

О РАЗНЫХ УРОВНЯХ АККРЕЦИИ ЭНСИМАТИЧЕСКИХ ОСТРОВНЫХ ДУГ

© 2006 г. В. Д. Чехович

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

Поступила в редакцию 23.11.2004 г.

Рассмотрены возможные варианты аккреции энсиматических островных дуг геологического прошлого на восточном и западном обрамлении Тихого океана. Сделан вывод, что аккреция пород энсиматических островных дуг может происходить как на литосферном, так и на коровом (верхнекоровом) уровнях. При литосферной аккреции происходит заклинивание зоны субдукции и причленение к континенту островодужного сооружения. При аккреции на коровом уровне может продолжаться субдукция литосферы, подстилавшей дугу, в результате чего на континентальной окраине формируется надсубдукционный вулcano-плутонический пояс.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время стало очевидным, что механизм аккреции островных дуг более сложен, чем это считалось ранее [54]. Поэтому назрела необходимость в первую очередь обратиться к частной задаче аккреции энсиматических островных дуг.

Уже более десяти лет назад Марк Клуз показал, что вулканические поднятия в океанах, с мощностью земной коры этих морфоструктур до 17 км, при их подходе к зонам субдукции не заклинивают их, как это считалось ранее, а частично или полностью субдуцируются, поскольку участки литосферных плит с поднятиями такого порядка обладают отрицательной плавучестью, а при большей мощности коры (до 25–30 км) приобретают таковую по отношению к астеносфере в результате увеличения плотности коры при субдукционном метаморфизме [56]. Лишь при мощности коры более 30 км плавучесть литосферной плиты становится положительной, что служит причиной заклинивания зоны субдукции и развития коллизионных процессов.

Все это хорошо отражено в современной геодинамической ситуации – хребет Луисвилль погружается в желобе Тонга, поднятие Обручева, являющееся северным продолжением Гавайско-Императорского хребта, – в Курило-Камчатском желобе. В последнем случае, хотя глубина желоба в месте, куда подходит поднятие, несколько понижена, никакого перерыва в цепи действующих вулканов не обнаруживается. Однако поглощение поднятия Обручева в зоне субдукции отчетливо отражается в поле скоростей продольных и поперечных волн в осевой плоскости зоны Беньофа [19]. Некоторые изменения отмечаются при субдукции хребта Кокос в Центрально-Американском желобе, начавшейся один млн. лет назад.

Они выражены более пологим падением зоны субдукции и некоторым подъемом края континента, а также перерывом в цепи вулканов, свидетельствующим, вероятно, о том, что субдуцирующая плита пока не достигла глубины, достаточной для начала магмообразования.

В одной из работ автора была сделана попытка выявления примеров взаимодействия океанических вулканических поднятий с другими крупными структурами в геологическом прошлом, и был сделан вывод о том, что подобные поднятия могут аккретироваться на литосферном, коровом и “чехольном” (поверхностном) уровнях [47]. Весьма важным обстоятельством при этом является то, что при коровой и поверхностной (чехольной) аккреции происходит лишь сдирание чехла с перемещением его на край перекрывающей плиты или выкалывание и надвигание коровых клиньев при продолжении поглощения основной части литосферной плиты. Следует отметить, что при аккреции на коровом уровне особое структурообразующее значение приобретают либо крупные вещественные неоднородности, либо тектонические срывы.

В соответствии с расчетами М. Клуза [56] было сделано предположение о том, что аналогичный характер аккреции может быть свойственен и энсиматическим островным дугам, поскольку мощность коры последних вполне сопоставима с таковой океанических вулканических поднятий. Действительно, современные энсиматические островные дуги как на западе Тихого океана, так и на западе Атлантики имеют мощность земной коры от 15–18 до 23–25 км [6]. Можно было бы возразить, что океанические поднятия сложены исключительно базальтами и не сопоставимы с примитивными энсиматическими островными дугами, в строении которых определенную роль играют

также вулканогенно-осадочные образования. Однако результаты глубоководного бурения на Императорском хребте, где скважины на подводных горах Детройт, Нинтоку и Коко проникли ниже осадочного чехла на 450, 283, 285 м соответственно [63], доказывают, что это не так. Например, по данным скважины на подводной горе Детройт, находящейся несколько южнее поднятия Обручева, прослой осадочных или туфогенных пород составляют 20–25%, а на горах Нинтоку и Коко – около 10%. Все это как будто свидетельствует о том, что типы аккреции, характерные для океанических поднятий, могут быть свойственны и энсиматическим островным дугам. Вполне естественно, что различия должны существовать, особенно потому, что океанические поднятия при подходе к зонам субдукции представляют собой уже пассивные геологические тела, переносимые океаническими плитами, а в случае островных дуг приходится учитывать историю развития этих надсубдукционных структур, активность которых может продолжаться вплоть до столкновения.

ОБЩИЕ СООБРАЖЕНИЯ О МЕХАНИЗМЕ СТОЛКНОВЕНИЯ ЭНСИМАТИЧЕСКИХ ОСТРОВНЫХ ДУГ С КОНТИНЕНТОМ

При обсуждении механизма столкновения островных дуг с континентом важную роль играет обстановка приближения к неактивной окраине континента действующих островных дуг. Это оказывается возможным только в случае “накатывания” океанической литосферной плиты на океаническое же обрамление континентальной плиты. Впервые идея такого перемещения зоны субдукции в геологическом прошлом была предложена на основании анализа палеомагнитных данных по аккретированным островным дугам Восточной Камчатки [25]. Будет справедливо отметить, что современная геодинамическая ситуация дает лишь два подобных примера – дугу Лусон, обращенную желобом к Азии, и несколько иной пример Новых Гебрид [6, 16]. В рассматриваемом случае при полном поглощении океанической оторочки должно происходить столкновение континента с островодужным сооружением. В связи с тем, что вероятность субдукции континентальной коры под островную дугу ограничена, столкновение может привести к аккреции (присоединению) островодужного литосферного блока к континенту с формированием новой границы литосферных плит, т.е. произойдет аккреция на литосферном уровне. Естественно, в подобном случае момент коллизии по времени должен совпасть с прекращением островодужного вулканизма. Столкновение островной дуги с континентом при поддвиге последнего под островную дугу разобран в работе Е.Н. Константиновской [16].

Более разнообразные варианты результатов взаимодействия могут предполагаться в случае приближения неактивной (остаточной) энсиматической дуги к зоне поглощения, направленной под континент. В такой обстановке могут реализоваться условия для аккреции коровых клиньев или поверхностных частей островодужных сооружений при продолжении поглощения остальной части субдуцируемой литосферной плиты. Кроме этого, как было показано некоторыми исследователями [41], в эпохи очень быстрого спрединга и интенсивнейшего внутриплитного вулканизма (хорошо документированным является, в частности, меловое время) могло происходить раздавливание не крупных окраинноморских бассейнов между действующими островными дугами и континентом с частичным неглубоким поддвигом океанической коры бассейна как под континент, так и под тыловую часть островной дуги и в результате – столкновение активной островной дуги с континентом. При этом теоретически после столкновения вероятны варианты как литосферной, так и коровой аккреции островной дуги.

ПРИМЕРЫ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ АККРЕЦИИ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Обратимся непосредственно к аккретированным островным дугам геологического прошлого в начале для восточного обрамления Тихого океана и Карибского региона. Поскольку аккреция островных дуг к континенту, вызывающая латеральное наращивание континентальной литосферной плиты (или аккреция на литосферном уровне), является наиболее укоренившимся и не вызывающим возражений понятием, приведем один весьма показательный пример из рассматриваемого региона. Это западная часть островной дуги Больших Антилл – остров Куба. Благодаря международному сотрудничеству составлена и издана геологическая карта о-ва Куба масштаба 1 : 250000 [61]. Строение острова выяснено не только в результате геологической съемки, но и благодаря большому количеству глубоких скважин (более 3000 м и до 5000 м). Не вдаваясь в обсуждение обоснованности тех или иных палеотектонических реконструкций [15, 27, 28, 46, 53, 60], можно сказать, что в конечном счете все они сводятся к тому, что достаточно зрелая (с титона по кампан) Кубинская энсиматическая островная дуга, надвигавшаяся вместе с Карибским выступом Пацифики на океаническую кору открывавшейся Атлантики, столкнулась с Багамской пассивной окраиной Северной Америки. При этом столкновении происходит формирование тектонических покровов, в которые были последовательно вовлечены отложения континентального склона, часть осадков океанического чехла, чешуи собственно океанической коры (офиолитовый комплекс) и, в мень-

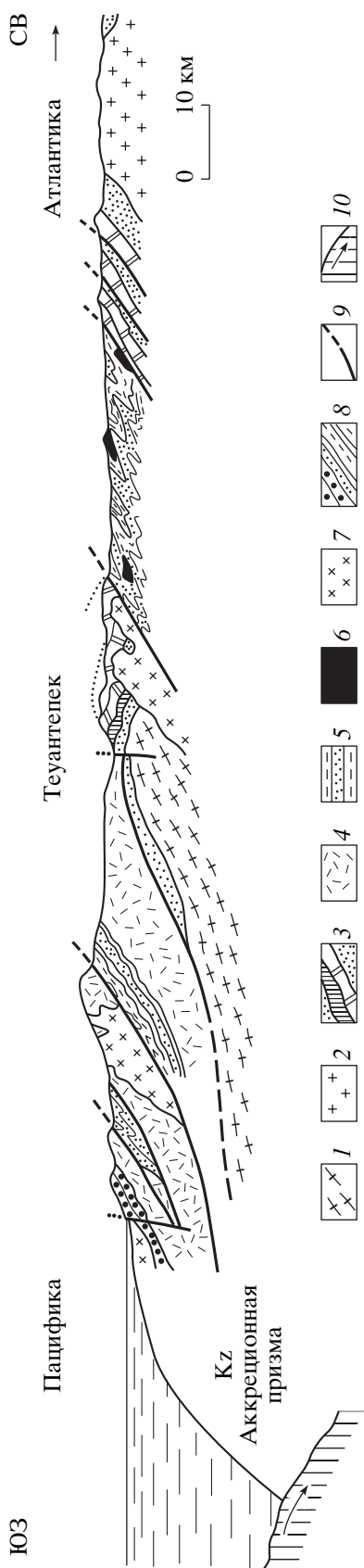


Рис. 1. Профиль через перешеек Техуантепек [57]
 1 – докембрийские гнейсы; 2 – позднепермские граниты; 3 – континентальные красноцветы и доломиты триаса-юры; 4, 5 – допозднемеловые образования островодужной природы: известково-щелочные вулканы (4), туфо-терригенные отложения (5); 6 – меловые граниты; 7 – меловые офиолиты; 8 – домеловые граувакковые толщи с телами офиолитов; 9 – разломы; 10 – зона субдукции

шей степени, образования самой дуги. Преимущественно меловые известково-щелочные вулканы и коагматичные гранитоидные интрузии, отражающие островодужный этап развития Кубы, протягиваются через весь остров более чем на 1000 км, при ширине острова 70–100 км, что соответствует размерам отдельных современных островных дуг. Таким образом, произошло “присоединение”, или аккреция, Кубинской дуги к Северо-Американскому континенту, с наращиванием площади Северо-Американской литосферной плиты, в состав которой эта дуга и вошла (аккреция на литосферном уровне). Мощности земной коры здесь после аккреции остались в тех пределах, которые характерны для современных островодужных сооружений. В постаккреционный период началось формирование длительно развивавшихся впадин (наложенных прогибов) в пределах причлененного к континенту островодужного сооружения [27, 46], что объясняется процессами растяжения, возникающими вслед за образованием складчатой зоны.

Примеры аккреции энсиматических островодужных комплексов иного типа можно найти в северной части Центральной Америки. Прежде всего, следует обратить внимание на несомненно континентальный характер земной коры этой части Центральной Америки и близость глубоководного желоба, маркирующего современную зону субдукции литосферы Тихого океана (плита Кокос). Конкретные геологические профили в районе Западной Сьерры-Мадре и через перешеек Техуантепек свидетельствуют о бескорневом характере аллохтонов, сложенных меловыми энсиматическими островодужными комплексами. В одном случае они шарьированы на рудистовые известняки нижнего мела, которые залегают на триасово-юрских красноцветах, перекрывающих докембрийское основание, а в другом – непосредственно надвинуты на докембрийские гнейсы [55, 57]. В последнем случае расстояние от оси современного глубоководного желоба до выходов докембрийских гнейсов столь незначительно (рис. 1), что исключает предположение о литосферной аккреции меловой островной дуги. Это подтверждается результатами глубоководного бурения, проведенного практически в этом же регионе по профилю от континентального шельфа (скв. 489 и 493), через континентальный склон (скв. 490, 492, 491), внешнюю и внутреннюю части глубоководного желоба (скв. 488 и 486) и дно океанической котловины [59] (рис. 2). В пределах континентального склона, где могло бы находиться “тело” меловой энсиматической островной дуги, вскрыты породы кайнозойской аккреционной призмы, положение которых на глубине хорошо подтверждается данными сейсморазведочных работ [59]. По всей вероятности, объяснением подобной ситуации при доказанном переме-

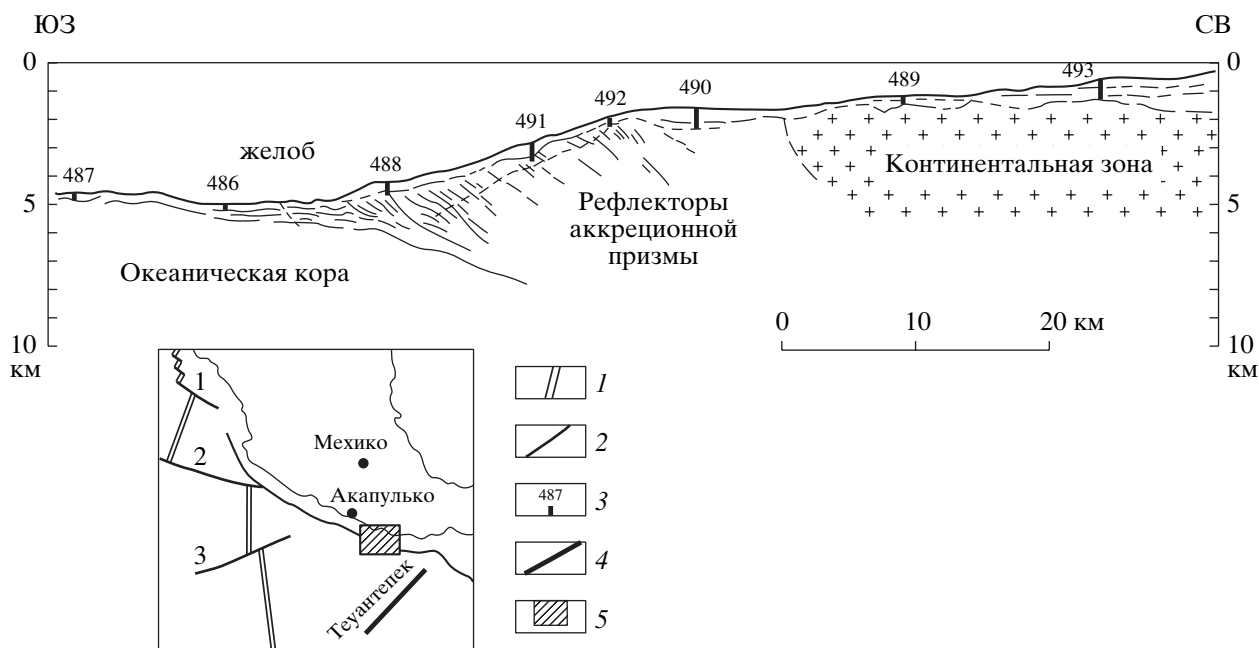


Рис. 2. Профиль глубоководного бурения рейса 66 юго-западнее перешейка Теуантепек [59]

1 – Восточно-Тихоокеанский хребет; 2 – трансформные разломы: 1 – Тамайо, 2 – Ривера, 3 – Ороско; 3 – скважины глубоководного бурения и их номера; 4 – подводный хребет Теуантепек; 5 – район работ

пции островодужных покровов со стороны Тихого океана может быть продолжившееся после соприкосновения дуги с континентом поглощение литосферы в зоне субдукции. Сохранившимся свидетельством всего этого процесса остались лишь тектонические покровы энсиматических островодужных комплексов, надвинутых на континентальное основание, и массивы известково-щелочных гранитоидов, возраст которых в целом отвечает возможному формированию доаккреционного и постааккреционного магматических поясов на континентальной окраине [64].

Несколько севернее, в западной Мексике, описана еще одна любопытная ситуация [57]. Она заключается в том, что на докембрийском континентальном основании несогласно залегают породы лейас-оксфордского окраинно-континентального вулканического пояса, на которых в виде аллохтонных масс располагаются образования келловей-титонской энсиматической дуги. Несколько восточнее как континентальное основание, так и породы лейас-оксфордского пояса несогласно перекрыты вулканитами раннемелового окраинно-континентального пояса. Представляется, что при доказанном для позднего мезозоя перемещении океанических плит со стороны Пацифики такая ситуация может быть интерпретирована как аккреция энсиматических островодужных комплексов при продолжении поглощения литосферной плиты, транспортировавшей островную дугу (рис. 3). Подобную аккрецию, которую определяют лишь относительно маломощные тектоничес-

кие покровы, можно называть верхнекоровой или поверхностной.

В пределах северо-западного обрамления Тихого океана также можно найти примеры разных типов аккреции энсиматических островных дуг. Следует повторить, что литосферная аккреция, при которой происходит присоединение литосферы островной дуги к континенту, является общепринятым понятием, и здесь можно ограничиться очень кратким перечислением примеров по северо-востоку России. Вероятно, в определенном смысле примером аккреции на литосферном уровне могут служить отдельные части позднепалеозойско-раннемеловой Кони-Мургальской дуги [23, 29, 30, 33, 38, 40, 62]. Свидетельством аккреции именно на литосферном уровне может считаться тот факт, что и в современной сложной структуре Кони-Мургальской складчатой зоны местами можно выделить главные тектонические элементы, характерные для современных островных дуг: вулканическую дугу, тыловой и преддуговой прогибы и аккреционный клин [23, 30, 31]. Второе доказательство связано с тем, что как энсиалические, так и энсиматические части этой островной дуги латерально прирастили край азиатской литосферной плиты, о чем свидетельствует образование новой конвергентной границы литосферных плит и формирование надсубдукционного Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса, основанием для которого на отдельных участках стала аккрецированная Кони-Мургальская дуга [38, 40]. Кроме этого, характерным яв-

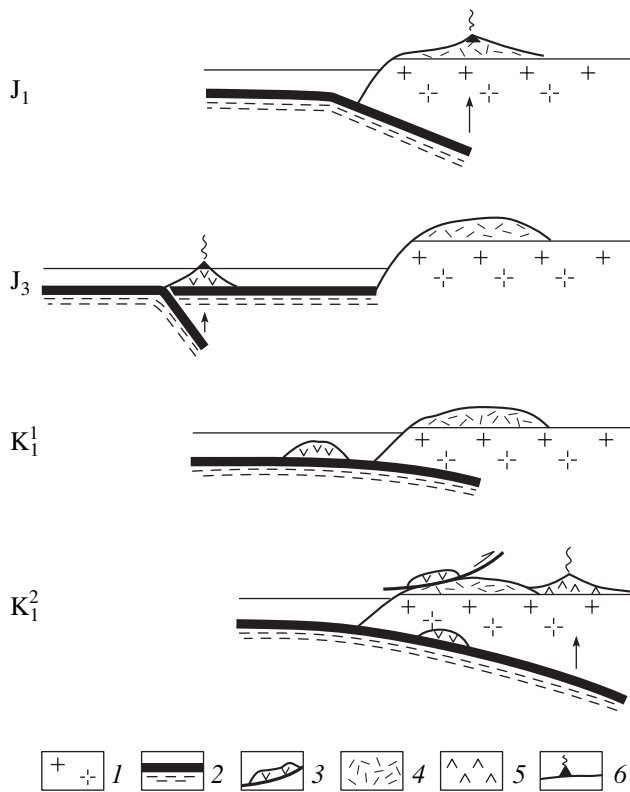


Рис. 3. Модель верхнекоревой аккреции келловей-титонской энсиматической дуги на западе Мексики
 1 – континентальная литосфера; 2 – океаническая литосфера; 3 – келловей-титонская островная дуга; 4 – лейас-оксфордский вулканический пояс; 5 – раннемеловой окраинно-континентальный вулканический пояс; 6 – вулканические постройки

ляется и длительное постаккреционное формирование наложенных впадин [38, 45].

Вторым примером из этого же региона является позднемеловая Западно-Камчатская островная дуга [9, 34, 44, 51]. Эта островная дуга была активной с коньякского по раннемаастрихтское время и причленилась к Азиатскому континенту вместе с располагавшейся в ее тылу Западно-Камчатской микроплитой в позднем маастрихте. С раннего палеоцена на островодужных толщах начинается формирование наложенных прогибов [3, 26] и своеобразных вулканических толщ, сопровождаемых внедрением дайковой серии [34], знаменовавших этап постколлизийного растяжения.

Обратимся теперь к другому типу аккреции на востоке Камчатско-Корякского региона. Мощность земной коры здесь на большей части территории соответствует континентальной (35–40 км и более). Однако в этом регионе располагаются фрагменты трех меловых–палеогеновых систем энсиматических островных дуг – Южно-Корякской, Восточных хребтов Камчатки и Восточных полуостровов Камчатки [2, 16, 37, 46, 52].

Многие исследователи рассматривают две первые структуры как единую островную дугу на основании сходных особенностей возраста комплексов и вещественного состава вулканитов [16, 52]. Однако, учитывая различия во времени столкновения (разрыв более 12 млн. лет), и особенно различия в механизме столкновения и его последствиях, имеет смысл разделять эти системы, тем более, что они, по имеющимся соображениям, были разделены трансформным разломом, который отделял также и континентальные блоки Камчатки и Камчатского перешейка [8, 22].

В современной структуре меловой–палеогеновой Южно-Корякской островодужной системы можно выделить несколько самостоятельных зон, каждая из которых характеризует определенный этап ее развития. Фронтальная зона, ограничивающая всю Южно-Корякскую систему, вместе с торцово причлененной к ней зоной Олюторского хребта (рис. 4), сложена преимущественно позднемеловыми островодужными вулканитами с отдельными чешуями базальтов MORB-типа и частью аллохтонными гипербазит-габбровыми массивами аляскинского типа. Располагающаяся к югу и юго-востоку от Фронтальной Ильпинско-Пахачинская зона сложена преимущественно терригенными толщами кайнозоя, а ограничивающая последнюю с юго-востока Говенско-Карагинская – вулканитами и вулканито-терригенными породами палеогена и, в существенно меньшей степени, позднемеловыми вулканитами [46]. В палеотектоническом отношении Фронтальная зона вместе с зоной Олюторского хребта может быть определена как часть позднемеловой Олюторской островной дуги, закончившей активное развитие в датское время, а Говенско-Карагинская зона – как палеогеновая островная дуга, развивавшаяся на позднемеловом островодужном основании, о чем, кроме чисто геологических данных, свидетельствуют и ее петролого-геохимические особенности [18]. Ильпинско-Пахачинский прогиб, северный борт которого наложен на позднемеловые вулканиты, по своему положению между палеогеновой Говенско-Карагинской дугой и Фронтальной зоной позднемеловой островной дуги может трактоваться как палеогеновый междудуговой бассейн.

Северной и северо-западной границей Южно-Корякской системы служит протяженный (порядка 500 км) Ватыно-Вывенковский надвиг, фиксируемый, кроме чисто геологических данных (тектоническое перекрытие мелового–палеогенового укалятского флиша верхнемеловыми кремнисто-вулканогенными толщами), непрерывной гравитационной ступенью более 2 мГал/км и также почти непрерывной цепочкой положительных аномалий силы тяжести [1, 20]. Мощность земной коры в районах надвигового фронта как в Южной

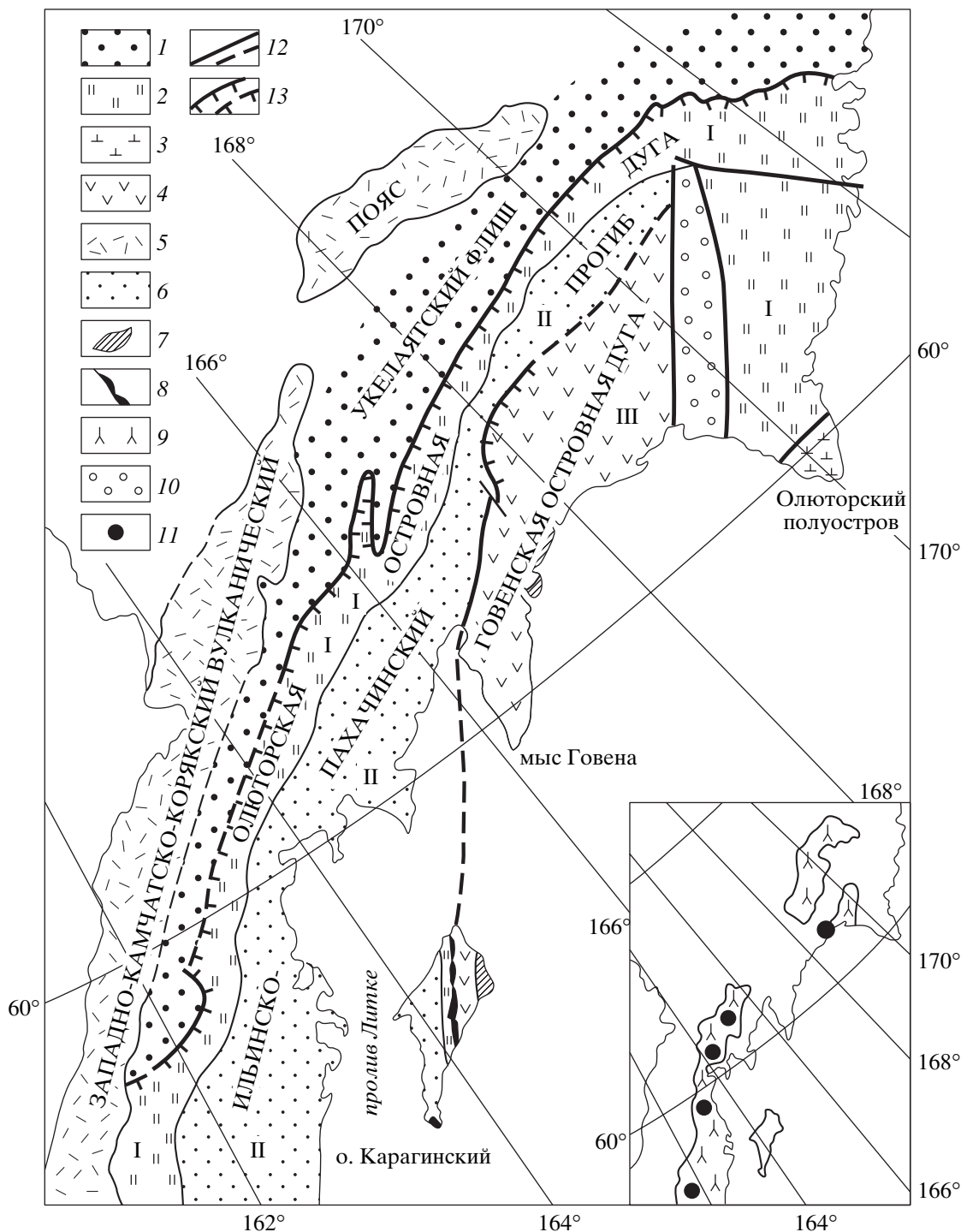


Рис. 4. Схема тектонического районирования Южно-Корякского террейна (меловой–палеогеновой островодужной системы) со снятым покровом неогеновых вулканитов Апулско-Вывенского пояса. На врезке показан снятый неогеновый покров вулканитов с местами отбора ксенолитов, свидетельствующих о континентальном характере земной коры [7]

1 – верхнемеловой–среднеэоценовый Укелятский флиш; 2 – коньяк-датские островодужные образования (Олюторская дуга); 3 – кампанские океанические базальты внутриплитного типа; 4 – палеогеновые островодужные толщи (Говенско-Карагинская дуга, одноименная зона III); 5 – палеогеновый Западно-Камчатско-Корякский окраинно-континентальный вулканический пояс; 6 – палеоген-неогеновые толщи Ильинско-Пахачинского прогиба, одноименная зона II; 7 – кайнозойская аккреционная призма; 8 – офиолиты Карагинско-Пахачинской шовной зоны; 9 – неогеновые вулканиты Апулско-Вывенского вулканического пояса (на врезке); 10 – четвертичные молассы Апулского грабена; 11 – места отбора проб ксенолитов из вулканитов Апулско-Вывенского пояса (на врезке); 12 – разломы установленные и предполагаемые; 13 – надвиги установленные и предполагаемые. I – фронтальная зона Олюторской дуги

Корякии, так и на Камчатском перешейке составляет 40–42 км [37]. Таким образом, здесь поздне-меловые комплексы энсиматической островной дуги подстилаются мощной земной корой, что не характерно для подобного рода структур. Кроме мощности земной коры, о континентальном ее характере может свидетельствовать вещественный состав глубинных включений в неогеновых вулканитах [7]. Существует еще один косвенный признак – это литологический состав мелового–палеогенового укелятского (и лесновского) флиша, требующий предположения о том, что источником для него были образования зрелой континентальной коры [12, 22, 29, 32].

Шарьирование комплексов пород островодужной и окраинноморской природы северной части Южно-Корякской системы (Олюторской дуги) на Укелятский флиш [20, 29, 32, 33] в эоцене отразило лишь начальный этап столкновения островодужной системы с континентальным блоком. Дело в том, что эта система в целом к эоцену представляла собой сочетание остаточной поздне-меловой Олюторской дуги, раскрывавшегося междуугового Ильпинско-Пахачинского бассейна и палеогеновой активной Говенско-Карагинской дуги. Интересно, что первый этап столкновения остаточной Олюторской дуги в среднем эоцене несколько не повлиял на непрерывность кайнозойского осадконакопления в междууговом Ильпинско-Пахачинском прогибе [49].

Объективные факты, свидетельствующие об одновременном развитии в палеогене двух параллельных не слишком удаленных одна от другой надсубдукционных структур – Говенско-Карагинской островной дуги и окраинно-континентального Западно-Камчатско-Корякского пояса – требуют геодинамической интерпретации. При формировании Говенской дуги субдукция океанической коры с юго-востока подтверждается существованием субдукционного меланжа на побережье п-ова Говена и на восточном берегу о-ва Карагинского [48, 50]. Формирование Западно-Камчатско-Корякского вулканического пояса можно объяснить следующим образом: при столкновении с континентом в среднем эоцене тыловой части Южно-Корякской островодужной системы (Олюторской дуги) происходит лишь надвигание на континент коровых клиньев этой дуги, а подстилающая их литосфера, так же, как несколько позже и литосфера Ильпинско-Пахачинского бассейна, субдуцирует под окраину континента [48]. Свидетельствами в пользу такого сценария являются следующие данные. Во-первых, это структура, отождествляемая с палеозоной субдукции, которая выявлена гравиметрическими исследованиями в западной части пролива Литке [4], т.е. вблизи западного борта Ильпинско-Пахачинского бассейна. Во-вторых, это существование единственно известного в Южно-Корякской системе офиолитово-

го комплекса на о-ве Карагинском [18, 35, 50] и вероятное его продолжение к северу вдоль крупных разрывов, ограничивающих с запада островодужные толщи полуострова Говена и хребта Малиновского. Весьма долгое время уже после установления офиолитовой природы базит-гипербазитового массива острова трактовка появления его в структуре Южно-Корякской островодужной системы была неоднозначной [18, 35, 46]. Этот аллохтонный комплекс, протягиваясь с небольшими перерывами не менее чем на 100 км, как бы отделяет вздернутый восточный борт прогиба Литке, являющегося южной частью междуугового Ильпинско-Пахачинского прогиба, от толщи палеогеновых туфов, принадлежащих выклинивающейся к югу Говенско-Карагинской дуге. Продолжение мелких выходов гипербазитов на западном побережье полуострова Говена и наличие олистолитов такого же состава в миоценовых отложениях на восточном борту Ильпинско-Пахачинского прогиба вдоль западного ограничения палеогеновых островодужных толщ указывает на существование протяженного офиолитового шва. Именно эта полоса четко отражается в геофизических полях, что дало основание для выделения Карагинско-Пахачинской шовной зоны [17]. Представляется, что эти данные могут свидетельствовать о существовании океанической коры во время раскрытия Ильпинско-Пахачинского бассейна, появление фрагментов которой в современной структуре связано с коллизионными процессами.

В пользу раскрытия значительного по ширине бассейна свидетельствует и характер его палеогенового разреза. В современной структуре Ильпинско-Пахачинский прогиб имеет относительно небольшую ширину – порядка 60–100 км. Своим восточным бортом он прилегает к той области палеогеновой Говенско-Карагинской островной дуги, которая наиболее насыщена эксплозивным материалом. Однако в хорошо изученных разрезах прогиба существенное присутствие вулканического материала обнаруживается только в нижнем палеоцене, когда еще была активной Олюторская дуга, а в более высоких горизонтах разреза, синхронных времени максимального вулканизма Говенской дуги, подобный материал имеется лишь в качестве тонкой туфогенной примеси [10, 11, 36]. Представляется, что это свидетельствует о весьма значительных размерах раскрывшегося бассейна, существенно превышавших современные.

При столкновении Говенской дуги произошло раздавливание Ильпинско-Пахачинского бассейна. Надвигание коровых блоков Говенской дуги имело место в конце олигоцена-миоцене. Поглощение же подстилавшей дугу литосферы, а затем и располагавшейся южнее новообразованной позднемиоценовой океанической литосферы Ко-

мандорского бассейна продолжается, и это приводит к возникновению Апукско-Вывенковского окраинно-континентального пояса неогенового возраста [9] (рис. 5).

Яркая картина поверхностного аккрецирования западной части Южно-Корякской энсиматической островной дуги наблюдается также на Камчатском перешейке. Здесь достаточно точно установлено время фронтального шарьирования островодужных образований и возраст более позднего надсубдукционного вулканического пояса [32]. Поскольку возраст наиболее молодых отложений, находящихся под тектоническим покровом островодужных образований, по наннопланктону и по результатам трекового анализа обломочных цирконов определен как среднеэоценовый [32], он может быть принят как нижний предел времени формирования тектонического покрова. Сближенность по возрасту важных геологических событий не ограничивается этим, поскольку флишевые толщи и островодужный аллохтон несогласно перекрываются среднеэоценовыми вулканитами Кинкильского сегмента Западно-Камчатско-Корякского вулканического пояса, а островодужные тектонические покровы прорваны комагматичной вулканитам интрузией, радиологический возраст которой 44 млн. лет [32]. Практически остается мало сомнений в том, что разница в 1–2 млн. лет между временем шарьирования островодужных комплексов и возрастом надсубдукционного вулканического пояса может быть объяснена лишь субдукцией под континент литосферной плиты после срыва с нее коровых клиньев энсиматической дуги.

Из всего сказанного можно сделать заключение, что рассматриваемая аккреционная система, выраженная на поверхности структурно-вещественными комплексами энсиматической островной дуги, представлена лишь коровыми покровами соответствующего состава, перемещенными на смежные континентальные блоки. Вероятно также, что флишевые комплексы (укелятский, лесновский), на которых, собственно, располагаются островодужные покровы, также представляют собой аллохтон, перемещенный из нижних частей и подножья континентального склона, где они накапливались [12, 33], на основную часть континентального блока с корой значительной мощности [8]. Об этом свидетельствуют и гравиметрические данные, согласно которым флишевые комплексы залегают на пологой, недеформированной поверхности основания [4]. Континентальный характер коры на Камчатском перешейке подтверждается и комплексом геофизических исследований [21].

Отмеченные геологические факты (“мгновенность” появления надсубдукционного окраинно-

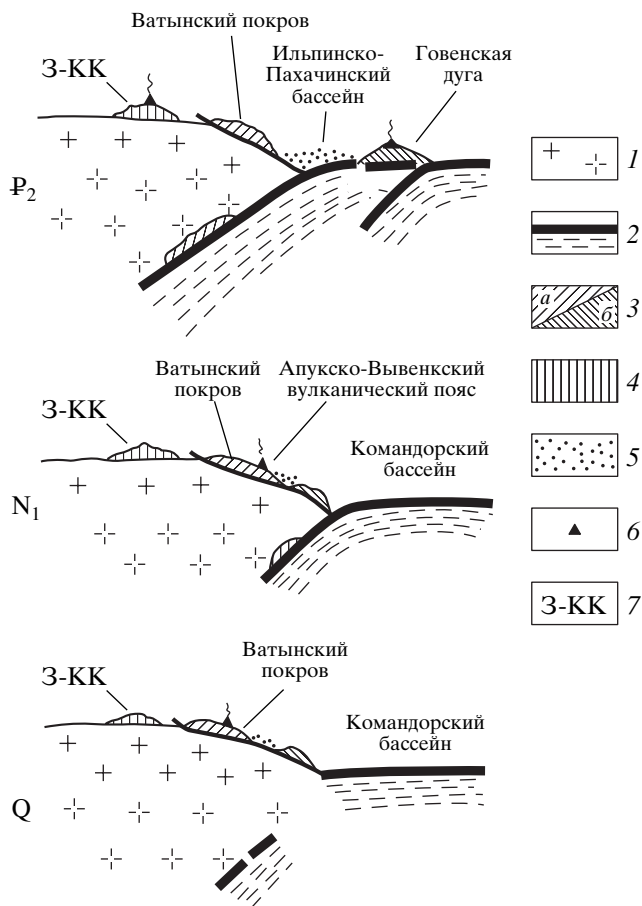


Рис. 5. Модель верхнекоревой аккреции Южно-Корякской островодужной системы

1 – континентальная литосфера; 2 – океаническая литосфера; 3 – островные дуги Южно-Корякской системы: а – Олоторская дуга (Ватынский покров), б – Говенская дуга; 4 – терригенные толщи Ильпинско-Пахачинского бассейна; 5 – Апукско-Вывенковский вулканический пояс; 6 – действующие вулканические дуги и пояса; 7 – Западно-Камчатско-Корякский вулканический пояс

континентального вулканического пояса после аккреции островодужных комплексов) наиболее логично объясняются “проскальзыванием” литосферы под коровыми островодужными блоками и ее поглощением в новой зоне субдукции. Косвенное подтверждение возможности такого процесса можно найти в результатах исследований МОГТ в Северо-Западной котловине Тихого океана по субмеридиональному профилю ГСЗ эксперимента “DELP” [24]. Полученные данные свидетельствуют о расслоенности океанической коры на разных уровнях ее типичного разреза. Особое значение имеет выделяемый по этим материалам “контрастный” горизонт в слое 3В с пониженной плотностью и скоростью сейсмических волн, “по которому происходит проскальзывание основной части океанической коры по ее нижней

части относительно мантии”. Существенное значение имеют также сейсмический раздел в слое 2 между осадочно-магматогенной и магматогенной толщами [24]. Естественно, строение земной коры энсиматических островных дуг имеет свои особые характеристики [13, 14], однако и в этих структурах можно подметить элементы, способствующие и облегчающие срывы и формирование тектонических чешуй и клиньев, а также отдельных литопластин, которые определяются литологическими, плотностными и другими причинами [39]. Если же учитывать, что при приближении остаточной энсиматической островной дуги к континенту океаническая литосфера находится как в тыловой, так и во фронтальной ее частях, то при любом варианте столкновения будет возникать обстановка, способствующая передаче усилий проскальзывания по различным горизонтам расслоенной океанической литосферы в область островодужного блока.

В заключение кратко коснемся сложного случая столкновения энсиматической островной дуги Восточных хребтов Камчатки. В исследовании [16], темой которого была коллизия именно этой островной дуги с континентом, рассматривались не только геологические результаты, но и данные физического моделирования. Один из существенных выводов этого исследования касается финальных стадий субдукции океанической оторочки континентальной плиты под энсиматическую островную дугу, согласно которому в этот процесс была вовлечена и континентальная кора. Так или иначе, имеем ли мы дело с частичным вовлечением в субдукцию континентальной литосферы или с другим процессом, очевидно, что западная часть энсиматических островодужных комплексов Восточных хребтов Камчатки подстилается континентальной корой и, как будто, мы имеем дело с коровой аккрецией. Однако этого нельзя утверждать для восточных частей этого складчатого сооружения. Важно, что за аккрецией островной дуги Восточных хребтов не последовала субдукция океанической коры, располагавшейся восточнее, с образованием на континенте надсубдукционного вулканического пояса, как это имело место в случае Олюторской дуги. Возможно, это может быть расценено как свидетельство аккреции на литосферном уровне. В рассматриваемом случае, видимо, компенсацию расширения тихоокеанской плиты приняла на себя располагавшаяся восточнее дуга Восточных полуостровов (Кроноцкая), которая была впоследствии аккрецирована в миоцене [5] на литосферном уровне.

Однако, по аналогии с позднемеловой Олюторской и палеогеновой Говенской дугами, может рассматриваться и другое предположение.

Известно, что палеогеновый вулканизм Кроноцкой дуги развивался на позднемеловом основании также островодужной природы [1]. Строение аккрецированных структур обеих дуг и постоянное присутствие между ними хаотической ветловской толщи, содержащей пластины и блоки образований “океанической” (в широком смысле) природы [1], заставляют предполагать существование спредингового бассейна в раннем палеогене между структурами дуги Восточных хребтов и Восточных полуостровов (Кроноцкой) [16]. Возникновение этого спредингового бассейна как раз и можно объяснить расколом единой позднемеловой Восточно-Камчатской дуги, как это предполагается нами для Южно-Корякской системы (раскол на позднемеловую Олюторскую и палеогеновую Говенскую) [48]. В частности, это предположение находит подтверждение в недавних публикациях, посвященных структуре и условиям формирования Кроноцкой палеодуги на основании анализа их петролого-геохимических характеристик [42, 43].

Отмечаемая возможность различной интерпретации и возникающие при этом вопросы убеждают лишь в необходимости продолжения геологических исследований в пределах покровно-складчатых зон активных окраин, ибо только многократная проверка фактическим материалом может подтвердить правильность тех или иных построений, что относится и к тем, которые приводятся в данной статье.

ВЫВОДЫ

Аккреция к континенту энсиматических островных дуг, в рамках рассматриваемого субдукционного механизма, осуществляется на **литосферном и коровом (верхнекоровом) уровнях**.

При аккреции на **литосферном уровне** происходит заклинивание зоны субдукции, разделявшей континент и островную дугу, и “приращивание” к континенту островодужного сооружения. В этом случае оказываются действительными известные положения, выработанные при анализе коллизии континентальных плит [58]. Они заключаются в постколлизивных процессах растяжения и формировании связанных с этим прогибов, а также в появлении специфических магматических формаций.

При аккреции энсиматической островной дуги на **коровом (верхнекоровом) уровне** может продолжаться субдукция литосферы, подстилающей эту дугу, в результате чего на континентальной окраине за фронтом шарьяжа коровых комплексов может формироваться надсубдукционный вулканический пояс. В области столкновения на аккрецированных комплексах не возникает суще-

ственных структур растяжения. Это хорошо демонстрируют примеры Восточной Мексики и Камчатско-Корякского региона. Образование коровых клиньев облегчается литологическими и плотностными неоднородностями, доаккреционными тектоническими нарушениями и тектонической расслоенностью коры, в том числе коры океанического типа, окружавшей энсиматическую островную дугу до ее столкновения с континентом.

Автор благодарен С.А. Паланджяну и А.Н. Сухову за внимательное прочтение статьи и желательную критику.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 05-05-64917 и НШ-1980.2003.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.
- Александров А.А., Богданов Н.А., Паланджян С.А., Чехович В.Д. О тектонике северной части Олюторской зоны Корякского нагорья // Геотектоника. 1980. № 3. С. 111–123.
- Антипов М.П., Гладенков Ю.Б., Журавлев А.В., Шанцер А.Е. Строение прикамчатского участка дна Охотского моря и его кайнозойская история // Бюл. МОИП. 1997. Т. 72. Вып. 2. С. 19–25.
- Апрелков С.Е., Попруженко С.В., Лебедев М.М. Геодинамическая система континентальный склон–Корякско-Камчатская островная дуга в позднемиоценовую эпоху // Тихоокеан. геология. 1990. № 5. С. 62–70.
- Бахтеев М.К., Морозов О.А., Тихомирова С.Р. Структура Восточно-Камчатской безофиолитовой коллизии – надвига Гречишкина // Геотектоника. 1997. № 3. С. 73–85.
- Богданов Н.А. Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М.: Недра, 1988. 219 с.
- Богданов Н.А., Кепежинкас П.К. Неоднородность литосферы обрамления Командорской впадины // Тихоок. геология. 1988. № 5. С. 3–11.
- Богданов Н.А., Чехович В.Д. Геодинамические аспекты кайнозойского окраинно-континентального вулканизма Тихоокеанского и Беринговоморского секторов Камчатки // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 4. С. 421–429.
- Богданов Н.А., Чехович В.Д., Коваленко Д.В., Соловьев А.В., Сухов А.Н., Леднева Г.В. Коллизийная тектоника Западно-Камчатской и Охотоморской микроплит // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. Материалы XXXIV Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2001. С. 56–58.
- Гладенков Ю.Б., Багдасарян Г.И., Беньямовский В.И. Планктон в палеогене полуострова Ильпинский (Корякское нагорье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 1. С. 85–91.
- Гладенков Ю.Б., Братцева Г.М., Митрофанова Л.И., Синельникова В.Н. Расчленение олигоцен-миоценовых толщ Восточной Камчатки (залив Корфа) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 1. С. 3–16.
- Ермаков Б.В., Супруненко О.И. Строение и условия формирования позднемиоценовых и миоценовых флишевых образований Корякско-Камчатской области // Сов. геология. 1975. № 12. С. 53–65.
- Злобин Т.К. Строение земной коры и верхней мантии Курильской островной дуги (по сейсмическим данным). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 150 с.
- Злобин Т.К. Строение земной коры Охотского моря и нефтегазоносность ее в северо-восточной (прикамчатской) части (по сейсмическим данным). Южно-Сахалинск: ДВО РАН, 2002. 95 с.
- Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской области. М.: Наука, 1975. 908 с. (Тр. ГИН АН СССР; вып. 268).
- Константиновская Е.А. Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование. М.: Научный мир, 2003. 244 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 549).
- Косыгин Ю.А., Коноваленко А.А., Салин Ю.С. Шовные зоны как тип глубинных разломов (на примере Карагинско-Пахачинской шовной зоны Восточной Камчатки) // Докл. АН СССР. 1972. Т. 203. № 3. С. 683–685.
- Кравченко-Бережной И.Р. Геологическое положение магматических комплексов западного обрамления Командорской котловины: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Институт литосферы РАН, 1989. 24 с.
- Кузин И.П. Островные дуги и шельфы: особенности сейсмичности и структуры // Автореф. дис. ... д-ра. геол.-мин. наук. М.: Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 1998. 81 с.
- Митрофанов Н.П. Ватынский тектонический покров в Центрально-Корякской складчатой зоне // Геология и геофизика. 1977. № 4. С. 144–149.
- Мишин В.В., Нурмухамедов А.Г., Белоусов С.П. Палеосубокеанический тип земной коры на северо-востоке Камчатки // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22. № 5. С. 58–72.
- Некрасов Г.Е. Тектоническая природа Корякско-Камчатского региона и вопросы геодинамики складчатого обрамления севера Тихого океана // Геотектоника. 2003. № 6. С. 53–79.
- Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойско-кайнозойского северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
- Патрикеев В.Н. Тектоническая и литологическая расслоенность коры северо-запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, 2000. 72 с.
- Печерский Д.М., Шапиро М.Н. Палеомагнетизм верхнемиоценовых и палеогеновых вулканогенных серий Восточной Камчатки: доказательства пере-

- мещения древних зон субдукции // Физика Земли. 1996. № 2. С. 11–55.
26. Полянский Б.В., Шанцер А.Е., Гладенков Ю.Б. Две эпохи углеобразования в палеогене (танет, лютет-бартон) Западной Камчатки // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 4. С. 381–388.
27. Пуцаровский Ю.М., Моссаковский А.А., Некрасов Г.Е., Соколов С.Д., Иттуральде-Виннент, Кабрера Р., Оро Х., Флорес Р., Формель-Кортина Ф. Тектоника Республики Куба. Объяснительная записка к Тектонической карте Кубы масштаба 1 : 500000. М.: Наука, 1989. 79 с.
28. Рябухин А.Г., Чехович В.Д., Зоненшайн Л.П., Хаин В.Е. Эволюция Мексикано-Карибского региона (Опыт анализа с позиции тектоники литосферных плит) // Геотектоника. 1983. № 6. С. 113–119.
29. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 187 с.
30. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Алексютин М.В., Паланджян С.А., Худoley А.К. Особенности строения палеоаккреционных призм на примере п-ова Тайгнос (Северо-Восток России) // Докл. РАН. 2001. Т. 377. № 6. С. 807–811.
31. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Лучицкая М.В. Тектоника зоны сочленения Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской складчатых областей // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 76. № 76. С. 7–18.
32. Соловьев А.В., Шапиро М.Н., Гарвер Дж.И. Лесновский тектонический покров, Северная Камчатка // Геотектоника. 2002. № 6. С. 45–59.
33. Ставский А.П., Чехович В.Д., Кононов М.В., Зоненшайн Л.П. Тектоника плит и палинспастические реконструкции Анадырско-Камчатского региона // Геотектоника. 1988. № 6. С. 32–43.
34. Сухов А.Н., Кузьмичев А.Б. Верхнемеловые отложения Западной Камчатки // Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое. М.: Научный мир, 2005. С. 121–162.
35. Тарарин И.А., Бадреднинов З.Г. Океанический метаморфизм и аккреция офиолитового комплекса о. Карагинский (Восточная Камчатка) // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16. № 2. С. 19–31.
36. Тарасенко Т.В., Мельникова С.А., Серова М.Я. Расчленение и обоснование возраста верхнемеловых и нижнепалеогеновых отложений хребта Майны-Какыйне (Коркское нагорье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 11. С. 139–146.
37. Тектоническая карта Охотоморского региона. Масштаб 1 : 5000000 / Ред. Богданов Н.А., Хаин В.Е. М.: Институт окраинных и внутренних морей РАН. НПО Картография, 2000.
38. Тектоническая карта северо-востока Азии. Масштаб 1 : 5000000 / Тильман С.М., Богданов Н.А. Ред. Пуцаровский Ю.М. М.: Картография, 1992.
39. Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с. (Тр. ГИН АН СССР; вып. 343).
40. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.
41. Филатова Н.И. Меловая эволюция континентальных окраин в контексте глобальных событий // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. Т. 6. № 2. С. 3–17.
42. Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г., Крамер В. Палеогеодинамические условия формирования офиолитов Кроноцкой палеодуги, Восточная Камчатка // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Материалы XXXVII Тектонического совещания. Новосибирск: ГЕОС, 2004. С. 264–266.
43. Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г., Фрейтаг Р. Новые данные о структуре и условиях формирования Оленегорского офиолитового массива полуострова Камчатский Мыс (Камчатка) // Докл. АН. 2004. Т. 394. № 1. С. 1–5.
44. Чернов Е.Е., Коваленко Д.В. Тектоническая эволюция Западной Камчатки (по палеомагнитным данным) // Изв. вузов. Геология и разведка. 2003. № 4. С. 25–32.
45. Чехов А.Д. Тектоническая эволюция северо-востока Азии. М.: Научный мир, 2000. 204 с.
46. Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.: Наука, 1993. 271 с.
47. Чехович В.Д. Об аккретировании океанических вулканических поднятий // Геотектоника. 1997. № 4. С. 69–79.
48. Чехович В.Д., Богданов Н.А. Кайнозойская история северо-западного обрамления глубоководных котловин Берингова моря // Изв. вузов. Геология и разведка. 1999. № 3. С. 3–12.
49. Чехович В.Д., Богданов Н.А., Кравченко-Бережной И.Р. и др. Геология западной части Берингово-моря. М.: Наука, 1990. 159 с.
50. Чехович В.Д., Кравченко-Бережной И.Р., Аверина Г.Ю., Коваленко Д.В. О тектонике острова Карагинского // Геотектоника. 1989. № 1. С. 121–123.
51. Чехович В.Д., Сухов А.Н. О некоторых нерешенных вопросах геологического развития Западной Камчатки в поздне-мезозойское–раннепалеогеновое время // Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое. М.: Научный мир, 2005. С. 195–220.
52. Шапиро М.Н. Поздне-меловая Ачайвайам-Валагинская дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики // Геотектоника. 1995. № 1. С. 58–70.
53. Beets D.J., Maresch W.V., Klaver G.Th. et al. Magmatic rock series and High-pressure metamorphism as constraints on the tectonic history of the Southern Caribbean // Geol. Soc. Amer. Mem. 1984. Vol. 162. P. 95–130.
54. Ben-Avraham Z., Nur A., Jones D., Cox A. Continental accretion: From oceanic plateaus to allochthonous terranes // Science. 1981. Vol. 213. P. 47–54.
55. Campa M.F.U. The Mexican thrust belt // Tectonostratigraphic terranes of Circum-Pacific region. Houston, 1985. P. 299–3134.

56. *Cloose M.* Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges and seamounts // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1993. Vol. 105. P. 715–737.
57. *Cordoba D.A., Tardy M., Carfantan I.-C. et al.* Le Mexique mesogéen et le passage au système cordilleraire de type Californie // *Mem. Bur. rech. géol. et minières.* 1980. № 115. P. 18–29.
58. *Dewey J.F.* Extensional collapse of orogens // *Tectonics.* 1988. № 7. P. 1123–1139.
59. Init. Rep. DSDP. Leg 66. May 1979. 826 p.
60. *Malfait B.T., Dinkelmann M.* Circum Caribbean tectonic, igneous activity and the evolution of the Caribbean plate // *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1972. Vol. 83. № 2. P. 251–268.
61. *Mapa Geológico de Cuba. 1 : 250000.* Academia de Ciencias de Cuba, 1988.
62. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific / *Nokleberg W.J. et al.* U.S. Geological Survey. Open-File Report 98–754. 1988. P. 125.
63. Preliminary Report of the Ocean Drilling Project. Leg 197. College Station, TX. 2001. 120 p.
64. *Ramos E.L.* Geología general y de México. Privately printed. Mexico City, 1974. 509 p.

Рецензенты: С.Д. Соколов, А.А. Моссаковский

Different Levels of Ensimatic Island-Arc Accretion

V. D. Chekhovich

*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia
e-mail: vadim@ilran.ru*

Abstract—The possible scenarios of accretion of ancient ensimatic island arcs in the eastern and western frameworks of the Pacific Ocean are discussed. It is concluded that the accretion of ensimatic island arcs can occur at both the lithospheric and crustal (upper crustal) levels. In the case of lithospheric accretion, the subduction zone is jammed and the island-arc edifice is attached to the continent. During crustal-level accretion, the subduction of the lithosphere that underlies the island arc can develop further, thereby leading to the formation of a suprasubduction volcanic–plutonic belt at the continental margin.