

УДК 551.243 (571.661)

ЛАТЕРАЛЬНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР В ЗОНЕ ЭОЦЕНОВОЙ КОЛЛИЗИИ ОСТРОВНОЙ ДУГИ С КОНТИНЕНТОМ (КАМЧАТКА)

© 2008 г. М. Н. Шапиро¹, А. В. Соловьев², Дж. К. Хоуриган³

¹Институт физики Земли РАН, Москва, 123810, Большая Грузинская ул., д. 10

²Геологический институт РАН, Москва, 119017, Пыжевский пер., д. 7

³Университет Калифорнии, Санта Круз, США

Поступила в редакцию 12.02.2007 г.

В статье рассматривается латеральная изменчивость тектонических структур в зоне коллизии мел-палеоценовой Ачайваем-Валагинской островной дуги с северо-восточной окраиной Азии. Показано сходство и различие эоценовых коллизионных структур на севере и на юге Камчатки.

На севере Камчатки границей континента и дуги является Лесновско-Ватынекий надвиг, формирование которого завершилось около 45 млн. лет назад. Тонкий субгоризонтальный аллохтон этого надвига, сложенный породами дуги перекрывает деформированные, но неметаморфизованные терригенные толщи окраины Азии. Общая структура шва на перешейке Камчатки и на юге Корякии сопоставима со структурой самой верхней части зоны субдукции, где тонкий литосферный клин тектонически перекрывает интенсивно деформированные осадки, сорванные с погружающейся плиты.

На юге Камчатки (Малкинское поднятие Срединного хребта) коллизия дуги и континента началась 55–53 млн. лет назад также с надвигания островодужных комплексов на терригенные толщи окраины континента. Но мощность аллохтона была значительно больше, чем на севере. Сразу после этого и автохтон, и нижняя часть аллохтона были деформированы и погружены на значительные глубины. Это привело к метаморфизму как автохтона (колпаковская и камчатская серии, хейванская свита), так и нижней части аллохтона (андриановская и химкинская свиты). Аномально быстрый прогрев коры, вероятнее всего, был связан с подъемом астеносферных масс в результате отрыва слэба Евразиатской плиты, погравшейся под Ачайваем-Валагинскую дугу.

ВВЕДЕНИЕ

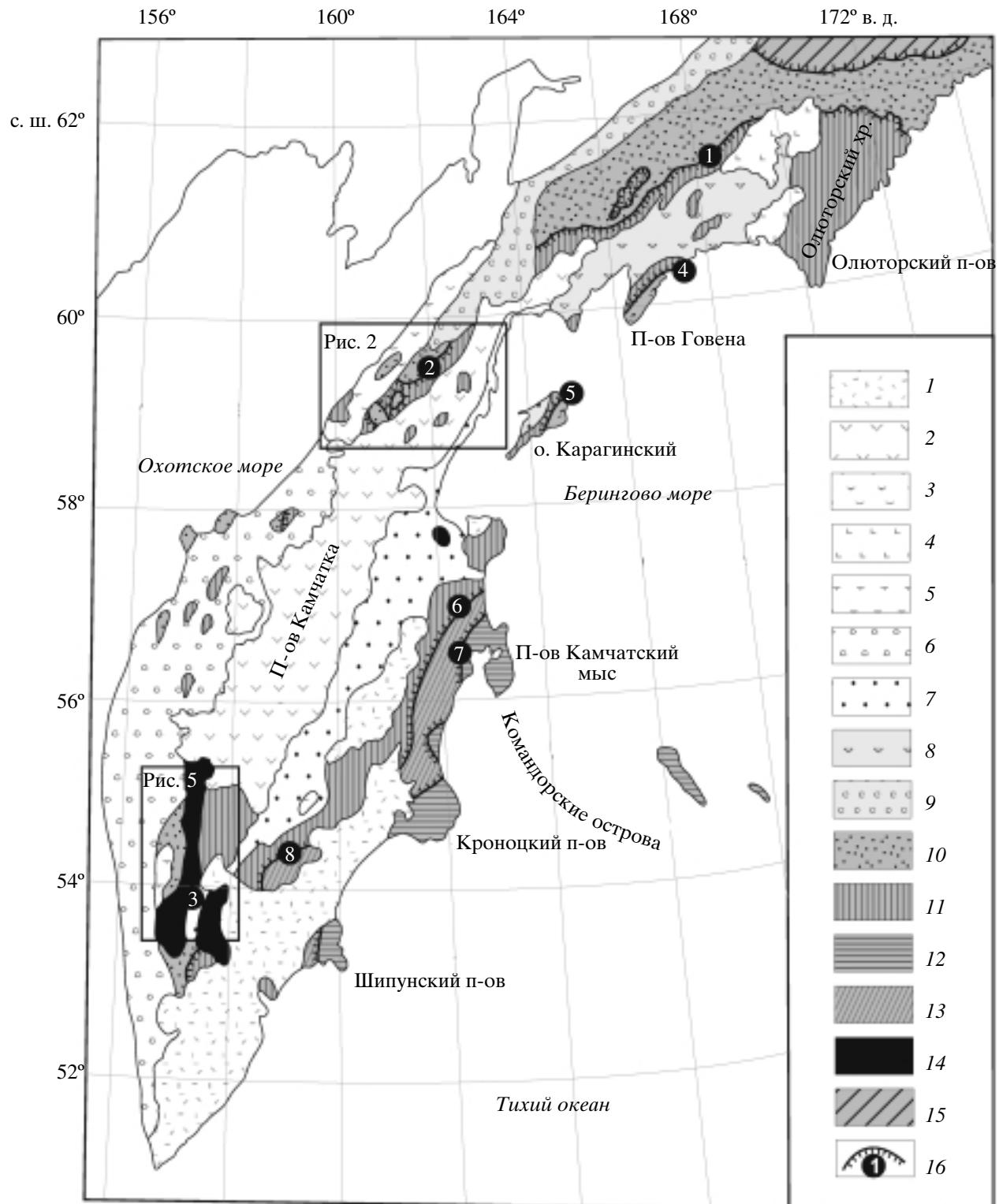
На большей части территории Олюторско-Камчатской тектонической области (рис. 1): в Олюторской зоне, на острове Карагинском, на перешейке (рис. 2) и в восточных хребтах Камчатки, а также на юге Срединного хребта (рис. 5) кампан-маастрихтские и нижнепалеоценовые породы представлены преимущественно вулканитами, вулканогенно-осадочными и кремнистыми породами, геохимический и фациальный анализ которых позволяет сопоставлять их, прежде всего, с комплексами энсиматических островных дуг [4, 13, 50, 55].

В Олюторской зоне (см. рис. 1), на перешейке Камчатки (см. рис. 2) и юге Срединного хребта

(рис. 5) океанические и островодужные комплексы мела - палеоценена надвинуты на одновозрастные терригенные толщи, обломочный материал которых поступал с северо-восточной Азии [8, 34, 56, 59]. Это позволило предполагать, что большая, юго-восточная часть Камчатско-Олюторской зоны (кроме восточных полуостровов Камчатки) образована фрагментами одной крупной энсиматической островной дуги, которая возникла в океане, а затем была прилеплена к континенту [14, 19, 36, 54]. Это предположение согласуется с палеомагнитными данными о северном дрейфе большинства мел-нижнепалеоценовых островодужных пород на 10–15° [18, 23, 29]. Существование такой палеодуги отмечалось в [9], а

Рис. 1. Схема тектонического районирования Камчатки и Южной Корякии

1–8 – элементы чехла: 1–5 – субаэральные вулканические пояса и ареалы: 1 – Восточно-Камчатский пояс (N_2 – ныне), 2 – Центрально-Камчатский ($P_3??$ – ныне), 3 – Кинкильский (Западно-Камчатско-Корякский) (P_{2-3}), 4 – Апукско-Вывенкский (N_2-Q), 5 – Черепановский (P_{1-2}); 6–9 – седиментационные прогибы и депрессии: 6 – Западно-Камчатский прогиб (P_2-N_2); 7 – Центрально-Камчатская депрессия (N_2-Q); 8 – Ильинско-Пахачинский прогиб (P_2-N_1); 9 – Пусторецко-Парапольский прогиб ($N-Q$); 10–15 – террейны фундамента: 10 – Омгоно-Укэляйтский террейн – терригенные отложения подножия континента (K_2-P_2); 11 – Ачайваем-Валагинская палеостровная дуга (K_2-P_1); 12 – Ветловско – Говенская аккреционная призма (P_2-N_1); 13 – Кроноцко-Командорская палеостровная дуга (K_2-P_3); 14 – метаморфиты по породам Омгоно-Укэляйтского и Ачайваем-Валагинского террейнов; 15 – террейны северной Корякии, 16 – тектонические сутуры – надвиги (цифры в черных кружках): 1 – Ватыно-Вывенкский, 2 – Лесновский, 3 – Андриановский, 4 – Говенский, 5 – Карагинский, 6 – Ветловский, 7 – Гечишкина, 8 – Валагинский



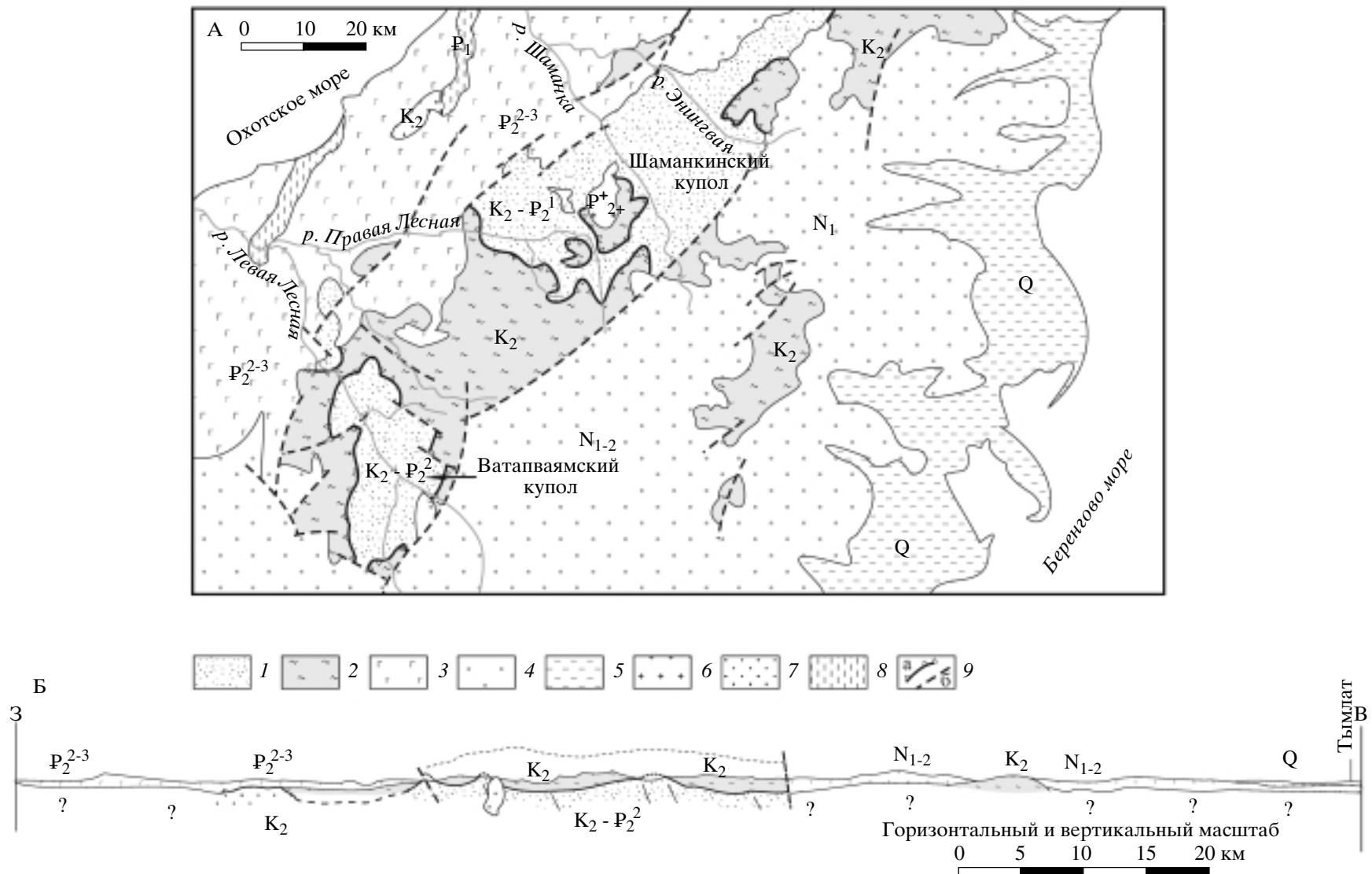


Рис. 2. Схема геологического строения перешейка полуострова Камчатка (А) (по [42] с использованием материалов [7]); Б – схематический геологический профиль по линии I–I

Для А и Б: 1 – автохтонный комплекс – лесновская серия (верхний мел?–средний эоцен); 2 – аллохтонный комплекс – ирунейская свита (верхний мел); 3–6 – неоавтохтонный комплекс: 3 – эфузивы средне-верхнэоценаевой кинильской свиты (Западно-Камчатский вулканический пояс), 4 – верхнеэоцен-нижнемиоценовые осадочные толщи и миоплиоценовые вулканиты Центрально-Камчатского пояса, 5 – рыхлые четвертичные образования, 6 – Шаманкинский массив гранитоидов; 7, 8 – терригенные комплексы Западной Камчатки: 7 – тальническая свита (верхний мел), 8 – геткиллинская свита (палеоцен); 9 – тектонические граници: а – Лесновский надвиг и б – прочие разрывы.

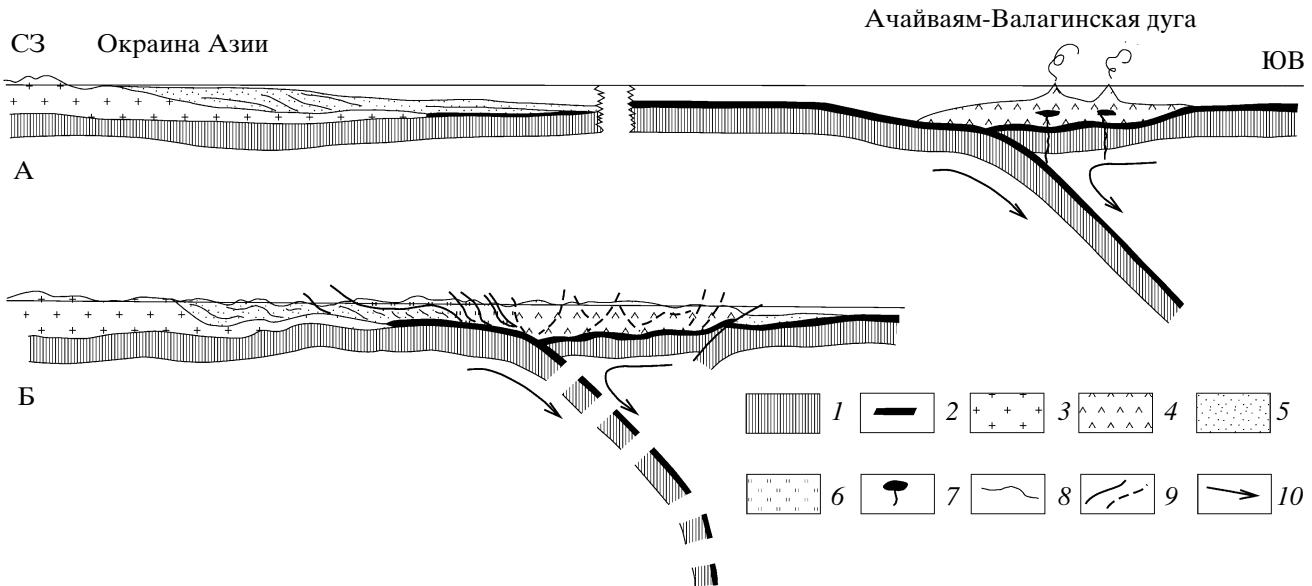


Рис. 3. Схематическая модель коллизии северного сегмента Ачайвайам-Валагинской островной дуги с северо-восточной окраиной Азии. А – конец кампана (около 75 млн. лет назад), Б – середина лютета (около 46 млн. лет назад)
1 – литосферная мантия; 2 – океаническая кора; 3 – континентальная кора; 4 – кора энсиматической островной дуги;
5 – терригенные отложения; 6 – вулканогенные образования; 7 – доколлизионные островодужные магматические камеры;
8 – слоистость в терригенном комплексе; 9 – разрывы: а – главные, б – второстепенные; 10 – астеносферные потоки.

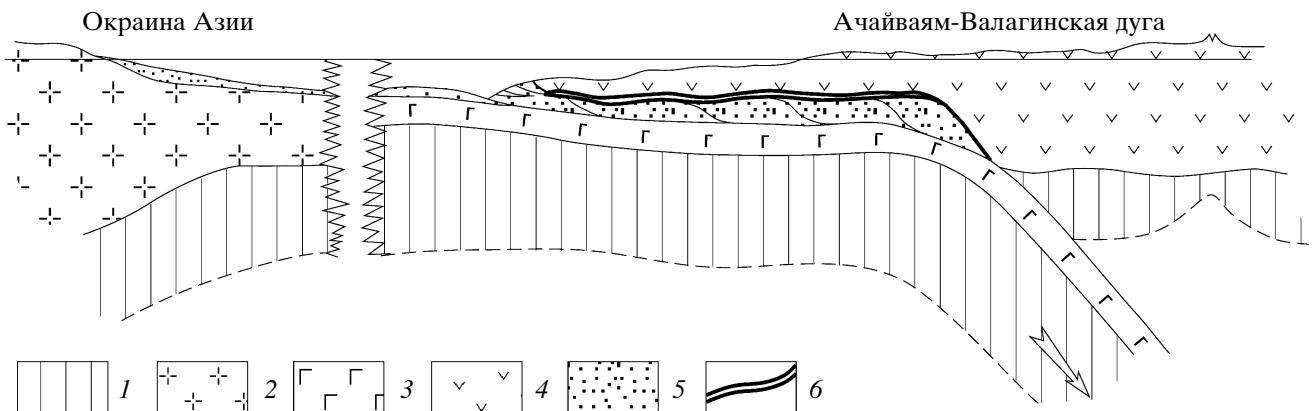
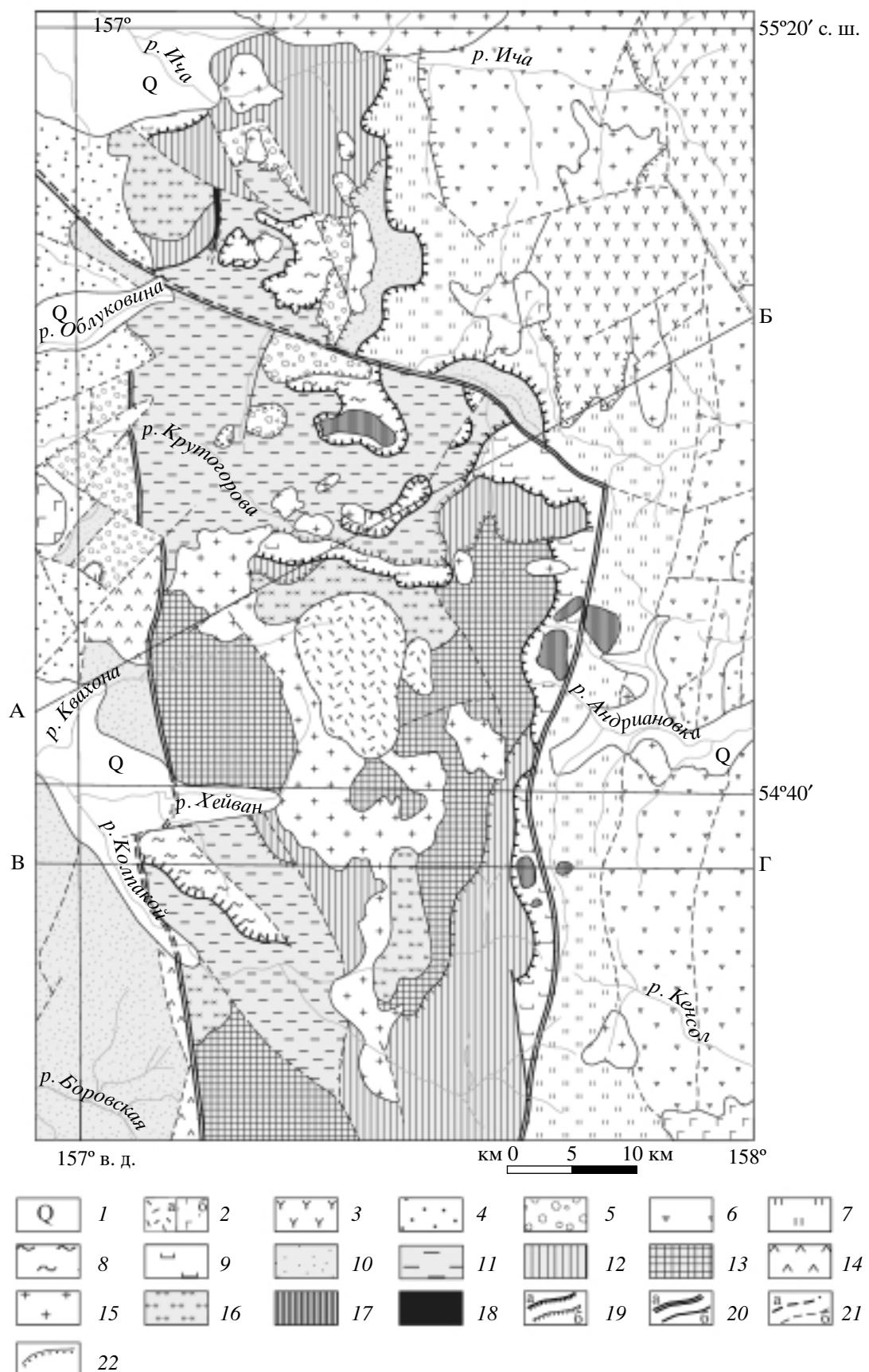


Рис. 4. Схема строения области сочленения северного сегмента Ачайвайам-Валагинской островной дуги с окраиной Азии для начала лютета (около 48 млн. лет назад)

1 – литосферная мантия; 2 – континентальная кора; 3 – океаническая кора; 4 – кора энсиматической островной дуги;
5 – терригенные отложения; 6 – главная поверхность надвига (Ватыно-Лесновский надвиг)

Рис. 5. Схема геологического строения южной части Срединного хребта Камчатки (с изменениями авторов по [15])
1 – четвертичные отложения; 2 – четвертичные вулканиты: а – риолиты, б – базальты; 3 – миоплиоценовые вулканиты; 4 – морские отложения среднего – верхнего эоцена и олигоцена; 5 – континентальные молассы нижнего эоцена (барабская и хулгунская свиты); 6 – вулканогенные и осадочно-вулканогенные отложения кирганикской свиты (маастрихт – палеоцен); 7–9 – сантон – кампанские кремнисто-вулканогенные отложения и их метаморфизованные аналоги: 7 – ирунейской свиты, 8 – химкинской свиты, 9 – андриановской свиты; 10–12 – верхнемеловые – палеоценовые терригенные отложения и их метаморфические аналоги: 10 – хозгонской свиты, 11 – хейванской и стопольниковской свит, 12 – камчатской серии (шихтинской свиты); 13 – нижне- и верхнемеловые метаморфические образования колпаковской серии; 14 – верхнеюрские – раннемеловые (?) вулканогенные образования квахонской серии; 15 – эоценовые анатектические гранитоиды; 16 – верхнемеловые гнейсированные граниты и гранито-гнейсы круглогоровского комплекса; 17 – верхнемеловые (кампан – маастрихт) интрузии пироксен-габбро-сиенитового состава; 18 – серпентиниты неизвестного возраста; 19 – надвиги: а – главный между автохтоном и аллохтоном, б – второстепенные; 20 – субвертикальные разрывы: а – главные, б – второстепенные; 21 – предполагаемые разрывы: а – главные, б – второстепенные; 22 – несогласное налегание. АБ и ВГ – линии профилей, представленных на рис. 6



под названием Ачайваем-Озерновско-Валагинской – она была выделена в статье [14]. В данной статье будем называть ее – Ачайваем-Валагинская дуга (АВД) [54]. Структуры, связанные с причленением этой дуги к окраине Азии, наиболее детально изучены в Олюторской зоне (Олюторский и Ветвейский хребты) [35, 39], на перешейке Камчатки (Лесновское поднятие) (см. рис. 2) [42] и в южной части Срединного хребта (Малкинское поднятие) (рис. 5) [17].

В настоящей статье представлены материалы, характеризующие латеральную изменчивость структур в зоне коллизии Ачайваем-Валагинской дуги с северо-восточной окраиной Азии.

ИСТОРИЯ ВОПРОСА И ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Н.П. Митрофанов [27] был первым, кто опубликовал доказательства того, что в Олюторской зоне верхнемеловые кремнисто-вулканогенные формации ватынской серии образуют тектонический покров, надвинутый на терригенные толщи центрально-корякской (укэляйтской) серии. Общая геометрия этого покрова была выяснена еще раньше, в ходе геологических съемок (1 : 1000000, 1 : 200000), когда надвиг картировался как стратиграфическая граница. В последующие три десятилетия контуры этой структуры были детализированы главным образом в ходе тематических исследований, проведенных учеными Института литосферы и Геологического института РАН [1, 2, 4, 35 и др.]. Фронтальная часть аллохтона картируется как пологая слабо деформированная пластина мощностью до нескольких километров при ширине порядка 30–40 км [15]. Аллохтон Ватынско-Вывенского надвига сложен несколькими интенсивно деформированными комплексами пород, часть которых по составу вулканитов и осадков близка к океаническим образованиям, в то время, как другая близка к островодужным формациям [1, 4]. Палеомагнитные данные указали на значительный северный дрейф аллохтонных комплексов до их причленения к континенту [18]. Но еще до получения этих данных появилось предположение, что кремнисто-вулканогенные аллохтонные комплексы Олюторской зоны представляют крупные фрагменты внутриоceanической позднемеловой островной дуги причлененные к СВ Азии в результате кайнозойского дрейфа океанических плит Пацифики [44]. В терминах тектоники террейнов эти фрагменты образуют наиболее молодой из экзотических террейнов Корякского нагорья [34]. Ватынско-Вывенский надвиг может рассматриваться как тектонический шов, ограничивающий Олюторский островодужный террейн.

На перешейке Камчатки (Лесновское поднятие) наблюдается пологая и маломощная аллохтонная пластина островодужных и океанических (?) вулканогенно-осадочных пород (иранейская свита), перекрывающая интенсивно дислоцированную лесновскую серию – полный аналог укэляйтского флиша [53, 58]. Палеомагнитные исследования верхнемеловых островодужных пород аллохтона также показали их значительный северный дрейф относительно СВ Азии [23]. Детали строения Ватынско-Вывенского и Лесновского надвигов (милониты, тектонические меланжи, мезоструктуры) практически идентичны, что позволяет рассматривать их как части единого надвига, разделенные выходами позднекайнозойских вулканитов. Соответственно, верхнемеловые кремнисто-вулканогенные комплексы Лесновского поднятия большинством исследователей относятся к той же палеодуге, что и аналогичные формации Олюторской зоны [10, 54].

С этой же палеодугой связывается и формирование верхнемеловых – палеоценовых осадочно-вулканогенных комплексов, выходы которых протянулись от острова Карагинского через полуостров Озерной в восточные хребты Камчатки от Кумроча на севере до Ганальского на юге [9, 13]. Палеомагнитные исследования показали, что верхнемеловые вулканиты острова Карагинского и хребта Кумроч формировались на широтах близких к палеоширотам образования отложений Олюторской зоны в конце мела [18, 29]. Отсюда возникло представление об единой позднемеловой – палеоценовой Ачайваем-Озерновско-Валагинской палеодуге, активное развитие которой закончилось коллизией с континентом [14, 54].

К югу от Лесновского поднятия коллизионные структуры перекрыты миоценовыми и плиоцен-четвертичными осадками и вулканитами. Поэтому прямые свидетельства коллизии Ачайваем-Валагинской дуги с континентом следует искать в южной части Срединного хребта Камчатки, в структуре Малкинского поднятия, сложенного метаморфитами, разделяющими верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации иранейской и кирганикской свит на востоке и песчано-сланцевые мел-палеоценовые толщи кихчикской серии на западе. Первые очень близки к одновозрастным образованиям восточных хребтов, а вторые – к терригенным толщам лесновской серии перешейка Камчатки и к укэляйтской серии южной Корякии. Центральными проблемами тектоники этого участка, да и Камчатки в целом, остается возраст, структура и природа метаморфических комплексов.

Вот уже почти полвека конкурируют две основные точки зрения на природу метаморфитов Малкинского поднятия. Согласно первой [26, 47 и др.] – это наиболее древние породы полуострова, слагающие выступы его доверхнемелового (в своей основе – докембрийского) фундамента, согласно другой [22] – это метаморфические аналоги меловых толщ. Вполне естественно, что тектонические модели развития Олюторско-Камчатской области самым существенным образом зависят от выбора одной из этих гипотез.

Определения возраста отдельных зерен и частей зерен циркона в наиболее метаморфизованных породах колпаковской и камчатской серий (гнейсы и мигматиты) [36, 67] показали, что накопление терригенной толщи – протолита колпаковской серии продолжалось до конца мела, а камчатской – до раннего эоцена. Возраст последнего и наиболее интенсивного метаморфизма колпаковской серии также оказался раннеэоценовым. Выяснилось также, что, по крайней мере, часть метаморфических вулканогенно-кремнистых толщ обрамления (андриановская свита) содержит радиолярий верхнего мела, аналогичные радиоляриям ирунайской свиты [40]. Все это, вместе с проведенными структурными исследованиями [17], позволяет считать, что подавляющая часть метаморфических пород Малкинского поднятия – это аналоги неметаморфизованных верхнемеловых толщ обрамления. Поэтому западная граница Ачайваем-Валагинского островодужного террейна должна здесь проходить внутри метаморфического комплекса.

Таким образом, морфологическое и формационное (геодинамическое) выражение крупнейшего тектонического шва Олюторско-Камчатской области оказалось совершенно различным в северной и южной частях региона. В данной статье сформулированы эти различия, и дано объяснение в рамках простой кинематической модели коллизии Ачайваем-Валагинской дуги с северо-восточной окраиной Азии. Ранее эта проблема, несмотря на ее очевидность, в литературе почти не рассматривалась.

Единственным исключением можно считать работу Е.А. Константиновской [19], в которой рассматривается ряд важных вопросов: причин доколлизионного прекращения островодужного вулканизма, механизма выведения тяжелых габбро-гипербазитовых массивов и природы двух направлений вергентности мелких складок в автохтоне Ватынского надвига. Природа самого надвига и причины отсутствия подобных структур на юге Камчатки ею не рассматриваются. Главное различие северного и южного сегментов коллизионной зоны автор справедливо видит в форми-

ровании метаморфического массива на юге при отсутствии его на севере [19, стр. 144].¹ Причина же широкого развития метаморфических пород на юге при отсутствии их на севере усматривается в различиях “в структуре континентальной коры окраины Азии, ее фронтальной части. Неоднородное, покровно-складчатое строение фундамента на юге Камчатки обусловило пониженную прочность коры, что, возможно, предопределило деформации окраины на ранних стадиях ее коллизии с дугой: тектоническое расслаивание континентальной коры окраины по границе раздела кора – мантия, срыв и эксгумацию коровых блоков во фронте надвигавшихся структур дуги. Видимо, континентальная окраина Азии на севере Камчатки и в Олюторском регионе была более прочная, что препятствовало развитию деформаций окраины на ранних стадиях коллизии с северным сегментом Ачайваем-Валагинской дуги” [19, стр. 144]. На самом деле пониженная прочность литосферы и степень деформированности окраины континента на севере региона – тезис достаточно сомнительный, если учесть, что к северу от Центрально-Корякского прогиба развиты тектонические покровы и крупные лежачие складки Эконайской и Пикасваем-Евраваамской зон, имеющих островодужную и океаническую природу и прикрепленных к континенту только в начале мела. Е.А. Константиновская [19] не подчеркивает резкие различия в Р–Т условиях формирования тектонического шва, которые привели к широкому проявлению синколлизионных метаморфических процессов на юге Камчатки при их полном отсутствии на севере полуострова и в Олюторской зоне. Это упущение понятно, так как модель [19] разработана до публикации массовых определений возраста цирконов в гнейсах и сланцах колпаковской и камчатской серий.

Центральное место в представлениях Е.А. Константиновской [19] занимает гипотеза полного погружения в зону субдукции коры преддугового блока, основанная на результатах физического моделирования. Никакой специфики этого гипотетического процесса в северной и южной части зоны коллизии Ачайваем-Валагинской дуги не формулируется. Поэтому в данной статье

¹ Еще одним важным отличием северного сегмента Е.А. Константиновская считает развитие мощной аккреционной призмы на границе дуги и континентальной окраины. Под призмой имеются в виду мощные сильно дислоцированные терригенные толщи лесновской и укэляйтской серий. Этот последний тезис может оспариваться, так как мощные терригенные толщи кихчикской серии мало отличаются от терригенных комплексов позднего мела – палеоцена Олюторской зоны, а отнесение последних к аккреционным призам – лишь одна из возможных интерпретаций, причем, если исходить из состава песчаников – не самая убедительная.

обращается особое внимание на резкие различия в строении южной и северной частей тектонического шва, ограничивающего с северо-запада Ачайваем-Валагинский террейн.

КОЛЛИЗИОННЫЕ СТРУКТУРЫ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ОЛЮТОРСКО- КАМЧАТСКОЙ ЗОНЫ

Северо-западной границей Ачайваем-Валагинской дуги в @Олюторской зоне@ является Ватыно-Вывенский надвиг (см. рис. 1) [4, 34, 35]. В его автохтоне залегают терригенные толщи укэлятского флиша позднемелового – среднеэоценового возраста [8, 9, 11, 34, 38, 65]. Песчаники этой серии по составу являются кварц-полевошпатовыми граувакками, происхождение которых связано с размывом северо-восточной окраины Азии [8, 9, 11, 34, 59]. Аллохтон представляет собой относительно маломощную (до 5 км) субгоризонтальную пластину, осложненную более поздними разрывами [1, 39]. Он сложен кремнисто-вулканогенной ватынской и эфузивно-туфовой ачайваемской свитами, а также связанными с ними пироксенит-габбровыми платиноносными интрузиями [2, 4, 25]. Автохтонные толщи под надвигом смяты в мелкие, опрокинутые на северо-запад складки [39]. Наблюдаемая амплитуда перекрытия достигает 40 км. Ватыно-Вывенский надвиг в Олюторской зоне был сформирован не ранее 45 млн. лет назад, так как возраст наиболее молодой популяции циркона в одной из проб песчаников укэлятской серии (автохтон) соответствует 43.9 ± 3.6 млн. лет [36, 38]. Самые древние горизонты неоавтохтона относятся к верхнему миоцену [5, 16].

Разрез островодужных формаций мела и раннего палеоцена согласно наращивается верхнепалеоцен – нижнемиоценовыми осадочными породами, слагающими Ильпинско-Пахачинский прогиб [50]. На юг этот прогиб, вероятно, сужается и продолжается под проливом Литке. На Ильпинском полуострове, в хребтах Ивтыгин и Майны-Какыйне в хорошо изученных разрезах кайнозоя несогласия в домиоценовых породах не обнаружены [6, 15]. Верхнемеловые и кайнозойские отложения Пахачинского прогиба смяты в открытые складки существенно позднее, в конце среднего – начале позднего миоцена.

Структура @Камчатского перешейка@ (Лесновское поднятие) (см. рис. 2) рассмотрена в серии публикаций [10, 39, 42, 53, 58]. Образования Ачайваем-Валагинской дуги выделены здесь как ирунейская серия и расчленены на ряд толщ, стратиграфические соотношения которых не вполне ясны. В осевой части хребта и на его восточных склонах ирунейская серия выходит в виде относительно небольших по площади выступов среди залегающих несогласно кайнозойских

осадков и вулканитов, самые древние из которых относятся к снатольской и кинкильской свитам (средний эоцен).

На западных склонах хребта ирунейская свита слагает аллохтон Лесновского надвига (см. рис. 2 А). Крайняя северо-восточная точка, где наблюдается Лесновский надвиг, отделена от крайнего юго-западного выхода Ватыно-Вывенского надвига всего сотней километров (см. рис. 1). Морфологически эти два надвига очень похожи и могут рассматриваться как единая структура. Также как и в Олюторской зоне, в Лесновском поднятии аллохтонные комплексы образуют тонкую субгоризонтальную пластину (см. рис. 2 Б). Аллохтон образован относительно пологими тектоническими чешуями. На западных склонах Срединного хребта в нижних частях некоторых чешуй наблюдаются выходы подушечных высокотитанистых низкокалиевых базальтов, переслаивающихся с красными яшмами, содержащими фрагменты раковин иноцерамов. Выше залегает мощная толща алевро-псаммитовых зеленых туфов, туффитов и кремней, часто содержащая обломки иноцерамов. Изредка встречаются линзы гравийных туфов и туфобрекций, потоки подушечных пироксеновых базальтов. Разрез ирунейской свиты на восточных склонах Срединного хребта имеет двучленное строение с туффитово-кремнистой толщей внизу и туфо-эфузивной, андезито-дацитовой вверху. На границе этих толщ картируется пачка кремнистых туффитов, насыщенная обломками раковин иноцерамид. Редкие радиолярии, выделенные из кремней ирунейской свиты, относятся к кампан-маастрихту [28]. Ирунейская свита на перешейке Камчатки прорвана небольшими телами пироксенит-габбро-сиенитового состава той же формации, что и платиноносные интрузии Олюторской зоны [20]. В некоторых тектонических чешуях ирунейская свита метаморфизована до фации зеленых сланцев [58].

Автохтон сложен флишем лесновской серией, смятым в мелкие опрокинутые на запад складки [58]. Песчаники представлены кварц-полевошпатовыми граувакками, питающей провинцией которых была северо-восточная окраина Азии [8, 59]. Вдоль плоскости надвига прослеживаются милониты мощностью от первых метров до нескольких десятков метров [53]. Поверхность сместителя осложнена более поздними куполовидными складками и многочисленными разломами, но амплитуда этих деформаций сопоставима с размахом современного рельефа. Вероятнее всего, при своем формировании поверхность надвига была близка к горизонтальной плоскости, а мощность аллохтона не превышала первых километров (см. рис. 2 Б). Надвиг перекрыт эфузивами кинкильской свиты и прорван Шаманкинской интрузией гранодиоритов. Верхний возрастной предел осадконакопления лесновской серии по тре-

ковым датировкам детритовых цирконах в песчаниках и по нанопланктону из аргиллитов – не древнее середины лютета (~46 млн. лет назад) [42]. Возраст наиболее древних неовтохтонных комплексов (основание кинкильских эфузивов и граниты) – не моложе 45–44 млн. лет (U/Pb , Rb/Sr , R/Ar , трековый методы) [42].

На острове Карагинский и на полуострове Говена меловые (см. рис. 1) палеоцен-эоценовые толщи сильно деформированы в серию круtyх чешуйчатых надвигов и опрокинутых складок юго-восточной вергентности [50, 60]. В структурном отношении они могут рассматриваться, как тыловая часть аккреционной призмы, над поздне-эоцен-миоценовой зоной субдукции, направленной под континент и возникшей после присоединения Ачайваем-Валагинской дуги к континенту [43, 50].

О ПРИРОДЕ ВАТЫНО-ЛЕСНОВСКОГО НАДВИГА

Аллохтон Ватыно-Лесновского надвига представляет собой тонкую (1–2 км, редко до 5 км), практически горизонтальную пластину (см. рис. 2 Б). Амплитуда шарьирования составляет свыше 30 км, по некоторым оценкам – до 100 км. Сложная внутренняя структура аллохтонной пластины [1, 2] срезается ее нижней поверхностью. После шарьирования эта пластина была местами слегка деформирована с образованием пологих куполовидных складок, а также небольших флексур и ступеней, связанных с разрывными нарушениями [39]. Вертикальная амплитуда смещений при этих деформациях не превышала первых километров.

В аллохтоне Ватыно-Лесновского надвига на перешейке Камчатки встречаются метаморфизованные в зеленосланцевой фации туфы, силициты и габброиды [58]. Однако, автохтонные толщи укэляйтской и лесновской серий, подстилающие аллохтон, не подвергались значительному прогреву (более 100°C), так как треки спонтанного распада урана в цирконах не отожжены, а в апатитах отожжены лишь в некоторых образцах [42]. Формирование надвига произошло быстро, так как автохтонные толщи продолжали накапливаться, по крайней мере, до середины лютета, и этим же интервалом датируется подошва неоавтохтона. Минимальная скорость надвигообразования определяется отношением расстояния от фронта надвига до места опробования к тому же интервалу времени. При таком подходе минимальная скорость шарьирования в направлении перпендикулярном его фронту оценивается как 2 см/год (20 км за 1 млн. лет). Эта скорость сопоставима со скоростью Тихоокеанской плиты относительно Евразии в среднем эоцене (5 см/год) [64].

Формированию Ватыно-Лесновского надвига предшествовал длительный (с 75 до 55 млн. лет назад) период независимого развития Ачайваем-Валагинской островной дуги, дрейфовавшей на северо-запад в составе тихоокеанских плит [18, 45, 54]. Вдоль северо-восточной окраины Азии, у континентального подножия накапливались терригенные осадки лесновской и укэляйтской серий (рис. 3А). Сближение дуги с континентом привело к началу погружения периферических частей конусов выноса в глубоководный желоб и далее в зону субдукции (рис. 3Б). Эта зона субдукции, как и большинство современных зон, разделялась на две части. Верхняя пологая и местами почти горизонтальная часть имела ширину порядка 50–100 км и отделялась от нижней, крутопадающей части резким перегибом. Верхняя плита над пологой верхней частью зоны субдукции в разрезе имела форму тонкого клина, остринем обращенного в сторону погружающейся плиты. Этот первоначальный клин, сложенный интенсивно деформированными океаническими и островодужными формациями, вероятно, был сформирован на ранних этапах развития дуги под влиянием процессов субдукционной эрозии. С началом поглощения турбидитов, значительно более мощных, чем пелагические осадки, субдукционная эрозия сменилась аккрецией в виде “подслаивания” (underplating) турбидитов под клин, сложенный окраинноморскими и островодужными формациями (см. рис. 4). Граница плит в пологой части зоны субдукции могла неоднократно смещаться вниз по мере наращивания слоя дислокированных турбидитов в основании верхней плиты. В результате надсубдукционный клин приобрел двучленное строение с дислоцированными турбидитами в основании и не менее дислоцированными островодужными сериями в верхней части, отделенной от нижней субгоризонтальной поверхностью надвига (см. рис. 4).

Нетрудно заметить, что последняя фраза адекватно описывает главные черты строения Ватыно-Лесновского надвига. Нужно только обратить внимание на то, что в этой модели структура автохтона продолжает формироваться после прекращения движений по главному смеcителю Ватыно-Лесновского надвига. В ряде работ Ватыно-Лесновский надвиг назван обдукционной структурой [32, 34]. Движение по этому шву прекратилось не в результате столкновения дуги с окраиной континента в данном месте, а либо из-за реорганизации движения плит [14, 33, 34, 36], либо потому, что оно было заблокировано на другом участке границы плит. Наиболее вероятным из таких участков является Малкинское поднятие, где развиты структуры коллизии, наложенные на пологий надвиг, аналогичный Ватыно-Лесновскому.

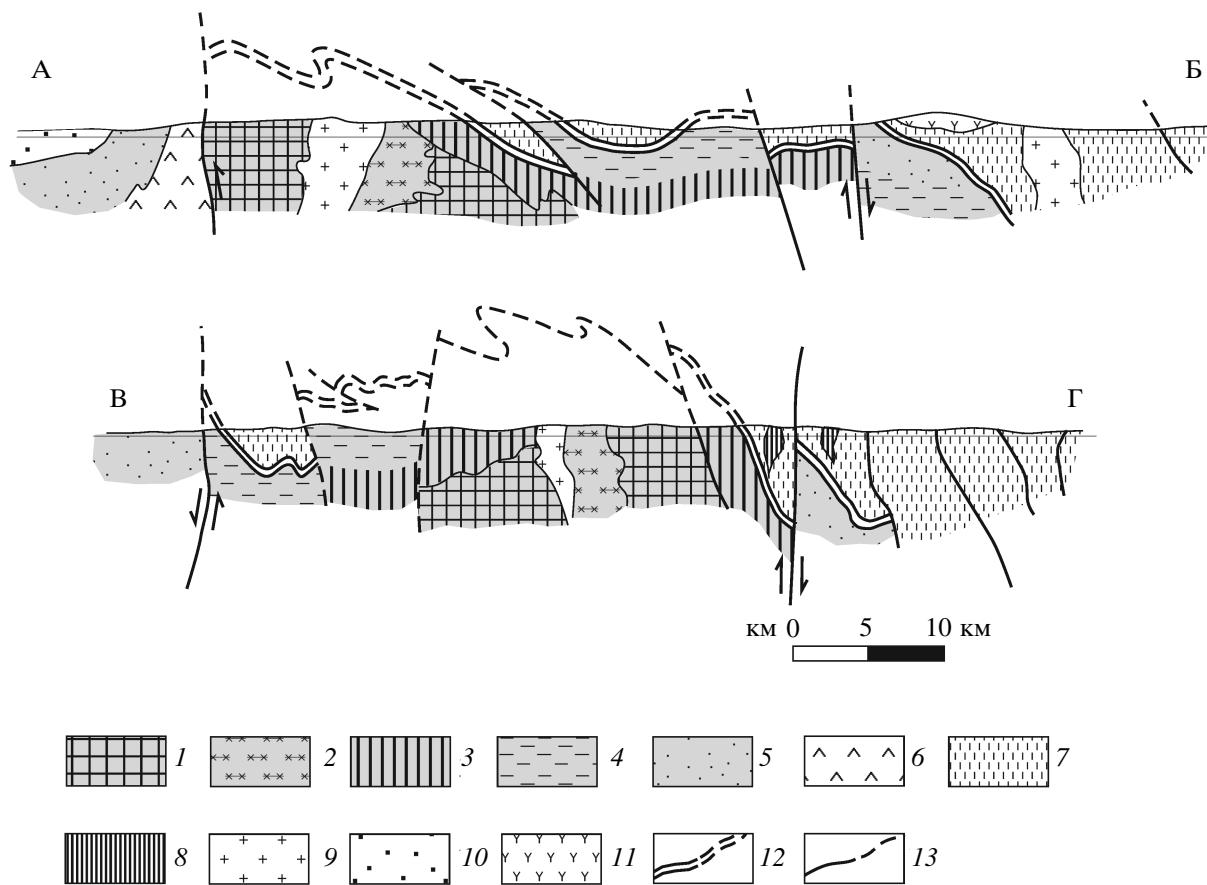


Рис. 6. Схематические геологические профили по линиям АБ и ВГ (см. рис. 5)

Метаморфические образования автохтона (показаны крапом на фоне серой заливки): 1 – колпаковская серия, 2 – гнейсированные граниты крутогоровского комплекса, 3 – камчатская серия (шихтинская свита), 4 – хейванская и стопольниковская свиты. Неметаморфизованные отложения автохтона: 5 – хозгонская свита. Образования неясного структурного положения: 6 – квахонская свита. Метаморфизованные и неметаморфизованные образования аллохтона (показаны крапом на белом фоне): 7 – андриановская, химкинская, ирунейская и кирганикская свиты, 8 – сиенитовые интрузии, прорывающие только аллохтон. 9 – эоценовые анатектические граниты; 10 – третичные отложения западного склона Срединного хребта; 11 – миоплиоценовые вулканиты; 12 – зона главного тектонического шва Срединного хребта; 13 – прочие разломы

КОЛЛИЗИОННЫЕ СТРУКТУРЫ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ КАМЧАТКИ

Юг Срединного хребта Камчатки (Малкинское поднятие) – еще один участок, где структуры, возникшие в результате прикрепления дуги к континенту, изучены достаточно подробно (рис. 5, 6). Они здесь существенно сложнее, хотя и сохраняют некоторые черты сходства со структурами на перешейке Камчатки.

На восточных склонах хребта от реки Андриановка на севере до реки Озерная Камчатка на юге развиты мел-палеоценовые вулканогенно-осадочные толщи, образующие здесь несколько крутых пластин субмеридионального простирания. Самые восточные пластины сложены, в основном, туфобрекциями и эфузивами и выделяют-

ся в кирганикскую свиту, а самые западные представлены, главным образом, кремнями с иноцерамами и кремнистыми туффитами с линзами базальтов и относятся к ирунейской свите. Ирунейская свита содержит радиолярии сантон-кампана, а в верхах кирганикской свиты радиолярии имеют маастрихт-датский возраст [12]. Отложения ирунейской и кирганикской свит прорваны интрузиями пироксенит-габбро-сиенитового состава, сопоставимыми с платиноносными интрузиями Олюторской зоны [2, 20, 46].

Хорошо выраженный в рельефе вертикальный разрыв (см. рис. 5) отделяет отложения ирунейской свиты от развитых западнее метавулканитов андриановской свиты. Непосредственно к западу от разлома андриановская свита представ-

лена зелеными сланцами, западнее переходящими в амфиболиты с крутыми восточными падениями сланцеватости [17]. Андриановская свита также прорвана пироксенитами, габброидами и сиенитами. Краевые части интрузий вовлечены в метаморфизм и подверглись структурной переработке. Магматический циркон из сиенитов имеет возраст 70–63 млн. лет (маастрихт – даний) [48]. В силикатах андриановской свиты были найдены позднемеловые радиолярии [40].

Структурно ниже андриановской свиты через зону бластомилонитов залегают кристаллические метатерригенные сланцы камчатской серии [17]. Еще одна разрывная зона отделяет эти сланцы от лежащих еще ниже гнейсов колпаковской серии, глубоко метаморфизованного комплекса, занимающего большие площади в осевой части Малкинского хребта [15].

Севернее реки Андриановки, в бассейнах рек Облуковины и Ичи простирания выходов ирунайской и кирганикской свит разворачиваются к западу, а вертикальные границы пластин превращаются в надвиги западной вергентности [57]. В междуречье Облуковины и Ичи отложения ирунайской свиты надвинуты на интенсивно деформированные песчаники и алевролиты флишоидной хозгонской свиты. Радиолярии из кремнистых линз в хозгонской свите имеют среднекампанский возраст [57]. На контакте пород хозгонской свиты с отложениями ирунайской свиты наблюдаются мало мощные милониты с фланжерной текстурой. Севернее пластина, сложенная породами хозгонской свитой, выклинивается, а отложения ирунайской свиты надвинуты непосредственно на метаморфиты. В междуречье Облуковины и Химки между малкинской серией и хозгонской свитой лежит мощная линза барабских конгломератов и песчаников – континентальных флороносных пород, с несогласием перекрывающих метаморфиты и тектонически закрытых хозгонской свитой. Флора барабской свиты описана как позднекампанская [51, 52]. Вместе с тем U/Pb возраст цирконов из туфа вблизи подошвы этой толщи определен как 50 млн. лет, что соответствует концу раннего эоцена [41].

Малкинская серия, занимающая более низкое структурное положение относительно неметаморфизованных образований, состоит из трех свит. Структурно сверху вниз – это химкинская свита – зеленые сланцы по туфам и кремням, хейванская свита – аспидные сланцы и филлиты по аргиллитам и кварц-полевошпатовым грауваккам, близким по составу к хозгонским песчаникам, и андриановская свита – преимущественно эпидот-актинолитовые сланцы и амфиболиты [47].

Несколько южнее, в верховьях реки Крутогорова, толщи малкинской серии слагают несколько тектонических пластин (с линзами метагипер-

базитов на границах), перекрывающих метатерригенные кристаллические сланцы камчатской серии [30]. Образования камчатской серии с несогласием и конгломератами в основании залегают на гнейсированных крутогоровских гранитах [30, 47], прорывающих гнейсы и мигматиты колпаковской серии.

С запада метаморфиты Малкинского хребта по серии крутых разрывов ограничены терригенными породами кихчикской серии, стратиграфически и литологически близкими к породам омгонской и лесновской серий Западной и Северной Камчатки [37]. Хозгонская свита выделяется здесь как нижняя часть кихчикской серии. Вдоль западной границы метаморфических пород Малкинского хребта с кихчикской серией закартировано несколько тектонических блоков, сложенных кремнистыми иноцерам-содержащими породами ирунайской свиты [15].

Таким образом, южную часть Срединного хребта в первом приближении можно считать субмеридиональным горстом, поднятый блок которого сложен метаморфитами, а крылья – неметаморфизованными верхнемеловыми-палеоценовыми породами – преимущественно вулканогенными на востоке и терригенными на западе. Такая структура была одним из аргументов отнесения метаморфитов к допозднемеловому фундаменту. В последние годы начато изучение возраста метаморфических пород Срединного хребта современными прецизионными методами, в частности датирование циркона и монацита методом U/Pb SHRIMP [36, 62, 66, 67]. В результате был определен возраст цирконов и монацитов из пород колпаковской и камчатской серий, из крутогоровских гранитов. U/Pb SHRIMP датирование обломочных цирконов показывает, что возраст протолита колпаковской серии соответствует концу раннего – позднему мелу, а сланцев камчатской серии – палеоцену [36, 67]. Отложения колпаковской серии прорываются крутогоровским гранитами в кампане (78.5 ± 1.2 млн. лет, – U/Pb SHRIMP) [67].

Метаморфизм пород в Срединном хребте должен быть моложе, чем 55 ± 3 млн. лет, так как это возраст наиболее молодого обломочного зерна циркона из сланца камчатской серии. U/Pb SHRIMP датирование оторочек цирконов из лейкосомы и меланосомы колпаковских мигматитов, а также датирование метаморфогенного монацита, указывает, что пик метаморфизма и анатексис произошли в раннем эоцене (52 ± 2 млн. лет назад) [66, 67]. Возраст цирконов из рвущих тел пегматитов и гранитов показывает, что их кристаллизация происходила одновременно с пиком метаморфизма. Синкинематические граниты прорывают Андриановский надвиг

51.5 ± 0.7 млн. лет назад, также синхронно пику метаморфизма [36].

Таким образом, гнейсы колпаковской серии, занимающие в Малкинском поднятии структурно нижнюю позицию, по возрасту самых молодых обломочных цирконов не могут быть древнее конца раннего – позднего мела, а сланцы камчатской серии включают палеоценовые породы. В целом эти две серии являются аналогами верхнемеловых и палеоценовых терригенных толщ кихчикской серии и хозгонской свиты. Статистическое сравнение распределений возрастов циркона из сланцев камчатской серии и песчаников хозгонской и укэляйтской свит показало их идентичность [67]. Протолитом пород колпаковской серии и камчатской свиты, вероятнее всего, являлись мел-палеогеновые осадки, снесенные с северо-восточной окраины Азии.

Залегающая структурно выше андриановская свита (амфиболиты, зеленые сланцы) в наименее метаморфизованных кварцитах содержит радиолярий верхнего мела [40] и прорвана мел-палеоценовыми интрузиями [48]. Есть все основания сопоставлять образования андриановской свиты с породами ирунейской и кирганикской свит восточного обрамления метаморфического комплекса.

Образования хейванской и химкинской свит, с несогласием перекрывающиеся барабской свитой, имеют добарабский и, следовательно, досреднеэоценовый возраст [41]. Других достоверных данных о возрасте этих свит не существует. Отложения хейванской и химкинской свит занимают промежуточное структурное положение между породами андриановской свиты внизу и неметаморфизованными мел-палеоценовыми толщами наверху. Степень метаморфизма уменьшается в последовательности: андриановская – хейванская – химкинская свита. Состав метапесчаников хейванской свиты близок к составу хозгонских песчаников, что, иногда создает трудности при картировании этих толщ. Вероятнее всего, метатерригенные породы хейванской свиты – это метаморфизованный аналог отложений кихчикской серии, а метавулканогенные образования химкинской свиты – аналог пород ирунейской свиты. Залегание андриановской свиты на камчатской серии, а химкинской свиты на хейванской следует считать таким же результатом тектонического совмещения, как и залегание ирунейской свиты на хозгонской или как залегание ватынской серии на укэляйтском флише в Олюторской зоне. В некоторых случаях такие соотношения подтверждаются полевыми наблюдениями. В верховьях реки Крутогорова в подошве андриановской свиты картируются линзы метагипербазитов [30]. В долине реки Левая Андриановка вдоль границы камчатской серии и андриановской свиты прослежен горизонт бластомилонитов

[17]. Субгоризонтальная граница хейванской и химкинской свит к западу от горы Бараба дискордантна к структуре этих свит. В ряде других мест, где хейванская свита или ее аналоги (например, стопольниковская свита) перекрыты химкинской или ее аналогами (например, алисторской свитой), граница также может интерпретироваться как разрывная. Поэтому наша базовая гипотеза, опирающаяся на эти соотношения и имеющиеся на сегодняшний день надежные датировки, состоит в том, что тектонические поверхности, разделяющие камчатскую серию и андриановскую свиту с одной стороны, хейванскую и химкинскую – с другой, и, наконец, хозгонскую и ирунейскую свиты – суть части первоначально единого надвига. Морфологически он был близок к Лесновскому и Ватыно-Вывенскому надвигам на севере региона. Но если на севере региона надвиг пород Ачайваем-Валагинской дуги на терригенные толщи окраины Азии был слабо нарушен последующими движениями и не сопровождался глубоким погружением и прогревом автохтонных комплексов, то на юге Срединного хребта автохтонные терригенные толщи были метаморфизованы вместе с нижней частью аллохтонного комплекса. Метаморфизм был сопряжен с интенсивными деформациями, в результате которых важнейшая структурная поверхность – подошва аллохтонного комплекса была фрагментирована (см. рис. 6), частично (в осевой части Малкинского поднятия и на его западном крыле) поднята и размыта, а частично (на восточном крыле) глубоко погружена и недоступна для наблюдения.

Первый этап метаморфизма, по-видимому, еще не связанный с коллизией Ачайваем-Валагинской дуги (?) и охвативший только колпаковскую серию, приходится на середину кампана, сопровождаясь внедрением крутогоровских гранитов. Последующий размыв был недолгим и сменился накоплением камчатской серии, продолжавшимся до конца палеоцена. Оно было прекращено надвиганием мел-палеоценовых комплексов Ачайваем-Валагинской дуги и последующим главным метаморфизмом.

Изотопное датирование пород камчатской серии и основания барабской свиты, самой древней толщи неоавтохтона, показало, что весь процесс превращения терригенного осадка в метаморфические породы и выведение их на поверхность произошел меньше, чем за 5 млн. лет. Столь же кратковременным был метаморфизм аллохтонных толщ андриановской и химкинской свит. Эти выводы опираются на следующие реперы. Возраст наиболее молодого детритового циркона в сланцах камчатской серии определен как 55 ± 3 млн. лет, что близко ко времени осадконакопления протолита. Возраст метаморфизма соответствует 52 ± 2 млн. лет [36, 66]. Цирконы из туфа в основании барабской свиты датированы как 50.5

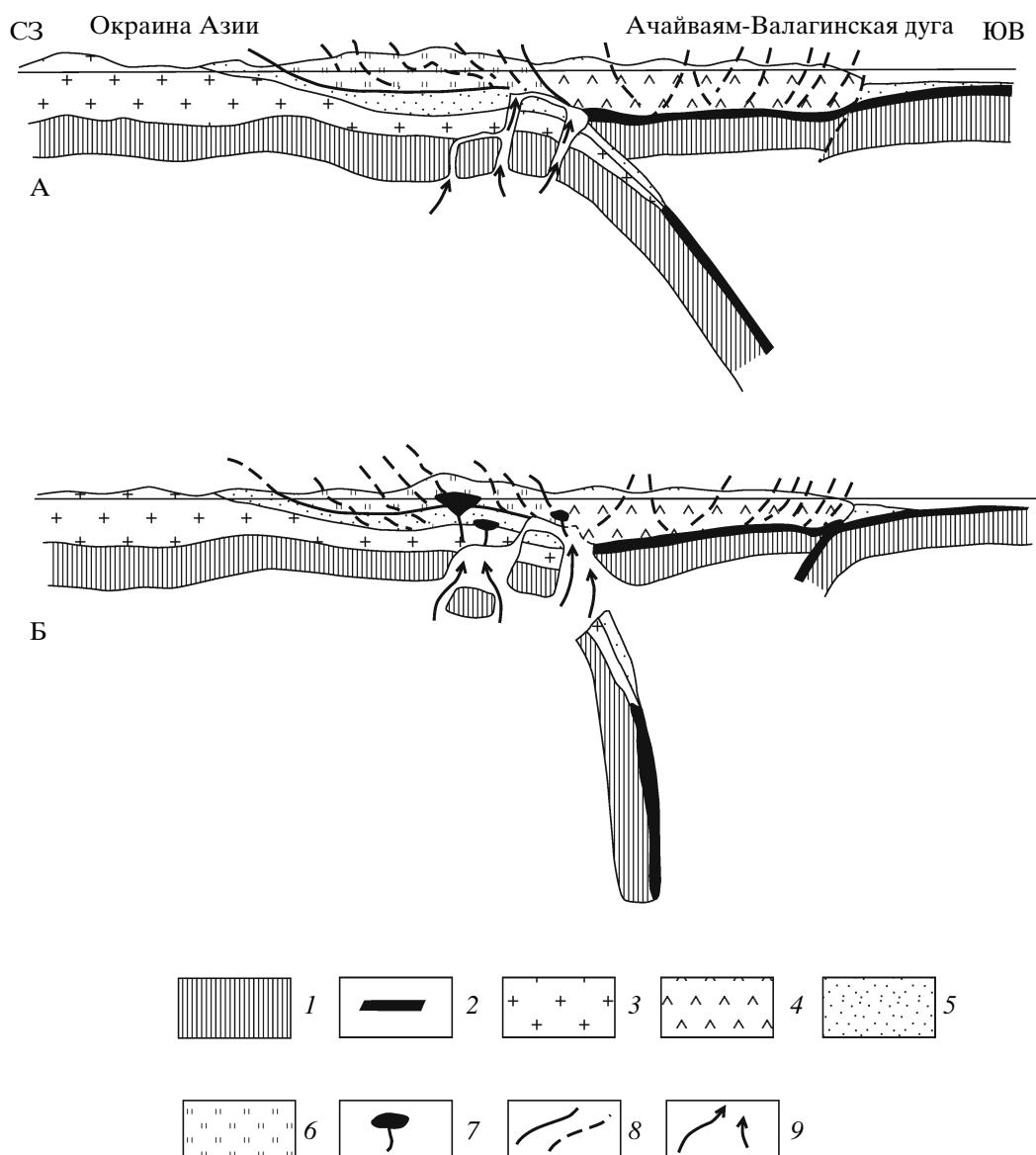


Рис. 7. Схематическая модель коллизии южного сегмента Ачайваем-Валагинской островной дуги с северо-восточной окраиной Азии. А – начало ипра (около 54 млн. лет назад), Б – середина ипра (около 52 млн. лет назад)

1 – литосферная мантия; 2 – океаническая кора; 3 – континентальная кора; 4 – кора энсиматической островной дуги; 5 – терригенные отложения; 6 – вулканогенные образования; 7 – синколлизионные анатектические магматические камеры; 8 – разрывы: а – главные, б – второстепенные; 9 – восходящие мантийные потоки

± 0.9 млн. лет, а в верхней толще барабской свиты наблюдаются гальки метаморфических пород, значит, во время ее формирования метаморфические породы были уже на поверхности. Более поздняя фаза некоторого надвигания хозгонских и ирунейских пород на запад относится уже к послебарабскому времени [57].

Тыловые части Ачайваем-Валагинской дуги на юге Камчатки обнажены в восточных хребтах. В Валагинском хребте, отделенном от Малкинского хребта Центрально-Камчатской депрессии, описан один из наиболее полных разрезов

верхней части дуги [3]. Он начинается с туфокремнистых отложений голубовской свиты, наращивается эфузивно-туфовыми толщами китильгинской свиты, которая согласно, с постепенным переходом перекрывается терригенными флишоидными породами тальниковской свитой, содержащими планктонных фораминифер верхнего палеоценена – нижнего эоцена. С резким несогласием эти породы перекрыты шельфовыми осадками снатольской свиты (средний эоцен, лютет). Близкие по строению разрезы верхнего мела – нижнего эоцена описаны в хребте Кумроч, где вулканогенная толща отнесена к хапицкой

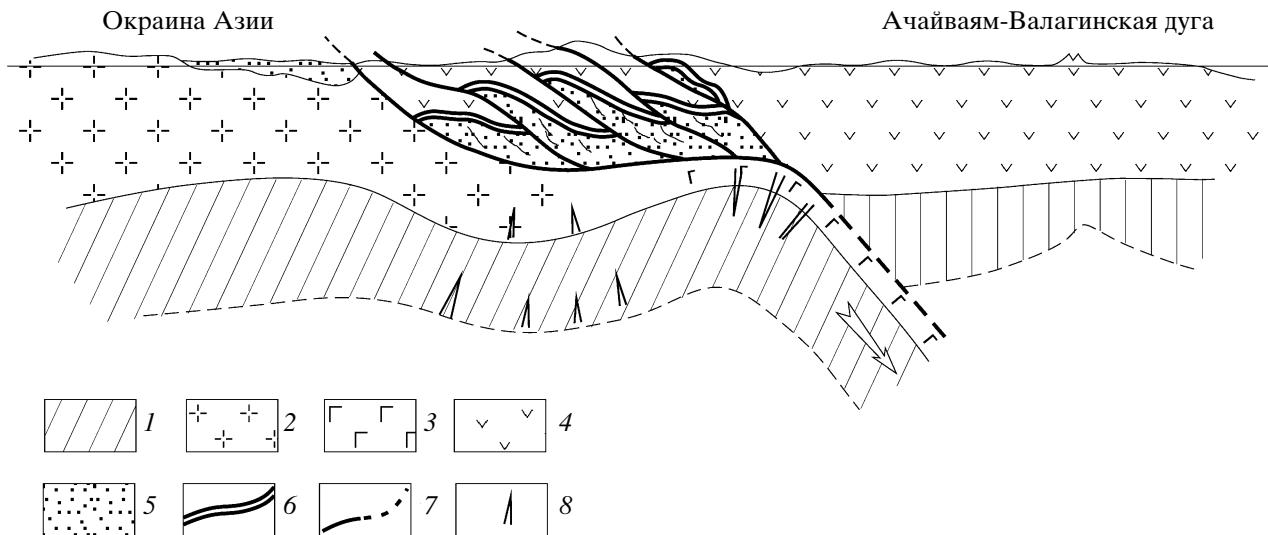


Рис. 8. Детальная схема зоны коллизии южного сегмента Ачайваем-Валагинской островной дуги с окраиной Азии для начала ипра (около 54 млн. лет назад)

1 – литосферная мантия; 2 – континентальная кора; 3 – океаническая кора; 4 – кора энсиматической островной дуги; 5 – терригенные отложения; 6 – главная поверхность надвига (Андреевский шов); 7 – прочие разломы; 8 – зоны пластичных деформаций и восходящих тепловых потоков

свите, а терригенная – к дроздовской [43, 49]. Эти разрезы показывают, что прекращение вулканизма в восточных хребтах произошло несколько раньше формирования системы надвигов в Малкинском хребте, а первые тектонические деформации – позже. Иными словами деформации Ачайваем-Валагинской дуги при ее столкновении с континентом здесь, также как и на севере, были сосредоточены в сравнительно узкой фронтальной зоне.

Вскоре после коллизии в тыловой зоне Ачайваем-Валагинской дуги от хребта Кумроч на севере до Вахильского поднятия на юге начала формироваться Ветловская аккреционная призма юго-восточной вергентности [24, 43, 49]. По-видимому, она маркирует зону субдукции, возникшую после блокировки такой зоны во фронте Ачайваем-Валагинской дуги, и в этом мы также видим сходство со структурой северной части Камчатки и юга Олюторской зоны.

О ПРИРОДЕ ЭОЦЕНОВОГО МЕТАМОРФИЗМА В МАЛКИНСКОМ ХРЕБТЕ

В пределах современного Малкинского поднятия сразу после надвигания пород Ачайваем-Валагинской дуги на терригенные толщи кихчикской серии начались интенсивные и быстрые преобразования структуры (рис. 7), включающие глубокое погружение, быстрый прогрев коры, сопровождающийся метаморфизмом умеренных давлений и высоких температур, и выведение ме-

таморфических пород на дневную поверхность с формированием прерывистого неоавтохтонного чехла. С большой долей условности эти процессы можно рассматривать как три последовательные стадии развития.

Первая из них – погружение автохтона и нижних частей аллохтона до глубин, обеспечивающих давление 6–9 кбар, необходимое для образования гнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов. Такое погружение было обусловлено утолщением коры вследствие ее латерального сжатия, вызванного начавшейся коллизией дуги и континента (см. рис. 7А). Основные деформации – надвиги и складки западной вергентности были сосредоточены в пределах литосферного надсубдукционного клина верхней плиты. Вызванное деформацией существенное увеличение мощности коры компенсировалось обмелением бассейна, ростом рельефа и изостатическим погружением подошвы коры (или литосферы). Сложная совместная чешуйчато-надвиговая деформация аллохтона и автохтона именно на этой стадии создала предпосылки для неоднократного повторения в вертикальном разрезе метаморфического комплекса одновозрастных, но в разной степени метаморфизованных толщ (рис. 8).

Вторая стадия – быстрый (максимум 3–5 млн. лет) прогрев пород автохтона (терригенных отложений) и нижней части аллохтона до температур 550–650°C, при которых формируются гнейсы и амфиболиты (см. рис. 7Б). Такой прогрев был бы невозможен только в результате кондуктивного переноса тепла из нижней коры в терригенные

отложения и вулканиты, погребенные под нагромождением покровов. Для этого требовался дополнительный мощный источник тепла в результате подъема горячей астеносферной мантии к подошве коры, а может быть и в ее верхние слои (см. рис. 7Б). В последние годы на многочисленных примерах было показано, что в коллизионных зонах такой подъем происходит при так называемом “отрыве слэба” (“slab breakoff”) [61, 63, 71].

Коллизии дуги и континента всегда предшествует этап поглощения литосфера разделяющего их океанического бассейна. В нашем случае эта литосфера поглощалась под Ачайваем-Валагинской дугой (см. рис. 3А). Собственно коллизия начинается с погружения в зону субдукции, вслед за океанической корой утоненной континентальной (переходной, промежуточной) коры, которая первоначально образует малую верхнюю часть литосферной плиты, лишь незначительно уменьшающую ее среднюю плотность (см. рис. 7А). Но по мере сближения дуги с континентом мощность поглощаемой относительно легкой коры растет, как растет и ее доля в мощности литосферы. Плотность погружающейся литосферы соответственно падает, и становится меньше чем плотность вмещающей астеносферы. Поэтому в верхней части “слэба” при общем сжатии аккреционного клина возникают растягивающие напряжения, приводящие к его отрыву (см. рис. 7Б). Область отрыва заполняется астеносферной мантией, декомпрессия которой порождает базальтоидные расплавы, обеспечивающие быстрый прогрев, метаморфизм и селективное плавление как нижних, так и верхних горизонтов коры [61]. Полный отрыв слэба приводит к его погружению в мантию, вызывает быстрый изостатический подъем коры над зоной отрыва и ее глубокую эрозию. В подошве утоненной литосферы возникает “ловушка” для аномально горячей мантии, что способствует подъему коллизионной зоны и активному развитию магматических процессов в коре. Прекращение субдукции при сохранении встречного движения плит приводит к возникновению новой зоны поглощения. На Камчатке такая зона возникает непосредственно в тылу причлененной к континенту Ачайваем-Валагинской дуги (Ветловский надвиг [19]).

Эта модель удовлетворительно описывает основные черты строения Малкинского хребта, где колпаковская серия может рассматриваться как верхняя часть доколлизионной сиалической коры, вовлечение которой в эоценовую зону субдукции около 54 млн. лет назад и привело к отрыву слэба. Правда, по классической модели [63] отрыв слэба рисуется несколько ниже главного перегиба погружающейся плиты, и предполагается, что основной “тепловой удар” приходится на комплексы “нависающей” плиты. Но в реальной

плите место отрыва, вероятно, определяется литосферными неоднородностями, например, более ранними разломами. Во всяком случае, в наиболее изученном примере коллизии дуги с континентом на Тайване отрыв слэба вызывает метаморфизм именно в комплексах погружающейся плиты [19, 71]. Кроме того, в нашем случае островодужные комплексы “нависающей плиты”, безусловно, испытывали эоценовый метаморфизм, и его результаты наблюдаются не только в Срединном, но и в Ганальском хребте [21, 31], где на поверхность выведены метавулканиты, сопоставимые с мел-палеоценовыми толщами Валагинского хребта.

Возможны и другие геомеханические модели прорыва горячей астеносферной мантии к подошве верхней коры, которая испытывает при этом быстрый прогрев. В частности, при погружении нижней плиты под нагрузкой синколлизионных покровов и соответствующего повышения давления, в ее океанической коре могут проявиться процессы эклогитизации, вызывающие заметное увеличение плотности нижней плиты, ее быстрое разрушение и погружение в астеносферу.

Третья стадия развития Малкинского поднятия – это экстремизация новообразованных метаморфитов [17, 19]. Ее, скорее всего, нужно связывать с изостатическим подъемом гранито-гнейсовых диапиров, как реакцией на инверсию плотностей в области наиболее мощных аллохтонных пластин.

Каждая из перечисленных стадий развития Малкинского поднятия сопровождалась интенсивными тектоническими деформациями. Наиболее ярко выражены самые последние деформации, которые сформировали основные черты современной структуры поднятия с ядром, сложенным гнейсами и гранитами, обрамленным выходами пород зеленосланцевой ступени и далее неметаморфизованными породами мела-палеоцена (см. рис. 5). Подъем метаморфических комплексов относительно пород обрамления продолжался и в постэоценовое время, локализовавшись вдоль крупных субмеридиональных сбросов (см. рис. 5, 6). В результате на большей части поднятия главная поверхность надвига, подчеркивающая его внутреннюю структуру – кровля терригенного (или метатерригенного) автохтона – оказалась либо размыта (в ядре и на западном крыле), либо глубоко погружена (на восточном крыле). Только на северном периклинальном замыкании поднятия можно наблюдать, как эта поверхность пересекается рельефом в подошве андриановской, химкинской и ирунейской свит. Это означает, что здесь эта поверхность сложно деформирована и нарушенена более поздними разрывами, таким образом, граница островодужного и

терригенного комплексов в вертикальном разрезе повторяется до трех раз.

СРАВНЕНИЕ КОЛЛИЗИОННЫХ СТРУКТУР НА СЕВЕРЕ И НА ЮГЕ КАМЧАТКИ

Сравнивая структуры, возникшие в результате столкновения Ачайваем-Валагинской дуги с северо-восточной окраиной Азии, на юге Камчатки, на Камчатском перешейке и в Олюторской зоне Корякского нагорья, мы видим как элементы сходства, так и вполне очевидные отличия. И на севере, и на юге Камчатки основные структуры области сочленения сформированы за сравнительно короткие отрезки времени, не превышающие 5 млн. лет. Учитывая ошибки определений, можно предполагать, что деформации были и более скоротечными. Деформации, связанные с коллизией дуги, ограничены довольно узкой (менее 100 км) зоной, за пределами, которой в центральных частях дуги, нет несогласий, синхронных движениям на ее северо-западной границе.

Сравнение Малкинского и Лесновского поднятий показывает также, что становление структур на границе континента и палеодуги происходило диахронно: 55–50 млн. лет назад на юге и 48–45 млн. лет назад на севере. Весьма вероятно, что аналогичные структуры в Олюторской зоне сформированы еще позднее. Деформации на границе дуги и континентальной окраины везде начинаются с формирования пологого надвига островодужных комплексов на терригенные толщи. В северной части региона они на этом практически заканчиваются (Батынско-Лесновский надвиг) (см. рис. 3Б, 4). А на юге после формирования надвига начинается совместная деформация автохтона и аллохтона на фоне быстрого прогрева коры (см. рис. 7, 8). В результате этого прогрева происходит метаморфизм, как терригенных комплексов окраины Азии, так и островодужных формаций Ачайваем-Валагинской дуги.

Изменчивость тектонических структур вдоль шва между палеодугой и континентом, безусловно, должна быть общим правилом. Это связано с очень простым фактором – конфигурацией в плане, как дуги, так и края материка, которые формируются независимо и соприкасаются случайным образом. При этом неизбежно какие-то участки дуги соприкасаются с континентом раньше, интенсивно деформируются, тормозят или

даже блокируют движение плиты, на которой дрейфуют, а на участках между точками соприкосновения коллизионные структуры выражены слабо или вообще не формируются. Одновременно с блокировкой старой зоны субдукции в тылу причлененной дуги возникает новый желоб, где поглощается океаническая литосфера, отнюдь не прекратившая свой дрейф в сторону континента [19].

Своебразие рассмотренного примера заключается в довольно сильной асинхронности прекращения дрейфа дуги на юге и на севере региона. Скорее всего, это связано с тем, что дуга была разделена на два сегмента трансформным разломом северо-западного простирания (рис. 9). Коллизия южного сегмента в начале эоцена (см. рис. 9Б) не привела к остановке дрейфа на севере, где до середины эоцена между дугой и континентом сохранился бассейн, в котором продолжали накапливаться турбидиты (см. рис. 9 Б, В). Литосфера этого бассейна медленно поглощалась в зоне субдукции, наклоненной под дугу (см. рис. 9 Б, В). Прекращение этого дрейфа в середине эоцена на севере региона являлось, по-видимому, запоздавшей реакцией на коллизию южного сегмента дуги в раннем эоцене, и с общей реорганизацией плит северной Пацифики и ее континентального обрамления, когда, в частности, формируется система сдвигов, отделившая структуры Северной Камчатки и Олюторской зоны от Тихоокеанской плиты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

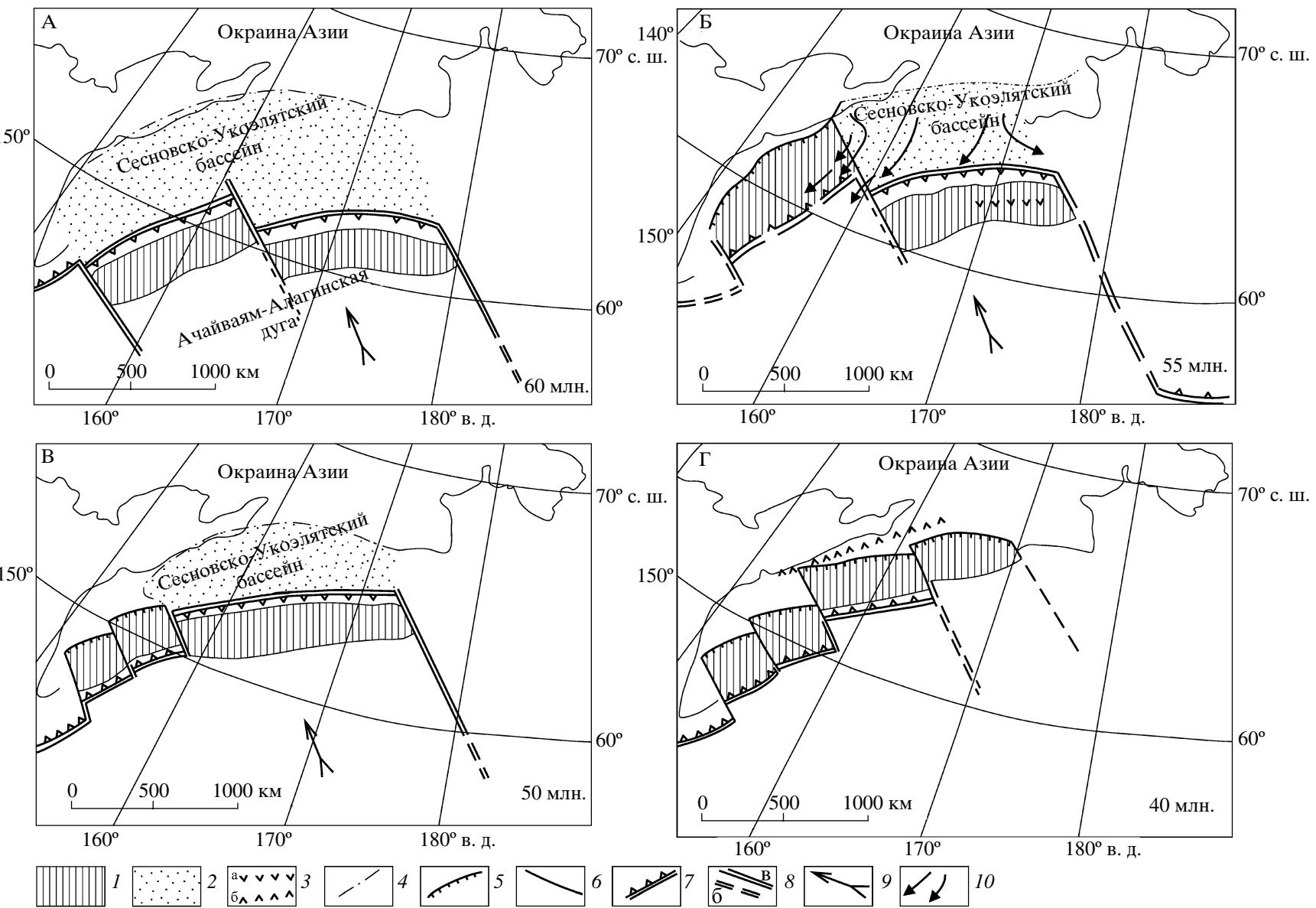
1. В северной части Олюторско-Камчатской зоны граница Ачайваем-Валагинской дуги и окраины Азии выражена в виде Лесновско-Батынского надвига – маломощной пологой пластиной сильно дислоцированных океанических и островодужных пород верхнего мела – нижнего палеоцена, перекрывающих терригенные толщи укэлятской и лесновской серий (верхний мел – низы среднего эоцена). Эта структура была сформирована еще на этапе субдукции, направленной под Ачайваем-Валагинскую дугу с северо-запада, и может рассматриваться как верхняя часть пологого литосферного надсубдукционного клина. На перешейке Камчатки надвигание закончилось около 45 млн. лет назад и после этого тонкая и широкая аллохтонная пластина почти не была деформирована. В Олюторской зоне окончатель-

Рис. 9. Тектоническая схема коллизии Ачайваем-Валагинской островной дуги с северо-восточной окраиной Азии. Реконструкции на 60 (А), 55 (Б), 50 (В) и 40 (Г) млн. лет назад. Использованы палеомагнитные и кинематические данные из [18, 23, 24, 64, 68–70].

1 – Ачайваем-Валагинская дуга; 2 – Лесновско-Укэлятский бассейн терригенной седиментации; 3 – вулканализм в Говено-Карагинской дуге (а) и Кинкильском пояссе (б); 4 – условная северо-западная граница Лесновско-Укэлятского бассейна; 5 – надвиги дуги на континентальную окраину; 6 – сдвиги; 7 – зоны субдукции; 8 – трансформные разломы (а), предполагаемые тектонические зоны (б); 9 – направление движения океанической литосферы; 10 – направления сноса терригенного материала 55 млн. лет назад.

ЛАТЕРДНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

17



ное формирование шва, вероятно, относится к еще более позднему времени.

2. В южной части региона (Малкинское поднятие Срединного хребта) взаимодействие дуги с окраиной континента также начинается с формирования надвига мел-палеоценовых океанических и островодужных пород на одновозрастные терригенные породы окраины континента. Это процесс начинается около 55 млн. лет назад. Однако сформированная на этом этапе аллохтонная пластина (вероятно, близкая по морфологии к Лесновско-Ватынскому надвигу) в ходе коллизии вместе с автохтонным терригенным комплексом была интенсивно сжата и деформирована, что привело к расщеплению ее на тектонические чешуи, увеличению мощности коры и погружению подошвы аллохтонного комплекса на глубины порядка 15–20 км. Вслед за этим произошел быстрый прогрев коры, по-видимому, в результате разрушения нижних частей литосферы и прорыва астеносферных масс (“аномальной мантии”) к основанию коры или даже к ее верхнему слою. Это произошло 52 ± 2 млн. лет назад. Этот процесс привел к метаморфизму высоких температур и умеренных давлений, охватившему нижнюю часть коллизионной зоны, а также частичной гранитизации глубоко погруженных терригенных пород автохтона. Легкие и пластичные гранито-гнейсовые массы, погребенные под нагромождением чешуй относительно тяжелых островодужных пород, начали движение вверх, приводя к быстрому подъему и одновременной интенсивной эрозии осевой части поднятия, которая приобрела вид гранито-гнейсового ядра, окруженного менее метаморфизованными породами рамы. Только U/Pb (SHRIMP) датирование отдельных зерен циркона из пород колпаковской и камчатской серий позволило установить, что эти гнейсы образованы при метаморфизме меловых и нижнепалеогеновых терригенных пород – аналогов кихчикской серии.

3. Столь резкие различия структур, сформированных на разных участках одной и той же границы палеодуги и континента можно связать с особенностями кинематики Ачайваем-Валагинской дуги на последних стадиях ее дрейфа к Евразии. Предполагается, что дуга была сегментирована трансформным разломом, и когда ее юго-западный сегмент уже столкнулся с окраиной континента, северо-восточный еще находился в нескольких сотнях километров от нее. И хотя этот сегмент продолжал движение к континенту еще несколько миллионов лет, столкновения тела дуги с окраиной все-таки не произошло, так как 43 млн. лет назадproto-Командорский сдвиг отделил Северную Камчатку и Корякию от Тихоокеанской плиты.

Авторы признательны Дж.И. Гарверу и М.Т. Брэндону за длительное сотрудничество при изучении Камчатки. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 05-05-64066), Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 6 и № 8 и Фонда содействия отечественной науке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астраханцев О.В., Казимиров А.Д., Хейфец А.М. Тектоника северной части Олюторской зоны // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 161–183.
2. Батанова В.Г., Астраханцев О.В. Тектоническое положение и генезис зональных мафит-ультрамафитовых plutонов севера Олюторской зоны (Корякское нагорье) // Геотектоника. 1992. № 2. С. 87–103.
3. Бахтеев М.К., Беньяковский В.Н., Брагин Н.Ю. и др. Новые данные по стратиграфии мезозоя-кайнозоя Восточной Камчатки (Валагинский хребет) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1994. Т. 2. № 6. С. 77–84.
4. Богданов Н.А., Вишневская В.С., Кепежинская П.К. и др. Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. 168 с.
5. Богданов Н.А., Кепежинская П.К. Редкоземельные элементы в позднекайнозойских вулканитах запада Берингоморского района – показатель типа литосферы // ДАН СССР. 1988. Т. 301. № 2. С. 551–554.
6. Волобуева В.И., Гладенков Ю.Б., Беньяковский В.И. и др. Опорный разрез морского палеогена Севера Дальнего Востока. Магадан: СВК НИИ ДВО РАН, 1994. 64 с.
7. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1000000 (новая серия). Лист О-57, (58) – Палана. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. 105 с.
8. Гречин В.И. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации различных структурно-формационных зон Камчатки // Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М: Наука, 1979. С. 130–149.
9. Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Основные формационные типы мезозойских отложений и их тектоническое значение // Раннегеосинклинальные формации и структуры. М.: Наука. 1987. С. 243–298.
10. Григорьев В.Н., Шапиро М.Н. Верхнемеловые вулканиты перешейка Камчатки // Тихоокеанская геология. 1986. № 4. С. 58–66.
11. Ермаков Б.В., Супруненко О.И. Строение и условия формирования позднемеловых и миоценовых флишевых образований Корякско-Камчатской области // Советская геология. 1975. № 12. С. 53–65.
12. Зинкевич В.П., Колодяжный С.Ю., Брагина Л.Г., Константиновская Е.А., Федоров П.И. Тектоника восточного обрамления Срединнокамчатского массива метаморфических пород // Геотектоника. 1994. № 1. С. 81–96.

13. Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Цуканов Н.В. и др. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.
14. Зинкевич В.П., Цуканов Н.В. Формирование аккреционной структуры Восточной Камчатки в позднем мезозое – раннем кайнозое // Геотектоника. 1992. № 4. С. 97–112.
15. Карта полезных ископаемых Камчатской области. Масштаб 1 : 500000. Ред. А.Ф. Литвинов, М.Г. Патока, Б.А. Марковский. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.
16. Кепежинскас П.К. Кайнозойские вулканические серии обрамления окраинных морей. М.: Наука, 1990. 176 с.
17. Кирмасов А.Б., Соловьев А.В., Хоуриган Дж.К. Коллизионная и постколлизионная структурная эволюция Андриановского шва (Срединный хребет, Камчатка) // Геотектоника. 2004. № 4. С. 64–90.
18. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и Южной Корякии. М.: Научный мир, 2003. 256 с.
19. Константиновская Е.А. Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование. М.: Научный мир, 2003. 224 с.
20. Корякско-Камчатский регион – новая платиноносная провинция России. Коллектив авторов. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2002. 383 с.
21. Кузьмин В.К., Глебовицкий В.А., Беляцкий Б.В., Львов А.Б., Пузанков Ю.М. Кайнозойские гранулиты Ганальского выступа (Восточная Камчатка) // Докл. РАН. 2003. Т. 393. № 3. С. 371–375.
22. Лебедев М.М. Верхнемеловые кристаллические сланцы Камчатки // Советская геология. 1967. № 4. С. 57–69.
23. Левашова Н.М., Шапиро М.Н. Палеомагнетизм верхнемеловых островодужных комплексов Срединного хребта Камчатки // Тихоокеанская геология. 1999. № 2. С. 65–75.
24. Левашова Н.М., Шапиро М.Н., Беньяновский В.Н., Баженов М.Л. Реконструкция тектонической эволюции Кроноцкой островной дуги (Камчатка) по палеомагнитным и геологическим данным // Геотектоника. 2000. № 2. С. 65–84.
25. Леднева Г.В., Соловьев А.В., Гарвер Дж.И.Петрология и геодинамические аспекты формирования массивов гетерогенного ультрамафит-мафитового комплекса Олюторской зоны (Корякское нагорье) // Петрология. 2000. Т. 8. № 5. С. 477–505.
26. Марченко А.Ф. О тектонической природе, возрасте и структурном положении метаморфических комплексов Камчатки // Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 234–246.
27. Митрофанов Н.П. Ватынский тектонический покров в Центрально-Корякской складчатой зоне // Геология и геофизика. 1977. № 4. С. 144–149.
28. Палечек Т.Н. Кампан-маастрихтские радиолярии Корякско-Камчатского региона // Тихоокеанская геология. 2002. Т. 21. № 1. С. 76–88.
29. Печерский Д.М., Шапиро М.Н. Палеомагнетизм верхнемеловых и палеогеновых вулканогенных серий Восточной Камчатки: доказательства абсол-
- лютных перемещений древних зон субдукции // Физика Земли. 1996. № 2. С. 31–55.
30. Рихтер А.В. Структура метаморфического комплекса Срединно-Камчатского массива // Геотектоника. 1995. № 1. С. 71–78.
31. Рихтер А.В. Строение метаморфических образований Восточной Камчатки // Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. С. 28–58.
32. Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Григорьев В.Н., Казимиров А.Д., Пейве А.А., Соколов С.Д. Тектоника Корякского хребта // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 136–189.
33. Руженцев С.В., Соколов С.Д. Тектонические покровы и движения литосферных плит // Проблемы движений и структурообразования в коре верхней мантии. М.: Наука. 1985. С. 30–41.
34. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
35. Соловьев А.В. Структура северной части области сочленения Олюторской и Укэлятской зон (Корякское нагорье) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1998. № 3. С. 23–31.
36. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит методами трекового датирования и структурного анализа. Автореф. дис. ... док. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2005а. 49 с.
37. Соловьев А.В. Тектоника Западной Камчатки по данным трекового датирования и структурного анализа // Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое. Научный мир, 2005б. С. 163–194.
38. Соловьев А.В., Брэндон М.Т., Гарвер Дж.И., Богданов Н.А., Шапиро М.Н., Леднева Г.В. Коллизия Олюторской островной дуги с Евразиатской континентальной окраиной: кинематические и возрастные аспекты. Докл. РАН. 1998. Т. 360. № 5. С. 666–668.
39. Соловьев А.В., Брэндон М.Т., Гарвер Дж.И., Шапиро М.Н. Кинематика Ватыно-Лесновского наряда (Южная Корякия) // Геотектоника. 2001. № 6. С. 56–74.
40. Соловьев А.В., Палечек Т.Н. Новые данные о возрасте андриановской свиты (Срединный хребет, Камчатка): к проблеме строения метаморфических комплексов в зоне аккреции // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Материалы молодежной школы-конференции XXXVII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2004. С. 86–89.
41. Соловьев А.В., Хоуриган Дж.К., Брэндон М.Т. и др. Возраст барабской свиты по данным U/Pb (SHRIMP) датирования (Срединный хребет, Камчатка): геологические следствия. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12. № 4. С. 110–117.
42. Соловьев А.В., Шапиро М.Н., Гарвер Дж.И. Лесновский тектонический покров, Северная Камчатка // Геотектоника. № 6. 2002. С. 45–59.
43. Соловьев А.В., Шапиро М.Н., Гарвер Дж.И., Ландер А.В. Формирование Восточно-Камчатской ак-

- креционной призмы по данным трекового датирования цирконов из терригенных пород // Геология и Геофизика. 2004. Т. 45. № 11. С. 1292–1302.
44. Ставский Л.П., Чехович В.Д., Кононов М.В., Зоненишайн Л.П. Палинспастические реконструкции Анадырско-Корякского региона с позиций тектоники литосферных плит // Геотектоника. 1988. № 6. С. 32–42.
 45. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.
 46. Флеров Г.Б., Колосков А.В. Щелочной базальтовый вулканализм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976. 147 с.
 47. Ханчук А.И. Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах Восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 150 с.
 48. Хоуриган Дж.К., Соловьев А.В., Леднева Г.В., Гарвер Дж.И., Брандон М.Т., Райнер П.В. Датирование сиенитовых интрузий восточного склона Срединного хребта Камчатки (скорость выведения аккреционных структур на поверхность) // Геохимия. 2004. № 2. С. 131–140.
 49. Цуканов Н.В. Тектоническое развитие периокеанической зоны Камчатки в позднем мезозое – раннем кайнозое. М.: Наука, 1991. 104 с.
 50. Чехович В.Д., Богданов Н.А., Кравченко-Бережной И.Р. и др. Геология западной части Берингово-морья. М.: Наука, 1990. 159 с.
 51. Шанцер А.Е., Челебаева А.И. Поздний мел Центральной Камчатки. М.: ГЕОС, 2005. 116 с.
 52. Шанцер А.Е., Челебаева А.И. Стратиграфия, геологические события и новая модель рифтового развития Центральной Камчатки в позднем мелу – раннем палеогене // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12. № 4. С. 83–96.
 53. Шанцер А.Е., Шапиро М.Н., Колосков А.В. и др. Эволюция структуры Лесновского поднятия и его обрамления в кайнозое (Северная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1985. № 4. С. 66–74.
 54. Шапиро М.Н. Позднемеловая Ачайваем-Валагинская вулканическая дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики // Геотектоника. 1995. № 1. С. 58–70.
 55. Шапиро М.Н., Ермаков В.А., Шанцер А.Е. и др. Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука, 1987. 236 с.
 56. Шапиро М.Н., Маркевич П.С., Гречин В.И., Константиновская Е.А. Мел-палеоценовые песчаники Камчатки: состав и проблема источников // Литология и полезные ископаемые. 1993. № 1. С. 36–49.
 57. Шапиро М.Н., Разницин Ю.Н., Шанцер А.Е., Ландер А.В. Структура северо-восточного обрамления массива метаморфических пород Срединного хребта Камчатки // Очерки по геологии востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 5–21.
 58. Шапиро М.Н., Соловьев А.В. Структура и эволюция Лесновского надвига (Северная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 6. С. 71–82.
 59. Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Гарвер Дж.И., Брандон М.Т. Источники цирконов в терригенных толщах мела и нижнего палеогена юга Корякии и Западной Камчатки // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 4. С. 374–389.
 60. Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Гарвер Дж.И., Щербина Е.А., Леднева Г.В., Брандон М.Т. Возраст терригенных пород северо-восточной части острова Карагинский (Восточная Камчатка) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12. № 2. С. 90–101.
 61. Atherton M.P., Ghani A.A. Slab breakoff: a model for Caledonian, Late Granite syn-collisional magmatism in the orthotectonic (metamorphic) zone of Scotland and Donegal, Ireland // Lithos. 2002. Vol. 62. P. 65–85.
 62. Bindeman I.N., Vinogradov V.I., Valley J.W. et al. Archean protolith and accretion of crust in Kamchatka: SHRIMP dating of zircons from Sredinny and Ganal Massifs // J. Geol. 2002. Vol. 110. P. 271–289.
 63. Davies J.H., von Blanckenburg F. Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens // Earth. Planet. Sci. Lett. 1995. Vol. 129. P. 85–102.
 64. Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G. Relative plate motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin // Spec. Pap. Geol. Soc. Amer. 1984. № 206. 59 p.
 65. Garver J.I., Soloviev A.V., Bullen M.E., Brandon M.T. Towards a More Complete Record of Magmatism and Exhumation in Continental Arcs, Using Detrital Fission-Track Thermochrometry // Physics And Chemistry Of The Earth, Part A: Solid Earth And Geodesy (25). 6–7. 2000. P. 565–570.
 66. Hourigan J.K., Brandon M.T., Soloviev A.V., Kirmasov A.B. High-grade metamorphic core of an Eocene arc-continent collision zone, Sredinny Range, Kamchatka // Geol. Soc. Amer. Program Abstracts. 2003. Vol. 35. P. 139–140.
 67. Hourigan, J.K., Brandon, M.T., Soloviev, A.V., Kirmasov, A.B., Garver, J.I., Reiners, P.W. Eocene arc-continent collision and crustal consolidation in Kamchatka, Russian Far East // American Journal of Science. 2007. (in press).
 68. Levashova N.M., Bazhenov M.L., Shapiro M.N. Late Cretaceous paleomagnetism of the East Ranges island arc complex, Kamchatka: Implications for terrane movements and kinematics of the northwestern Pacific // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102. №B11. P. 24843–24875.
 69. Pechersky D.M., Levashova N.M., Shapiro M.N., Bazhenov M.L., Sharonova Z.V. Palaeomagnetism of Palaeogene volcanic series of the Kamchatsky Mys peninsula, East Kamchatka: the motion of an active island arc // Tectonophysics. 1997. Vol. 273. P. 219–237.
 70. Petronotis K.E., Jurdy D.M. Pacific plate reconstructions and uncertainties // Tectonophysics. 1990. Vol. 192. P. 383–391.
 71. Teng L.S., Lee C.T., Tsai Y.B., Hsiao L.-Y. Slab breakoff as a mechanism for flipping of subductional polarity in Taiwan // Geology. 2000. Vol. 28. № 2. P. 155–158.

**ЛАТЕРАЛЬНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР
В ЗОНЕ ЭОЦЕНОВОЙ КОЛЛИЗИИ ОСТРОВНОЙ ДУГИ
С КОНТИНЕНТОМ (КАМЧАТКА)**