. Pap. 2015. Vol. 513). P. 46–481.
 44. Zhulanova I.L. Layered gabbroids of the Pekulnei Ridge, Chukotka, northeastern Russia: geology, petrography, age, and geodynamics. — In: *Volcanoes — Geological and geophysical setting, theoretical aspects and numerical modeling, applications to industry and their impact on the human health*. — Ed. By G. Aiello, (Intech Open. 2018. No. 1). P. 93–129.

East Pekulney Terrane of the Oceanic Crust (Extreme Northeast Asia, Russia): A Fragment of the Late Jurassic–Early Cretaceous Slip Boundary between Paleo-Pacific and Chukotka Microcontinent

S. A. Palandzhyan*

Geological Institute RAS, bld. 7, Pyzhevskii per., 119017 Moscow, Russia

**e-mail: sapaland@mail.ru*

The West Pekulney terrane of the continental margin arc is conjugated with the East Pekulney terrane of the oceanic crust, the siliceous-volcanogenic strata of which (Pekulneyveemskaya Formation, PV) are divided into two complexes. The first PV-1 complex includes a dike series, pillow basalts with increased Nb, TiO₂ and FeO*/MgO ratios, siliceous-clayey deposits dating from the Bajocian–Kimmeridgian time interval. The second complex PV-2 — its pillow basalts belong to the low-titanium group of the N-MORB type, they are characterized by low Nb contents and are combined with magnesian basalts and picrite-basalts, tuffaceous rocks of basic composition. The siliceous-argillaceous deposits of the PV-2 complex are dated by the Late Jurassic–Early Cretaceous radiolarian accumulations and the Valanginian macrofauna, which contain an admixture of terrigenous material and detritus of medium and felsic volcanic rocks; show signs of generation near the source of allochthonous material. New data on the geology and geochemical composition of the pillow basalt strata confirm the formation of the PV-1 complex in the center of the Paleo-Pacific spreading. The compositions and dating of rocks of the PV-2 complex indicate its generation in the Tithonian–Valanginian in the zone of conjugation of the oceanic plate with the Pekulney–Zolotogorsk margin of the Chukchi continent. The formation of the PV-2 complex immediately after the convergence of the Paleo-Pacific Plate (PV-1) with the continental margin is explained by the generation of a young PV-2 oceanic crust in the spreading center, formed in the transform fault zone. In the Tithonian–Valanginian, on the Pacific margin of Eastern Chukotka, the Pekulney arc formed, which magmatic complexes include, in addition to rocks of the IAT and CA series, low-Ti MORB-type basalts, similar in composition to some part of PV-2 basalts. It is likely that a single tectonic structure existed in the Tithonian–Valanginian that controlled the basaltic magmatism of both terranes; that structure could be a transtensional segment of the transform fault zone. The synchronous development of the Pekulney arc and PV-2 complexes and the geochemical correlation of basalts indicate that the Tithonian–Valanginian subduction within the Pekulney segment is caused by the opening of the PV-2 basin in the transform fault zone and subduction of young oceanic crust beneath the Eastern Chukotka margin.

Keywords: Eastern Chukotka, oceanic crust terrane, transform fault, plate slip boundary, subduction of the young lithosphere