

СТРОЕНИЕ И ГЕОДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ АКТИВНЫХ ОКРАИН КОНТИНЕНТОВ

Н.А.Богданов, Н.И.Филатова

Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, г. Москва

Строение активных континентальных окраин характеризуется развитием вулканических и террейновых складчато-покровных орогенических поясов, которые в совокупности обеспечивают рост краев континентов как по площади, так и в отношении мощности коры.

Развивающиеся во фронтальной части вулканических поясов аккреционные призмы (клинья) по особенностям строения и генезису принципиально отличны от террейновых складчато-покровных поясов. В отличие от последних аккреционные призмы сложены, в основном, турбидитами (с горизонтами олистостромов), т.е. отложениями, характерными для внутреннего склона глубоководного желоба, и, в меньшей степени, глубоководными илами погружающейся океанической плиты. Аккреционные призмы обладают чешуйчато-надвиговым строением, но с незначительными амплитудами горизонтальных перемещений пород. Блоки аллохтонных пород (террейны) имеют в них весьма небольшой объем. В контрасте с этим главные признаки террейновых орогенических поясов составляют: большие (несколько сотен км и более) амплитуды горизонтальных перемещений пород; тектоническое совмещение аллохтонных образований (террейнов), резко различных по генезису, возрасту и обстановкам (включая климатические) осадконакопления; наличие покровов офиолитов, включая гипербазиты; тектоническое расщепление террейнов; развитие зон метаморфизма низких-высоких давлений (сопровождающихся анатектическими выплавками) в подошвах тектонических покровов; обдукция покровов на края континентов и сложная складчато-покровная и покровно-надвиговая структура.

Эволюция активных континентальных окраин обнаруживает пульсационный характер, определяющийся чередованием во времени на этих окраинах вулканических и орогенических процессов. Это обусловлено чередованием во времени субдукционных и аккреционно-коллизийных процессов на конвергентных границах океанических и континентальных плит. Террейновые орогенические пояса начинают оформляться при прекращении субдукции (и соответствующего вулканизма), т.е. при смене конвергенции плит аккреционно-коллизийными процессами вдоль континентальных окраин. В связи с этим каждый орогенический пояс на окраине континента служит индикатором этапа перестройки геодинамических режимов на конвергентных границах плит.

Особенности формирования активных континентальных окраин отражают геологические события в океанах и, в конечном счете, эндогенную активность Земли в форме мантийного апвеллинга.

ВВЕДЕНИЕ

Геологическое развитие континентальных окраин находится в прямой зависимости от геодинамических режимов в зоне перехода континент-океан. В этом отношении пассивные континентальные окраины принципиально отличаются от активных краев континентов, формирующихся на фоне конвергенции континентальных и океанических литосферных плит. Исследования российских и зарубежных ученых за последние 25 лет в областях сближающихся континентальных и океанических плит решили многие вопросы строения и развития активных континентальных окраин и погружающихся под них океанических плит. Однако некоторые проблемы заслуживают дальнейшего обсуждения.

Развитие активных континентальных окраин включает два главных феномена: формирование тер-

рейновых орогенических поясов и возникновение надсубдукционных вулканитов. В публикациях последних лет нередко рассматривается теоретическая модель одновременного, парного развития вулканического и террейнового (аккреционного) поясов с фронтальным расположением последнего. При этом причиной возникновения зон террейнов признается механизм субдукции океанической плиты под континентальную, обеспечивающий сгруживание аллохтонных блоков различной природы из внутренних частей океанов к краям континентов. Однако подобные модели не могут объяснить ряд реально наблюдаемых на краях континентов явлений: надвигание (обдукцию) сложенных террейнами тектонических покровов на континентальные окраины; разновременность формирования вулканических поясов и террейновых орогенических зон, а также причины, по которым попавшие в зону субдукции террейны не

прекращают сам процесс субдукции, как и надсубдукционный магматизм.

Настоящая статья посвящена проблеме пространственного и временного соотношения вулканических и орогенических террейновых поясов на активных континентальных окраинах, геодинамических режимов их формирования, а также их генетических связей с другими глобальными событиями.

**ЛАТЕРАЛЬНЫЕ РЯДЫ СТРУКТУР
КОНВЕРГЕНТНЫХ ГРАНИЦ ПЛИТ**

Латеральные ряды структур на границе конвергентных океанических и континентальных литосферных плит включают, как известно (рис. 1), глубоководный желоб (соответствующий выходу на поверхность сейсмофокальной зоны), систему преддуговых прогибов, разделенных невулканической, преддуговой грядой (или системой аналогичных гряд) и вулканический пояс, окраинно-континентальный или островодужный [38, 59 и др.]. В тылу островных дуг располагаются окраинно-морские бассейны [2, 17 и др.], а окраинно-континентальные вулканические пояса нередко граничат с тыловодужными прогибами [55 и др.]. Формирующаяся синхронно аккреционная призма (или клин) («accretionary prism or wedge») (рис. 2), изученная во многих современных глубоководных желобах Тихого океана, образована, в основном, турбидитами, обломочный материал которых поступает, главным образом, с континентального склона [31]. Меньший объем в этих призмах принадлежит глубоководным океаническим илам, поступающим в желоб по мере субдукции океанической плиты. Данные сейсмопрофилирования [24 и др.] выявили чешуйчато-надвиговую структуру аккреционных призм. Однако амплитуды горизонтальных перемещений по ним весьма невелики, поскольку эти призмы формируются, по существу, *in situ*. Акцентирование внимания на свойствах аккреционных призм (клиньев) важно потому,

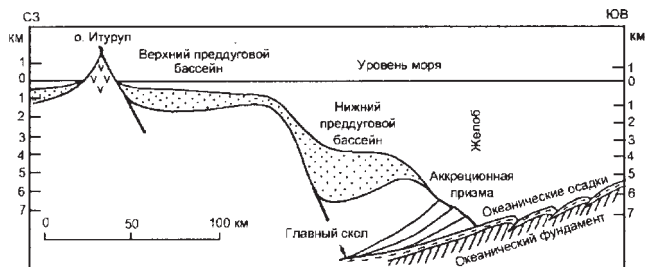


Рис. 1. Разрез через Курильскую островную дугу, по [12].

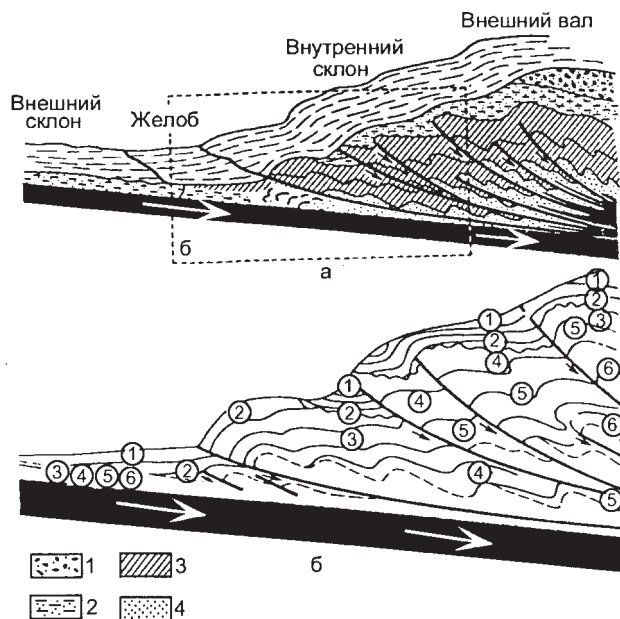


Рис. 2. Модель аккреционной призмы («accretionary prism or wedge»), возникающей при субдукции, по [24].

Фашии осадков: 1-2 - терригенные и туфогенно-терригенные флишеидные континентального склона, 3 - турбидиты внутреннего склона желоба, 4 - абиссальные илы.

Пунктирной линией показана граница между турбидитами желоба и осадками абиссальной равнины. Последовательность номеров дана от молодых отложений к древним. Субдуцируемая океаническая плита показана черным цветом с белой стрелкой (направление движения).

что в публикациях последнего десятилетия этот термин нередко используется для обозначения сложных складчато-покровных зон с многочисленными и разнородными аллохтонными блоками, которые, как будет показано ниже, служат индикаторами этапов прекращения процесса субдукции.

Расположенная между вулканическим поясом и глубоководным желобом система преддуговых бассейнов сложена, в основном, турбидитами, которые в верхней части разреза сменяются моласоидами и, в меньшей мере, олиостромами. Состав магматических образований, слагающих надсубдукционные вулканические пояса, как известно, неоднороден как в вертикальном, так и в латеральном направлениях, отражая смену магматических источников во времени и пространстве. В общем случае обычно выделяются вулканические комплексы, связанные с мантийными надсубдукционными очагами и камерами коровых расплавов. Однако гораздо чаще вулканы имеют признаки генетической связи с источниками обоих типов - мантийных надсубдукционных и коровых. Определение баланса этих компонентов в породах возможно на основе изотопных ис-

следований. Петрохимические и изотопные исследования вулканических комплексов решают также задачу обнаружения химической продольной и поперечной зональности вулканических поясов. Химическая полярность последних позволяет реконструировать положение и наклон зоны субдукции, генерирующей окраинно-континентальный магматизм прошлого.

Выяснение характера чередования в разрезе вулканического пояса комплексов, связанных с различными магматическими источниками, важно не только с точки зрения понимания эволюции надсубдукционного магматизма, но и для геодинамических реконструкций, поскольку геодинамические обстановки появления на краю континента мантийных и существенно коровых (например, игнимбритовых) комплексов значительно различаются между собой. Роль коровых расплавов значительно возрастает на заключительных стадиях развития окраинно-континентальных вулканических поясов, на фоне возрастающего режима сжатия. Этот режим приводит к задержке мантийных расплавов в коре и формированию на различных ее уровнях промежуточных камер, которые (в сочетании с тепловым и флюидным потоком) обуславливают возникновение коровых анатектических расплавов.

Тектонические исследования в вулканических поясах приводят к выявлению различных типов тектоно-магматических структур, присущих магматическим комплексам разного генезиса. Кроме того, расшифровка дислокаций в вулканических поясах важна и потому, что многие из них служат индикаторами изменения геодинамических условий на конвергентных границах плит (например, усиление режима сжатия отражается появлением в осадочно-вулканогенных образованиях складчатых и чешуйчато-надвиговых структур, а также поверхностей стратиграфического и структурного несогласия).

Таким образом, смена по разрезу состава вулканических пород (от дифференцированных пород к вулканитам кислого состава больших объемов) в надсубдукционных поясах, а также смена по вертикали гранулометрического состава терригенных пород преддуговых прогибов от флишевых и тонкообломочных к грубообломочным, молассоидным служит важным признаком начала изменения геодинамической обстановки на конвергентной границе континентальной и океанической плит. Это изменение заключается в нарастающем режиме сжатия, который со временем приводит к затуханию субдукционного магматизма и реализации аккреционно-коллизонных процессов в зоне перехода континент-океан с оформлением периокеанических складчато-покровных террейновых поясов.

СКЛАДЧАТО-ПОКРОВНЫЕ ТЕРРЕЙНОВЫЕ ОРОГЕНИЧЕСКИЕ ПОЯСА НА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИНАХ

Одной из важных особенностей конвергентных границ плит является наличие на окраинах континентов разновозрастных орогенических зон (поясов), решающая роль в которых принадлежит аллохтонным блокам-террейнам. Террейновый анализ охватывает два аспекта исследований: вещественный и структурно-тектонический. Первый из них включает разработку стратиграфии образований каждого террейна, равно как и литолого-химическое изучение этих образований, конечная цель которого состоит в выявлении геодинамической природы конкретного вещественного комплекса. В результате решается вопрос о принадлежности последнего к конкретной структуре геологического прошлого: микроконтиненту, островной дуге, окраинно-континентальному вулканическому поясу, тыловодужным или преддуговым прогибам, а также к различным областям океанических плит, включая абиссальные области, внутриокеанические острова, зоны спрединга и т.д.

Корреляция вещественных комплексов террейнов, входящих в состав определенного орогенического пояса, позволяет, с одной стороны, выявить блоки, принадлежащие разновозрастным структурам единой природы, а с другой - установить степень гетерогенности строения и длительность развития этого пояса. Верхний возрастной предел формирования орогенического пояса устанавливается по возрасту неовохтона (нередко промежуточного в данном регионе).

Следует подчеркнуть необходимость использования комплекса методик для решения перечисленных вопросов террейновой геологии. Так разработка стратиграфии должна опираться на макро- и микропалеонтологические исследования. В последние годы доказаны большие перспективы применения радиоляриевого метода для расчленения палеозойских-раннекайнозойских толщ Тихоокеанского кольца, поскольку в его орогенических поясах широкое распространение имеют кремнесодержащие породы. Что касается литолого- и петрогеохимических методов, то они необходимы для идентификации осадочных и магматических комплексов, входящих в состав террейнов. Использование петрогеохимических и изотопных методов позволяет, в частности, не только установить генетическую природу того или иного вещественного комплекса в целом, но и конкретизировать условия формирования отдельных его частей (например, среди островодужных вулканических комплексов выделить образования, принадлежащие магматическим камерам, питавшим эти дуги, и т.д.).

Поскольку конечная цель террейнового анализа состоит в реконструкции первичных обстановок формирования вещественных комплексов, важным вопросом является выяснение степени удаленности от континента изначальной позиции формирования того или иного комплекса, ныне входящего в состав террейна. Этот вопрос решается на основе комплексирования методик. Палеомагнитные исследования позволяют установить палеошироту первоначальной локализации конкретного вещественного комплекса. Палеонтологический метод (например, радиоляриевый) дает возможность выяснить принадлежность вещественного комплекса к конкретной климатической зоне (бореальной, тетической, экваториальной). Использование комбинации двух этих методов служит определенной гарантией достоверности полученной информации. Последняя зачастую позволяет выявить тектоническое совмещение в орогенном поясе террейнов совершенно различных палеогеографических и палеогеодинамических обстановок первоначального накопления.

Второй аспект террейнового анализа - тектонический - включает изучение тектонической структуры как отдельных террейнов, так и орогенных

поясов в целом, что сводится к расшифровке сложнейших складчато-надвигово-покровных дислокаций, свойственных этим поясам. Обнаружение и изучение промежуточных неавтохтонов, а также синхронных покровообразованию моласоидно-олистостромовых и меланжевых комплексов позволяет установить стадийность в формировании пакетов тектонических покровов и всего орогенного пояса в целом.

Складчато-покровные террейновые орогенные пояса широко распространены на континентальном обрамлении Тихого океана. Среди них наиболее детально изучены невадийские (позднеюрские), среднемеловые и ларамийские (рубеж мела-палеогена) орогенные пояса.

Примером может служить среднемеловой Камчатско-Корякский орогенный пояс, образованный совокупностью разновозрастных террейнов [5,7,9,22,25-27,43] и располагающийся в фундаменте альбско-сенонского Охотско-Чукотского вулканического пояса (рис. 3) и его преддуговых прогибов. Разрез последних имеет двухчленное строение: турбидиты в нижней, альб-сенонской части и молассы и олистостромы в верхней, сенонской [11]. Таким

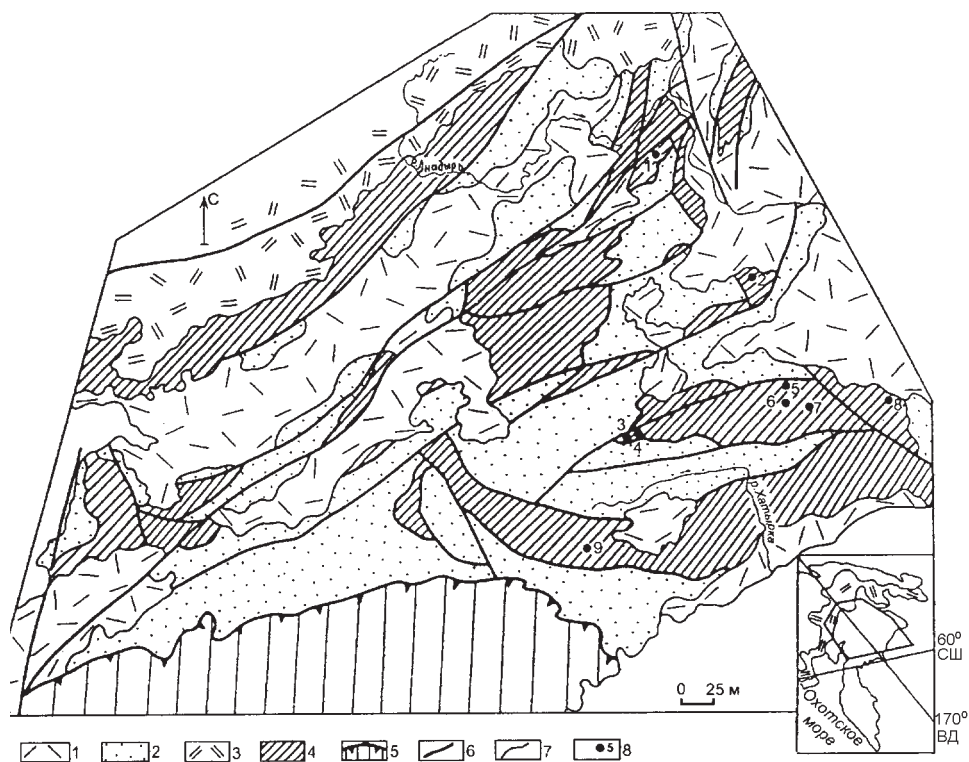


Рис. 3. Тектоническая схема Корякско-Анадырского региона.

1 - Западнокамчатско-Корякский эоцен-олигоценый окраинно-континентальный вулканический пояс. 2 - Нижне-верхнемеловые терригенные и туфогенно-терригенные отложения преддуговых прогибов и подножий континентального склона. 3 - Альб-сенонский Охотско-Чукотский окраинно-континентальный вулканический пояс. 4 - Террейны среднемелового Камчатско-Корякского складчато-покровного орогенного пояса. 5 - Фронтальная часть Олюторской позднемезозойско-кайнозойской тектонической области. 6 - Надвиги, сдвиги и сбросы. 7 - Стратиграфические контакты. 8 - Местоположение тектоно-стратиграфических разрезов, показанных на рис. 4. На врезке дано географическое положение тектонической схемы.

образом, Охотско-Чукотский окраинно-континентальный пояс и его преддуговые прогибы образуют промежуточный, нарушенный последующими деформациями неоавтохтон среднемелового орогенического пояса. Неоавтохтоном по отношению к последнему являются образования эоцен-олигоценного Западнокамчатского-Корякского окраинно-континентального вулканического пояса [27] (см.рис. 3).

Детальное картирование территории северо-востока России в сочетании с литологическим, пет-

рогеохимическим и радиоляриевым методами показало, что в тектоно-стратиграфические разрезы Камчатско-Корякского орогенического пояса тектонически совмещены (рис. 4) пластины весьма гетерогенных в генетическом отношении палеозойско-среднемезозойских образований [8,43]. Среди среднемезозойских отложений установлены различные по составу формации в интервале ранняя юра-готерив. Раннеюрский (геттанг-синемюрский) интервал включает две синхронные формации: кремне-терри-

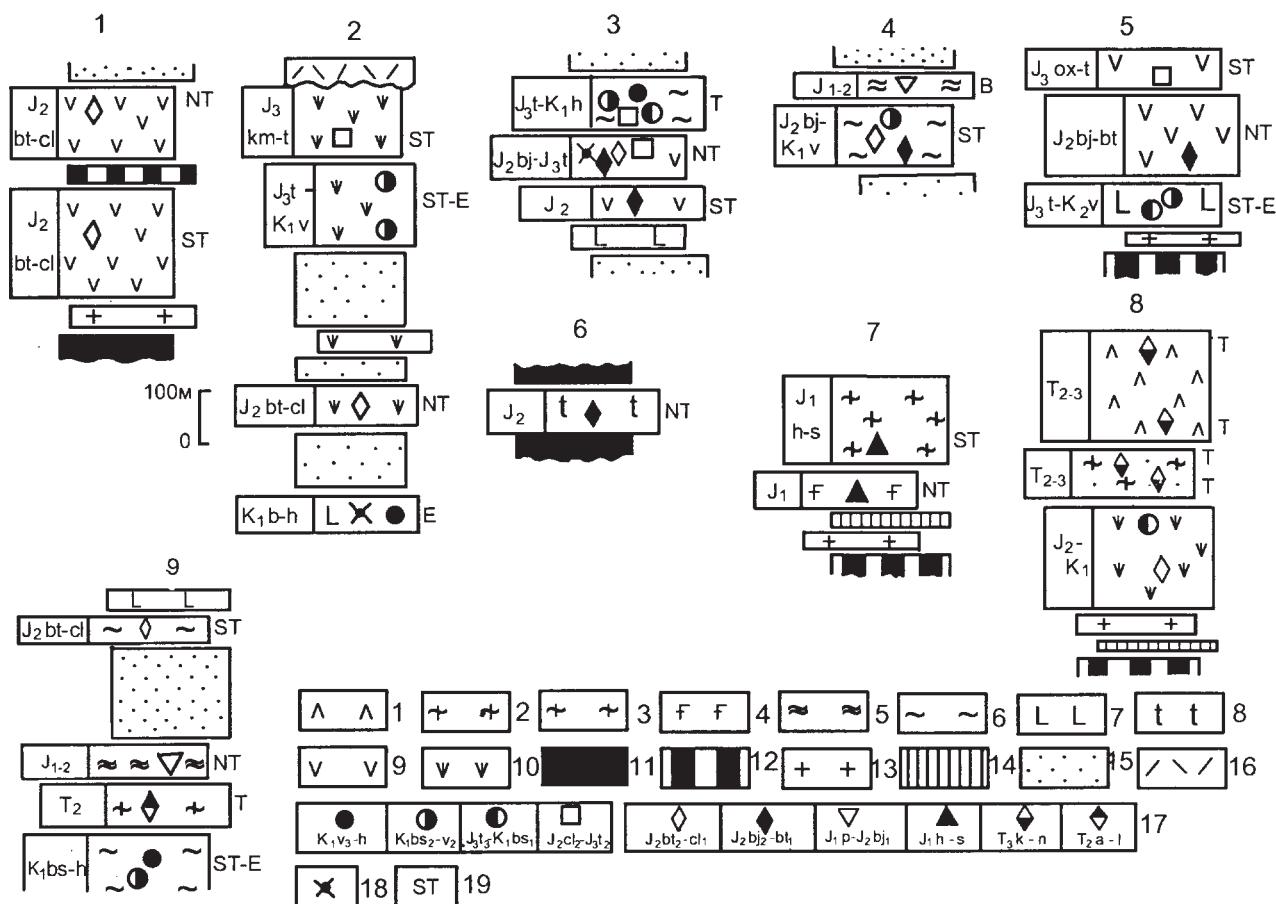


Рис. 4. Примеры тектоно-стратиграфических разрезов Камчатско-Корякского складчато-покровного орогенического пояса.

1 - 10. Мезозойские аллохтонные формации: 1-2 - средний-поздний триас: 1 - вулканическая островодужная, 2 - кремнисто-известняково-терригенная окраинноморская; 3-4 - нижняя юра: 3 - кремнисто-терригенная окраинноморская, 4 - яшмо-щелочнобазальтовая океанических островов; 5 - нижняя-средняя юра: кремнисто-яшмовая окраинноморская; 6-10 - средняя юра-готерив: 6 - яшмовая океанической абиссали, 7 - яшмо-базальтовая срединно-океанических хребтов, 8 - ферротитанистых базальтов океанических островов, 9 - терригенно-вулканогенная островодужная, 10 - туфогенно-яшмо-базальтовая преддуговых и задуговых бассейнов. 11 - 14 - Другие аллохтонные формации: 11 - палеозойские и мезозойские габбро и гипербазиты; 12 - гипербазиты и серпентиниты; 13 - палеозойские и раннемезозойские плагиограниты и тоналиты; 14 - палеозойские окраинноморские, островодужные и океанические формации нерасчлененные. 15 - Промежуточный неоавтохтон Корякско-Камчатского складчато-покровного орогенического пояса: альб-сенонские турбидиты, молассы и олистостромы. 16 - Неоавтохтон Корякско-Камчатского складчато-покровного орогенического пояса: эоцен-олигоценный Западнокамчатско-Корякский окраинно-континентальный вулканический пояс. 17 - Находки радиоляриевых комплексов и индексы их возраста. 18. - Находки макрофауны (бухий, аммонитов, иноцерамов). 19 - Буквы справа от колонок указывают палеогеографическую провинцию: В - бореальная, NT - северотетическая, ST - южнотетическая, Т - тетическая, Е - экваториальная. Разрывы в колонках обычно соответствуют надвигам. Местоположение колонок дано на рис. 3: 1 - река Утесики, 2 - хребет Рарыткин, 3 - гора Семиглавая, 4 - река Койвэрэлан, 5 - река Научирынай, 6 - ручей Виртуоз, 7 - гора Средняя, 8 - хребет Кэнкэрэн, 9 - река Пикасваям.

генную и яшмо-щелочнобазальтовую. Нижне-среднеюрский (плинсбах-раннебайосский) уровень представлен яшмо-кремневой формацией. Позднебайосский-готеривский интервал включает пять близких по времени формирования, но различных в фациальном отношении формаций: яшмовую, яшмо-базальтовую (типа срединно-океанических хребтов), ферро-титанистых базальтов (внутриплитного типа), туффито-яшмо-базальтовую (с базальтами типа срединно-океанических хребтов), терригенно-вулканогенную (с эффузивами островодужного типа). Кроме того, в тектоно-стратиграфических разрезах участвуют пластины плагиогранитов, габбро, гипербазитов различного состава (см. рис. 4), в том числе подвергшихся метаморфизму низких и умеренных давлений (главным образом, в подошве покровов).

Корреляция образований отдельных тектонических пластин по возрасту и литологическому составу позволила реконструировать изначальные латеральные ряды палеоструктур (рис. 5). Они включают: окраинно-морские бассейны с зонами спрединга (туффито-яшмо-базальтовый комплекс); сегментированные островные дуги со сменяющимся по их простирацию составом вулканических пород (терригенно-вулканогенный комплекс); океанические абиссальные котловины и внутриокеанические поднятия (яшмовый комплекс, локально обогащенный карбонатным материалом); внутриокеанические острова (комплекс ферро-титанистых базальтов); срединно-океанические хребты (яшмо-базальтовый комплекс). Локально распространенные более древние среднемезозойские комплексы представляют следующие обстановки: окраинноморские бассейны с признаками соседства островных дуг (геттанг-синемюрский яшмо-терригенный и плинсбах-раннебайосский яшмо-кремнистый комплексы); области внутриплитного магматизма на океаническом ложе (геттанг-синемюрский яшмо-щелочнобазальтовый комплекс).

Однако при формировании орогенического пояса все эти комплексы разновозрастных палеоструктур были тектонически расслоены, разлинзованы и перемешаны. Более того, анализ таксономического состава сообществ радиолярий и морфологических особенностей их раковин в породах разных тектонических пластин показал принадлежность пород к различным батиметрическим обстановкам и даже разным палеоширотам (см. рис. 4) [8]. Позднебайосские-готеривские системы островных дуг и окраинных морей формировались в умеренно высоких широтах (северо-тетическая и южно-бореальная области). Для этого же возраста океанических образований (включая породы зон спрединга) установлены северо-тетические и центрально-тетические области накопления. Два синхронных геттанг-синемюрских

комплекса формировались на разных палеоширотах: окраинноморский яшмо-терригенный - в южно-тетической области, а внутриплитный яшмо-щелочнобазальтовый - на границе северо-тетической и южно-бореальной областей. В суббореальной области происходило формирование и окраинноморского плинсбах-раннебайосского яшмо-кремнистого комплекса.

Таким образом, в Камчатско-Корякском орогеническом поясе тектонически совмещены пластины, вещественные комплексы которых принадлежат различным палеогеодинамическим обстановкам и разным палеоширотным областям (см. рис. 4), вследствие чего нарушены и искажены как первоначальные естественные латеральные ряды палеоструктур, так и отдельные палеоструктуры. Другими словами, в ходе аккреционно-коллизийных процессов, приведших к формированию Камчатско-Корякского орогенического пояса, различного рода террейны (фрагменты палеоструктур) подверглись интенсивному тектоническому расщеплению с растаскиванием отдельных пластин и пакетов пластин по площади этого пояса. Вот почему отдельные тектонические пластины нельзя рассматривать в качестве самостоятельно развивавшихся террейнов. Для реконструк-

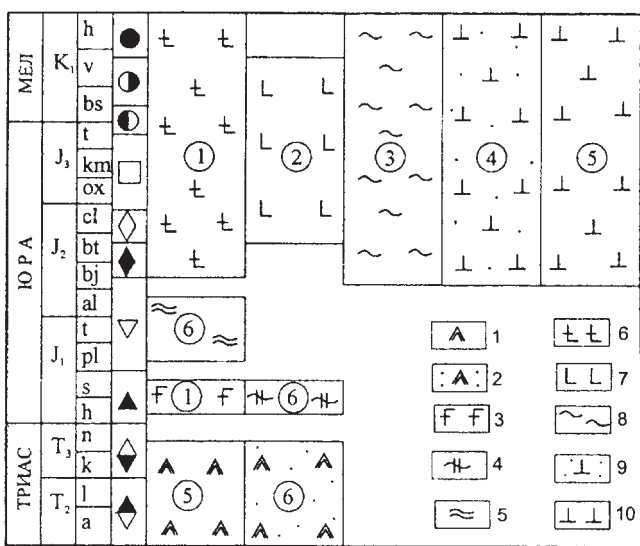


Рис. 5. Корреляция террейнов Камчатско-Корякского покровно-надвигового орогенического пояса.

Мезозойские аллохтонные формации: 1 - вулканогенная, 2 - кремнисто-известняково-терригенная, 3 - яшмо-щелочнобазальтовая, 4 - кремнисто-терригенная, 5 - кремнисто-яшмовая, 6 - ферро-титанистых базальтов, 7 - яшмо-базальтовая, 8 - яшмовая, 9 - туффогенно-яшмо-базальтовая, 10 - терригенно-вулканогенная. Цифрами на схеме указан генезис террейнов: 1 - океанические острова, 2 - срединно-океанические хребты, 3 - океаническая абиссаль, 4 - преддуговые и задуговые бассейны, 5 - островные вулканические дуги, 6 - окраинноморские бассейны.

ции максимально полного объема палеоструктур (террейнов) необходим совокупный анализ всех тектонических пластин и покровов, разобренных и растащенных в пределах орогена при коллизии этих террейнов с краем континента.

Данные о палеоширотах, полученные с помощью палеонтологических методов, показывают, что до начала тектонического перемещения позднепалеозойские-среднемезозойские структуры занимали океаническую площадь шириной более 3000 км, тогда как ширина складчато-покровных структур Камчатско-Корякского орогенического пояса составляет ныне около 300 км. Отсюда следуют значительные (многие сотни км) амплитуды горизонтальных перемещений рассмотренных образований. Трансформация палеоструктур в тектонические покровы и пластины была обусловлена процессами коллизии (типа дуга-хребет-континент, дуга-континент) вдоль Азиатской континентальной окраины. Главный импульс коллизии имел место в интервале 125-105 млн лет [43], что определяет среднемеловой возраст Камчатско-Корякского орогенического пояса, сформировавшегося в периокеанических условиях и нарастившего край континента.

КОРРЕЛЯЦИЯ ОРОГЕНИЧЕСКИХ И МАГМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ НА АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИНАХ

Одной из фундаментальных проблем конвергентных границ континентальных и океанических плит является выяснение причин и закономерностей процесса формирования окаймляющих континентальные окраины орогенических поясов, приводящего к увеличению площади континентов. В этой связи необходимо решение вопросов временных интервалов амальгамации террейнов с краями континентов, а также способов и причин этой амальгамации. Решение этих вопросов требует также проведения корреляции тектонических и магматических процессов в областях конвергентных границ литосферных плит с целью выяснения соотношения процессов субдукции, коллизии и надсубдукционного магматизма в периокеанических областях во времени и пространстве.

Широко распространено мнение о приращении террейнов к краям континентов в процессе субдукции океанических плит, несущих эти террейны. Во многих публикациях, например [46], признается длительный и непрерывный характер субдуцирования океанических плит по периферии Тихого океана, сопровождающегося перманентным формированием надсубдукционных вулканических поясов. Это обстоятельство было использовано в ряде моделей образования палеозойских-мезозойских периокеанических складчато-покровных орогенических поясов,

например [47], как доказательство непрерывного и последовательного затягивания в зону субдукции вместе с океанической корой все более молодых террейнов. Согласно этим моделям, синхронно с субдукцией и надсубдукционным вулканизмом перед фронтом последнего формируется омолаживающаяся в сторону океана террейновая покровно-надвиговая зона, именуемая обычно «аккреционным клином (призмой)». Считается, что наклон формирующихся покровов такой террейновой зоны должен быть в целом конформен наклону субдукционной зоны, а их вергентность обращена в сторону океана.

Однако подобным моделям формирования террейновых (аккреционных) зон противоречат многие геологические данные. Так, известны многочисленные примеры противоположной вергентности тектонических покровов этих зон в сторону континентов, и подобные случаи обдукции террейнов на континент не имеют убедительного объяснения в рамках этих моделей. Если локально проявленную обдукцию еще можно объяснить столкновением с краем континента фронта конкретной островной дуги в ходе субдукции, направленной в сторону океана, то установленный глобальный характер подобной орогении [18,19,29,33,35,56 и др.] вряд ли может быть понят с этих позиций.

Кроме того, во многих случаях доказана дискретность проявления различного рода геологических событий на активных континентальных окраинах [18,23,25,29,33,38,45,58 и др.], включая и субдукцию. Для понимания соотношения субдукционных и аккреционно-коллизионных процессов вдоль конвергентных границ плит важно учитывать точку зрения [12,34 и др.] о прекращении процесса субдукции в случае приближения к границе плит сколько-нибудь крупных террейнов, заклинивающих зону субдукции.

Обстановки формирования на окраинах континентов надсубдукционного вулканизма и складчато-покровных террейновых орогенических зон, равно как и характер их соотношения во времени и пространстве ниже рассмотрены на примерах позднепалеозойской эволюции континентального обрамления палео-Тихого океана и Тетиса (рис. 6-8).

В поздней юре-раннем мелу по периферии палео-Тихого океана и в северной части Тетиса осуществлялась субдукция океанических плит. Эти конвергентные границы были выражены сочетанием окраинно-континентальных и периокеанических островных вулканических поясов. Ансамбли энзиматических островных дуг развивались в это время в палео-Тихом океане у берегов западной (см. рис. 6) и восточной (см. рис. 7) Лавразии [4,5,22,27,28,41,42,48 и др.]. Островная дуга близ северо-запада Гондваны [36,51] южнее сменялась окраинно-континентальным

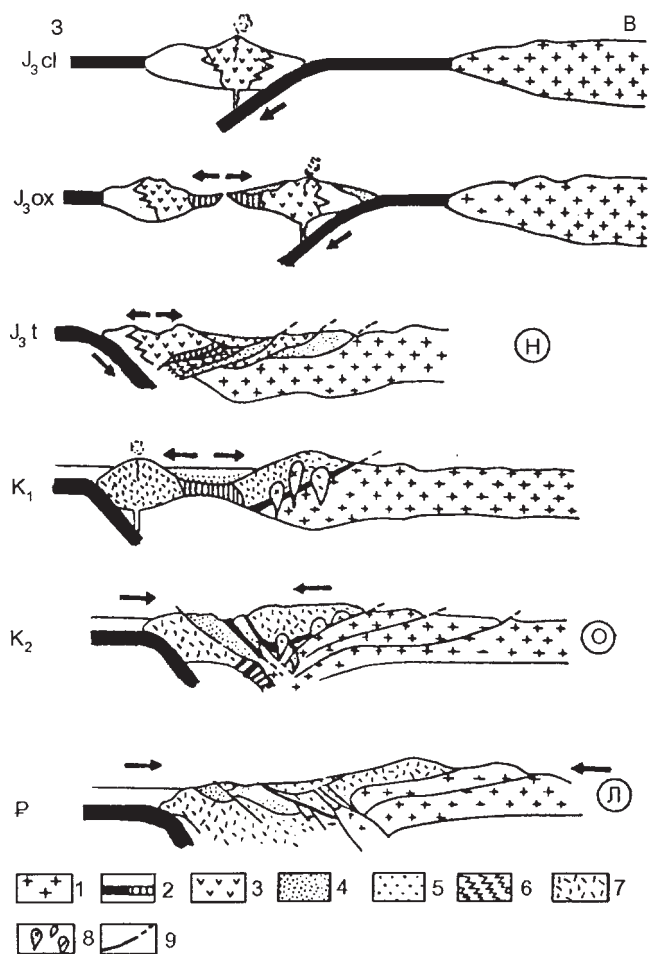


Рис. 6. Схема развития окраинно-континентальных складчато-покровных орогенических и надсубдукционных вулканических поясов на западе Северной Америки (Калифорния), по [34,42].

1 - Континентальная кора, 2 - океаническая кора (в том числе в аллохтонном залегании), 3 - вулканические формации островных дуг, 4-5 - осадочные формации: 4 - морские, 5 - континентальные, 6 - зоны метаморфических пород, 7 - формации и структуры невадийского орогенического пояса нерасчлененные, 8 - гранитоиды, 9 - разломы. Буквы в кружках - эпизоды орогений: Н - невадийская, О - оregonская, Л - ларамийская.

вулканическим поясом Центральноандийского и Антарктического регионов, далее протягивавшимся в юго-западный сектор палео-Тихого океана, по восточному краю Гондваны. Аналогичным образом островные дуги северо-запада палео-Тихого океана южнее, в Корейско-Китайском регионе сменялись окраинно-континентальными поясами [28,57]. По северной периферии Тетиса конвергенция океанических и континентальных плит в юре-неокоме также была выражена окраинно-континентальными надсубдукционными поясами (см. рис. 8) [6,14-16,33,37].

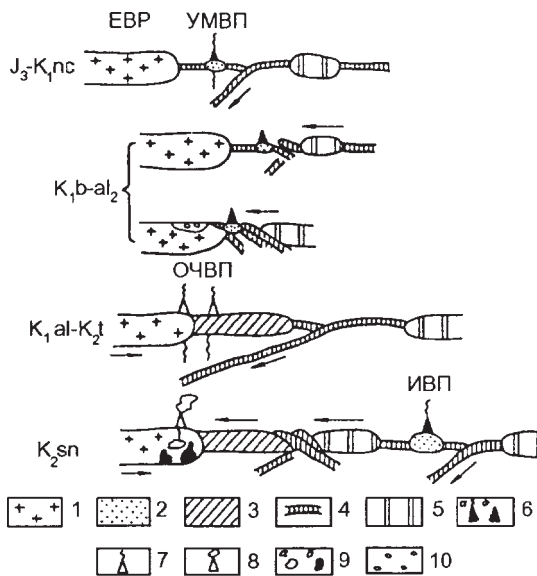


Рис. 7. Схема развития позднемезозойских орогенических и вулканических поясов на северо-западном континентальном обрамлении палео-Тихого океана.

1 - Континентальная кора, 2 - островные дуги, 3 - среднемолевой складчато-покровный орогенический пояс, 4 - океаническая кора (в том числе в аллохтонном залегании). 5 - террейны различной природы (включая микроконтиненты и угасшие островодужные вулканические пояса), 6-8 - надсубдукционные вулканические пояса: 6 - островодужные (а - действующие, б - угасшие и в аллохтонном залегании), 7-8 - окраинно-континентальные дифференцированные (7 - вулканы известково-щелочной серии, 8 - вулканы кислого состава больших объемов), 9 - очаги магматических расплавов (а - известково-щелочных, б - кислых анатектических), 10 - молассовые и олистостромовые образования, возникшие в процессе коллизии. Буквенные обозначения: ЕВР - Евразийский континент, вулканические пояса: УМВП - Удско-Мургаляский, ОЧВП - Охотско-Чукотский, ИВП - Ирунейский.

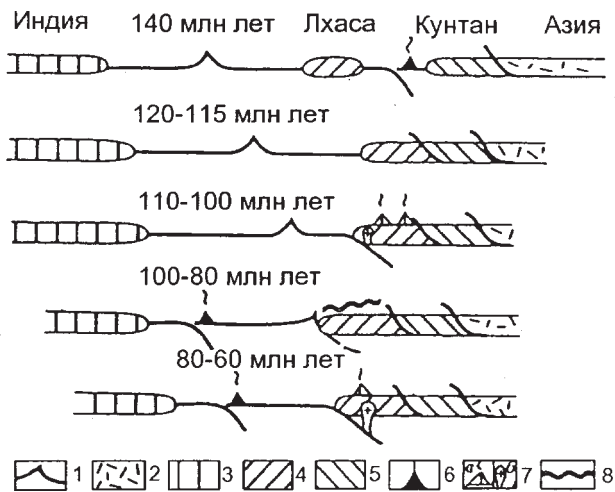


Рис. 8. Эволюция Тибетской окраины Азии в позднем мезозое, по [37,40] с изменениями.

1 - океаническая кора, 2-5 - кора континентов и микроконтинентов (2 - Азия, 3 - Индия, 4 - Лхаса, 5 - Кунтан), 6 - островодужные вулканические пояса, 7 - окраинно-континентальные вулканические пояса (а - вулканы, б - интрузии), 8 - дислоцированные отложения.

В интервале 152-140 млн лет начало раскрытия Центральной Атлантики и Канадского бассейна [3,13,53] обусловило проявление невадийской орогении (см. рис. 6). В процессе последней произошло быстрое продвижение террейнов из океанических областей в сторону Северо-Американского континента и шарьирование их в виде тектонических покровов (состоящих из офиолитовых и островодужных образований) на западный край континента с формированием складчато-покровного орогена. Следует подчеркнуть, что в регионах интенсивного проявления невадийской орогении процесс субдукции был прекращен, равно как и сопутствующий ему вулканизм (см. рис. 6).

В дальнейшем (юре-неокоме) процессы конвергенции литосферных плит продолжались на периферии палео-Тихого океана, сопровождаясь генетически связанным с субдукцией вулканизмом.

Следующая стадия развития активных континентальных окраин, приходящаяся в основном на средний мел (баррем - средний альб), но в некоторых районах продолжавшаяся и в раннем сеномане, характеризовалась глобальной орогенией [29,41,56 и др.]. Этот среднемиловый тектогенез в интервале 120-100 млн лет выразился в столкновении с континентальными окраинами и частичной обдукции на них островодужных, тыловодужных и океанических комплексов, а также микроконтинентов, ныне в виде террейнов слагающих мезозойскую складчато-покровную оторочку континентов (см. рис. 6-8). На западе Северной Америки этот тектогенез выделен в качестве колумбийского и Севиер (соответственно на северо-западной и юго-западной окраинах континента). Аналогичные коллизионно-обдукционные периокеанические процессы проявились в Центральноамериканском регионе, а также на западе Южной Америки (перуанская орогения). Интенсивная аккреция террейнов и их обдукция на континент реконструируются и на западном обрамлении Тихого океана (см. рис. 7). В северо-западной его части в позднем неокоме - среднем альбе произошла амальгамация Чукотско-Аляскинских микроконтинентов и Сибирского континента (позднеколымская орогения), сопровождавшаяся выплавками анатектических гранитоидов [21,22], а также формирование складчато-покровного Камчатско-Корякского пояса (см. рис. 3, 4), имевшего продолжение в Западно-Сихотэ-Алиньском регионе и во внутренней зоне юго-западной Японии (тектогенез поздняяньшанский и Сакава). В этом же временном интервале в Западном Тетисе произошла обдукция северной части Апулейского блока на южную окраину Лавразии, что вызвало начало оформления Австро-Альпийских покровов (австрийская орогения). В Восточном Тетисе на это время приходится завершение приращения к Евразии

нескольких гондванских микроконтинентов (завершающие фазы позднекимерийского орогенеза), а также последующее (в позднем альбе и начале сеномана) столкновение с этим континентом срединно-океанического хребта, составлявшего дивергентную границу океанических плит Тетис и Индийской (см. рис. 8).

Примечательно, что среднемиловый режим сжатия в зоне перехода континент-океан привел к почти полному отмиранию здесь субдукционных зон и связанных с ними вулканических поясов - как островодужных, так и окраинно-континентальных. Продолжавшийся местами (например, по северной периферии Тетиса) среднемиловый вулканизм этого типа носил, скорее, инерционный характер и был связан с функционированием остаточных коровых источников.

В конце альба - начале сеномана завершились орогенические процессы на активных континентальных окраинах Земли, и, начиная со 100 млн лет, они сменились субдукцией океанических плит по периферии палео-Тихого океана и вдоль северного континентального обрамления Тетиса. Эта смена геодинамической обстановки выразилась в возникновении глобальной системы окраинно-континентальных вулканических поясов [29,30].

Позднекампан-раннепалеогеновый этап (85-54 млн лет) выразился в проявлении нового, ларамийского тектогенеза на активных континентальных окраинах Земли. Это совпало с началом затухания над-субдукционных вулканических поясов (таких, как Охотско-Чукотский, Корейско-Японский и др.), что служит показателем прекращения процесса субдукции. На этом этапе новые аккреционно-коллизионные события на активных континентальных окраинах обусловили формирование здесь покровно-надвиговых орогенических сооружений (см. рис. 6), которые осложнили более древние среднемиловые структуры этого типа.

Данные о мезозойской эволюции активных континентальных окраин Земли, продемонстрированные для Тихоокеанского кольца и северной окраины Тетиса на рис. 6-7, показывают дискретный, прерывистый во времени характер конвергенции океанических и континентальных литосферных плит, т.е. отсутствие перманентной (например, в течение всего мезозоя) субдукции океанических плит под континенты. Этапы субдукции, сопровождаемые формированием надсубдукционных вулканических поясов, сменялись во времени этапами аккреционно-коллизионных процессов в зоне перехода континент-океан, которые приводили к тектогенезу на окраинах континентов и к прекращению процесса субдукции (рис. 9). Этапы тектогенеза характеризовались

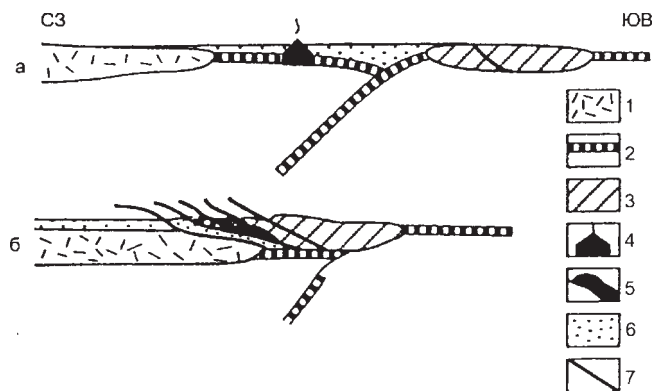


Рис. 9. Модель формирования складчато-покровных террейновых орогенических поясов на окраинах континентов в результате периокеанических аккреционно-коллизионных процессов (на примере эволюции запада Северо-Американского континента, по [4] с изменениями.

1 – Северо-Американский континент, 2 – кора океанических и задуговых бассейнов, 3 – составной террейн Талкитна (тектонически объединенные террейны палеозойских-раннемеозойских островных дуг), 4 – островная дуга, 5 – островодужные комплексы в аллохтонном залегании, 6 – терригенные отложения, 7 – надвиги.

Профили а-б: а – субдукционная обстановка с формированием надсубдукционного вулканизма и аккреционного клина (призмы) в глубоководном желобе в интервале поздняя юра-неоком; б – аккреционно-коллизионная периокеаническая обстановка с формированием складчато-покровного террейнового орогенического пояса в интервале баррем-альб.

формированием на континентальных окраинах складчато-покровных орогенических поясов, состоящих преимущественно из различного рода террейнов: фрагментов океанической коры, океанических островов, древних островных дуг и т.д. Появление этих орогенических поясов было обусловлено режимом интенсивного сжатия вдоль конвергентных границ литосферных плит, который возникал как в связи с убыстрением субдукции океанической плиты, так и при ускоренном встречном движении двух конвергентных плит. Этот режим приводил к срыву с фундамента островных дуг и океанических островов (вместе с офиолитами их основания, комплексами преддуговых и задуговых бассейнов, а также микроконтинентов) и быстрому продвижению этих террейнов к краю континента, с последующей их амальгамацией с ним в результате аккреционно-коллизионных процессов. Наличие стрессового режима при формировании террейновых орогенических поясов доказывается также тектоническим расщеплением, разлинзованием отдельных террейнов при коллизии с краем континента на пакеты тектонических покровов и чешуй, их тектоническим перемешиванием (подобным тому, которое показано на рис. 4 для Камчатско-Корякского среднемеолового орогенического

пояса), развитием в подошвах покровов зон метаморфизма средних-высоких давлений и явлениями шарьирования (обдукции) пластин террейнов на край континента.

Необходимо подчеркнуть, что аккреционно-коллизионные процессы осуществляются не только на конвергентных, но и вдоль трансформных границ континентальной и океанической плит. Косоориентированная субдукция способствует возникновению сдвигов вдоль границы плит, которая местами может целиком приобретать трансформный характер. Примером могут служить отдельные сегменты периокеанической области Тихоокеанского региона (например, Корейско-Японский регион, Дальний Восток России, запад Северной Америки), где в мезозое развивались широкие системы сдвигов, вследствие чего террейновые орогенические пояса формировались в транспрессивном режиме. Эпизодически повторные перемещения по сдвигам усложняли возникшие орогенические пояса, вызывая неоднократное (и нередко многоамплитудное) скольжение отдельных террейнов или их ансамблей вдоль трансформной границы континент-океан.

Все перечисленные феномены доказывают значительную интенсивность аккреционно-коллизионных процессов в периокеанических областях, на конвергентных границах океанических и континентальных плит, причем эпизоды проявления этих процессов нередко носят глобальный характер. Следовательно, значительные коллизионные события происходят не только при столкновении континентов, но и в зоне перехода континент-океан, на что уже обращалось внимание ранее (например, [54]).

Приведенные материалы выявили пульсационный характер эволюции активных континентальных окраин, заключающийся в чередовании во времени субдукционных и орогенических (аккреционно-коллизионных) процессов, которые проявляются, таким образом, в противофазах. В целях палеореконокструкций весьма важно установление геологических индикаторов двух этих различных категорий геодинамических обстановок: связанный с субдукцией латеральный ряд структур, включая вулканический пояс, отложения преддуговых прогибов и аккреционной призмы (см. рис. 1,2), с одной стороны, и сложно дислоцированные орогенические пояса на окраинах континентов (см. рис. 9), с другой.

Обнаружение в палеоструктурах комплексов террейновых орогенических поясов имеет принципиальное значение, поскольку их формирование отражает перестройку геодинамических режимов на активных континентальных окраинах, выявляет этапы (и объясняет причины) затухания связанных с суб-

дукцией вулканических поясов, как и причины прекращения самой субдукции. Поэтому, если в пределах древней континентальной окраины обнаружено несколько разновозрастных террейновых поясов, омолаживающихся в сторону палео-океана, то это означает наличие в истории этой окраины соответствующего количества эпизодов прекращения субдукции океанической коры под континент, сменяющихся эпизодами аккреционно-коллизийных процессов в зоне перехода континент-океан. Именно эти процессы обуславливают “перескок” в сторону океана новой зоны субдукции.

Следует признать мало удачным использование применительно к орогеническим террейновым складчато-покровным поясам термина «аккреционный клин (призма)», весьма широко употребляемого ныне в геологической литературе. В результате одним и тем же термином обозначаются образования, связанные с двумя принципиально различными категориями явлений: субдукцией и коллизией. Поскольку изначально [24 и др.] термин «аккреционная призма (клин)» был применен для обозначения образований, формирующихся в глубоководном желобе в связи с субдукцией (см. рис. 1,2) и представленных преимущественно турбидитами, то он, естественно, не может быть использован в отношении имеющих совершенно иной состав и генезис орогенических поясов континентальных окраин (см. рис. 3, 4, 9).

При разграничении двух этих, генетически различных образований следует иметь в виду, что иногда создается ложное впечатление о широком развитии турбидитов в террейновых поясах. Такое мнение может возникнуть в случаях, когда представленный турбидитами промежуточный неоавтохтон и подстилающие аллохтонные комплексы орогенических поясов в дальнейшем испытывают совместные деформации. Примером могут служить единые позднейшие чешуйчато-надвиговые структуры, в которые были совместно вовлечены образования среднемелового Камчатско - Корякского орогенического пояса и перекрывающие альб-сенонские турбидиты преддуговых прогибов Охотско-Чукотского вулканического пояса (см. рис. 3,4). Представляется, что таким же примером является хабаровский и амурский комплексы Приамурья [20].

ПРИЧИНЫ ИЗМЕНЕНИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ В ЗОНЕ ПЕРЕХОДА КОНТИНЕНТ-ОКЕАН

Пульсационный характер геологических событий на конвергентных границах океанических и континентальных литосферных плит отражает определенные эпизоды в развитии океанов и, прежде всего, срединно-океанических хребтов. В общем случае

эволюция активных континентальных окраин зависит от темпа спрединга океанической коры [39,49,50,56], что может быть продемонстрировано на примере связей мезозойских событий на краях континентов и в синхронно формирующихся океанах.

Развитие континентальных окраин в юре и раннем мелу протекало на фоне распада Пангеи и, прежде всего, раскола Гондваны, в пределах которой началось разобщение Южной Америки, Африки, Индии, Австралии и Антарктиды. Интенсивный континентальный рифтогенез быстро сменился образованием протяженных систем срединно-океанических хребтов и ускоренным спредингом океанической коры [13,53,32,33 и др.]. Это создало предпосылки для субдукции океанических плит по периферии палео-Тихого океана и по северной границе Тетиса, где формировались надсубдукционные вулканические пояса.

Тектоническая активность в океанах изменилась в интервале 120-100 млн лет, который характеризовался резким ростом продуцирования океанической коры, что нашло отражение на активных континентальных окраинах Земли. Интервал 120-110 млн лет характеризовался раскрытием Южной Атлантики, срединно-океанический хребет которого в интервале 110-85 млн лет соединился с системой аналогичных хребтов Центральной Атлантики. В Северной Атлантике происходило постепенное продвижение зоны спрединга на север [52]. С конца неокома начинается спрединг в Канадском бассейне Арктики [44,52], причем максимум его раскрытия приходится на 110 млн лет. В целом в Атлантическом океане установлено скачкообразное наращивание площади коры на рубеже 118 млн лет (от 0,24 до 0,54 км²/год) с последующим постепенным ростом этой величины до раннего эоцена, когда она достигла значения 0,78 км²/год [12]. Аномально ускоренный спрединг в интервале 118-80 млн лет осуществлялся и в Тихом океане: в барреме продуцирование океанической коры там не превышало 15 км²/год, а в апте оно возросло до 20 км²/год [49].

Аномальный пик продуцирования океанической коры в интервале 120-100 млн лет вызвал обстановку интенсивнейшего сжатия в периокеанических областях и привел к прекращению функционирования в переходной зоне континент-океан субдукционных зон и генетически связанных с ними окраинно-континентальных и островодужных вулканических поясов, а также к закрытию большинства окраинно-морских и тыловодужных бассейнов. Обстановка усиленного стресса на конвергентных, а также и на трансформных границах континентальных и океанических плит обусловила аккреционно-коллизийные

процессы у континентальных ограничений и наращивание последних разнородными по природе террейнами, составившими в совокупности орогенические пояса покровно-надвигового строения. В ходе шарьирования (с частичной обдукцией офиолитовых и островодужных комплексов на континенты) в подошвах тектонических покровов формировались зоны метаморфизма средних - высоких давлений и низких температур.

Интервал 100-80 млн.лет характеризовался некоторым замедлением этого ускоренного в целом прироста океанической коры [49], что совпало с прекращением среднемелового тектоногенеза и возникновением новых конвергентных границ. Началась ускоренная субдукция океанических плит под нарастившиеся края континентов. При этом среднемеловой этап затухания субдукционного магматизма сменился в позднем альбе появлением глобальной системы окраинно-континентальных вулканических поясов с небывало высокой для мезозоя и кайнозоя вулканической активностью. Последняя служит индикатором высокой скорости альб-позднемеловой субдукции, поскольку между двумя этими процессами установлена положительная коррелятивная связь [18]. На альб-сенонский этап приходится также подъем эвстатического уровня мирового океана [1,45], сопровождавшийся трансгрессией на краях континентов, что обычно связывают с пиком продуцирования океанической коры и вулканитов внутриплитного типа и с подъемом ложа Тихого океана.

Позднекампанскому-раннепалеогеновому (80-54 млн лет) интервалу соответствовало резкое уменьшение темпа спрединга в Тихом океане, но возрастание скорости спрединга в Атлантике. Поскольку общий объем коры Мирового океана в этом интервале сократился по сравнению со среднемеловым, соответственно менее интенсивной была и ларамийская орогения, которая в отличие от среднемелового тектоногенеза не носила столь глобального характера [10,33]. Однако высокие темпы прироста коры в Атлантическом океане все же способствовали аккреционно-коллизийным процессам вдоль активных континентальных окраин, приведшим к замедлению или полному прекращению субдукции и надсубдукционного магматизма.

Пульсационный характер развития континентальных окраин и океанов коррелируется с аналогичной тенденцией в проявлении во времени внутриплитного магматизма и изменении магнитного поля Земли [50 и др.], что многими учеными объясняется импульсивным характером эндогенной плюмовой активности Земли. Именно глубин-

ный мантийный апвеллинг, определяющий интенсивность конвективных течений в мантии и эпизоды реорганизации ячей, влияет, в конечном счете, на события на литосферном уровне. Таким образом, определенная тенденция в эволюции континентальных окраин является, несомненно, отражением эндогенных процессов Земли.

ВЫВОДЫ

1. Строение активных континентальных окраин характеризуется развитием вулканических и террейновых складчато-покровных орогенических поясов, которые в совокупности обеспечивают рост краев континентов как по площади, так и в отношении мощности коры.

2. Развивающиеся во фронтальной части вулканических поясов аккреционные призмы (клинья) по особенностям строения и генезису принципиально отличны от террейновых складчато-покровных поясов. В отличие от последних аккреционные призмы сложены, в основном, турбидитами (с горизонтами олистостромов), т.е. отложениями, характерными для внутреннего склона глубоководного желоба, и, в меньшей степени, глубоководными илами погружающейся океанической плиты. Аккреционные призмы обладают чешуйчато-надвиговым строением, но с незначительными амплитудами горизонтальных перемещений пород. Блоки аллохтонных пород (террейны) имеют в них весьма небольшой объем.

Главные признаки террейновых орогенических поясов - большие (несколько сотен км и более) амплитуды горизонтальных перемещений пород; тектоническое совмещение аллохтонных образований (террейнов), резко различных по генезису, возрасту и обстановкам (включая климатические) осадконакопления; наличие покровов офиолитов, включая гипербазиты; тектоническое расщепление (разлинование) террейнов; развитие в подошвах тектонических покровов зон метаморфизма от низких до высоких давлений и появление анатектических гранитоидов; обдукция покровов на края континентов и сложная складчато-покровная и покровно-надвиговая структура орогенического пояса в целом.

3. Эволюция активных континентальных окраин обнаруживает пульсационный характер, определяющийся чередованием во времени на этих окраинах вулканических и орогенических процессов. Это обусловлено чередованием во времени субдукционных и аккреционно-коллизийных процессов на конвергентных границах океанических и континентальных плит. Следовательно, вулканические пояса и террейновые складчато-покровные зоны окраин континентов по времени формирования находятся в противофазах. Террейновые орогенические пояса на-

чинают оформляться при прекращении субдукции (и соответствующего вулканизма), т.е. при смене конвергенции плит аккреционно-коллизийными процессами вдоль континентальных окраин. В связи с этим каждый орогенический пояс на окраине континента служит индикатором перестройки геодинамических режимов на конвергентных границах плит. Последующая за этим этапом конвергенция континентальной и океанической литосферных плит сопровождается “перескоком” зоны субдукции в сторону океана.

4. Значительная интенсивность аккреционно-коллизийных процессов, эпизодически проявляющихся в периокеанических областях, на конвергентных границах океанических и континентальных литосферных плит, должна учитываться наряду с коллизийными событиями при столкновении континентов.

5. Особенности формирования активных континентальных окраин обусловлены тектоническими событиями в океанах, а последние предопределяются глубинными явлениями. Спрединг умеренной скорости приводит к субдукции океанической коры под континент с формированием на краю последнего вулканического пояса. В общем случае скорость субдукции и интенсивность надсубдукционного вулканизма находятся в прямой коррелятивной зависимости от темпа продуцирования океанической коры. Однако импульсы ускорения темпа спрединга создают обстановку сжатия вдоль континентальных окраин, которая выражается в расталкивающем, распирающем эффекте на конвергентной границе континентальной и быстро растущей океанической плит, что прекращает субдукцию (и развитие надсубдукционного вулканизма) и приводит к аккреционно-коллизийным процессам в периокеанических областях, благодаря быстрому поступлению террейнов различной природы из внутренних областей океана к краям континентов. В результате происходит закрытие окраинноморских бассейнов, выталкивание (обдукция) на края континентов масс аллохтонных пород (включая различные слои океанической и окраинноморской коры) и общее формирование террейновых складчато-покровно-надвиговых поясов. Взаимодействие континентальных и океанических плит может осуществляться и по трансформной границе. В этом случае террейновые орогенические пояса развиваются в транспрессивном режиме.

6. Пульсационный характер развития континентальных окраин и океанов коррелируется с импульсивным проявлением эндогенной плюмовой активности Земли. Эволюция окраин континентов, в конечном счете, отражает эндогенные процессы и, прежде всего, процессы мантийного апвеллинга.

Данное исследование выполнено в рамках и с финансовой поддержкой проектов РФФИ 96-05-64209, 99-05065578 и ГНТП «Мировой океан».

Авторы благодарны доктору геолого-минералогических наук А.И.Ханчуку за обстоятельное обсуждение статьи и привлечение внимания к роли трансформных разломов при формировании террейновых поясов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Басов И.А., Вишневская В.С. Стратиграфия верхнего мезозоя Тихого океана. М.: Наука, 1991. 200 с.
2. Богданов Н.А. Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М.: Недра, 1988. 221 с.
3. Богданов Н.А. Проблемы тектоники Арктики // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Материалы XXXI Тектонического совещания. М., 1998. С. 57.
4. Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Офиолиты Калифорнии и Орегона // Геотектоника. 1987. № 5 С.97-105.
5. Богданов Н.А., Тильман С.М. Тектоника и геодинамика Северо-Востока Азии. М.: Изд. Ин-та литосферы РАН, 1992. 53 с.
6. Богданов Н.А., Хаин В.Е., Чехович В.Д., Короновский Н.В., Ломизе М.Г. Объяснительная записка к Тектонической карте Средиземного моря. М.: РАН. 1994. 77 с.
7. Богданов Н.А., Чехович В.Д., Сухов А.Н., Вишневская В.С. Тектоника Олюторской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья/ Под ред.: Пушаровского Ю.М. и Тильмана С.М. М., Наука, 1982. С. 189-217.
8. Вишневская В.С., Филатова Н.И. Обстановки формирования среднемезозойских образований Анадырско-Корякского региона // Изв. вузов. Геология и разведка. 1992. №1. С. 29-49.
9. Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И. Палеогеография среднего мела // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т.3, №3. С. 15-44.
10. Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И. Палеогеография коньяк - маастрихтского времени позднего мела // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т.6, №1. С. 47-70.
11. Зинкевич В.П. Формации и этапы тектонического развития севера Корякского нагорья. М.: Наука, 1981. 106 с.
12. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.
13. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Седов А.П. Глобальные палеогеодинамические реконструкции для последних 160 млн лет // Геотектоника. 1984. № 3. С. 3-16.
14. Казьмин В.Г., Сборщиков И.М., Риду Л.-Э. и др. Вулканические пояса - индикаторы мезозойской-кайнозойской активной окраины Евразии // История океана Тетис / Ред. Монин А.С., Зоненшайн Л.П. М., Наука, 1987. С.58-73.
15. Книппер А.Л. Движения австрийской фазы в океанической коре Тетиса: характер проявления, последствия и возможные причины // Геотектоника. 1985. № 2. С. 3-5.

16. Книппер А.Л., Шараськин А.Я. Корреляция тектонических событий в мезозойской истории северо-восточного Средиземноморья // Геотектоника. 1995. № 1. С.12-22.
17. Ле Пишон К., Франшино Ж., Бонин Э. Тектоника плит. М., Мир, 1977. 288 с.
18. Ломизе М.Г. О корреляции главных проявлений тектогенеза в мезозое и кайнозое // Докл. АН СССР. 1986. Т.290, № 4. С.929-931.
19. Ломизе М.Г. О сопряженных проявлениях субдукции и обдукции // Докл. АН. 1996. Т.346, №5. С. 650-682.
20. Натальин Б.А., Борукаев Ч.Б. Мезозойские сuture на юге Дальнего Востока // Геотектоника. 1991. №5. С. 84-97.
21. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Восточной Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 261 с.
22. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С.68-78.
23. Пушаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Тектоническое развитие Земли. Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. 263 с.
24. Сили Д.Р., Вейль П.Р., Уолтон Дж.Дж. Модель внутреннего склона глубоководного желоба // Геология континентальных окраин. Т.1. Под ред. Берка К. и Дрейка Ч. М., 1978. Т.1. С. 276-290.
25. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 187 с.
26. Ставский А.П., Чехович В.Д., Кононов М.В., Зоненшайн Л.П. Палинспастические реконструкции Анадырско-Корякского региона с позиций тектоники литосферных плит // Геотектоника. 1988. №6. С. 32-42.
27. Филатова Н.И. Роль процессов коллизии при формировании вулканических поясов // Геотектоника. 1989. №5. С. 52-60.
28. Филатова Н.И. Мезозойская история развития Корейско-Японского региона // Геотектоника. 1990. №5. С. 112-124.
29. Филатова Н.И. Эволюция активных континентальных окраин в раннем и среднем мезозое // Геотектоника. 1996. № 2. С. 74-89.
30. Филатова Н.И. Меловая эволюция континентальных окраин в контексте других глобальных событий // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т.6, №2. С. 1-15.
31. Фон Хюне Р. Осадки современных глубоководных желобов // Геология континентальных окраин. Т.1. Под ред. Берка К. и Дрейка Ч.М. М., 1978. Т.1. С. 233-238.
32. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). М.: Наука, 1995. 190 с.
33. Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Историческая геотектоника. Мезозой, кайнозой. М.: Авиар, 1993. 451 с.
34. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.
35. Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Глобальные ритмы в фанерозойской эндогенной активности Земли // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т.3, №6. С. 40-63.
36. Aguirre L. Metamorphic pattern of the Cretaceous Celica formation, SW Ecuador, and its geodynamic implications // Tectonophysics. 1992. V.205, № 1-4. P. 223-237.
37. Allegre C.J., Courtillot V., Tapponnier P. et al. Structure and evolution the Himalaya-Tibet belt // Nature. 1984. V.307, №1. P. 17-22.
38. Aubouin J., Blanchet R. Subduction and tectonics. Discussion on the results of the IPOD, program in active margins // Oceanologia acta. 1981. № SP. P. 283-294.
39. Bott M.H.P. Modelling the plume-driving mechanism // Geological Society of London Journal. 1993. V. 150, № 12. P. 941-951.
40. Coulon C., Maluski H., Bollinger C., Wang S. Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks from central and southern Tibet: Ar-Ar dating, petrological characteristics and geodynamical significance // Earth and Planetary Science Letters. V.79. 1986. P.281-302.
41. Csejtev B.Ir., Cox D.P., Evarts R.C., Stricker G.D., Foster H.L. The Cenozoic Denali fault and the Cretaceous accretionary development of southwestern Alaska // Journal of Geophysical Research. 1982. V 87, № B5. P. 3741-3754.
42. Debemas J., Mascle G. Les grandes structures geologiques. 1991. 299 p.
43. Filatova N.I., Vishnevskaya V.S. Radiolarian stratigraphy and origin of the Mesozoic terranes of the continental framework of the northwestern Pacific (Russia) // Tectonophysics. 1997. V. 269, № 1-2. P. 1310150.
44. Grantz A., May S.D., Taylor P.T., Lower L.A. Canada Basin // The geology of Alaska. Plafker G. and Berg H.C. eds. Boulder, Colorado, Geological Society of America. 1994. P. 379-402.
45. Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // Science. 1987. V. 235. P.1156-1166.
46. Hilde T.W.C., Uyeda S., Kroenke L. Evolution of the Western Pacific and its margin // Tectonophysics. 1977. V.38, № 1 - 4. P. 145 - 165.
47. Ishiwatari A. Time-space distribution and petrologic diversity of Japanese ophiolites // Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere. Sultanate of Oman, 1991. P. 723 - 743.
48. Jones D.L., Silberling N.J., Coney P.I. Collision tectonics in the Cordillera of western N America: examples from Alaska // Collision tectonics. Coward M.P., Ries A.C (eds). Geological Society Special Publication. 1986. V. 19. P. 367-387.
49. Larson R.L. Latest pulse of Earth: evidence for a mid-Cretaceous superplume // Geology. 1991. V. 19. P. 547-550.
50. Larson R.L., Olson P. Mantle plumes control magnetic reversal frequency // Earth and Planetary Science Letters. 1991. V. 107. P. 437-447.
51. McCourt W.I., Aspden J.A., Brook M. New geological and geochronological data from Colombian Andes: continental growth by multiple accretion // Journal of Geological Society of London. 1984. V. 141. P. 831-845.
52. Rowley D.B., Lottes A.I. Plate-kinematic reconstructions of the North Atlantic: Late Jurassic to Present // Tectonophysics. 1988. V.155. N 1-4. P. 73-120.

53. Scotese Ch.R., Ganagan L.M., Larson R.L. Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins // *Tectonophysics*. 1988. V.155. №1-4. P.27-48.
54. Sengür A.M.C. Plate tectonics and orogenic research after 25 years // *Tectonophysics*. 1991. V. 187, № 1 - 4. P. 315 - 344.
55. Suarez M.A. Late Mesozoic island arc in southern Andes, Chile // *Geol. Magazine*. 1979. V. 116, № 3. P. 181-190.
56. Vaughan A.P.M. Circum-Pacific mid-Cretaceous deformation and uplift: a superplume-related event? // *Geology*. 1995. V. 23, № 6. P. 491-494.
57. Wang H. Atlas of Paleogeography of China // Cartographic Publishing House, Beijing, China, 1985.
58. Wilson K.M., Hay W.W., Wold C.N. Mesozoic evolution of exotic terranes and marginal seas, western North America // *Marine Geology*. 1991. V. 102. P. 311-361.
59. Uyeda S. Subduction zones: An introduction to comparative subductology // *Tectonophysics*. 1982. V.81, № 1-2. P. 133-159.

Поступила в редакцию 26 апреля 1999 г.

Рекомендована к печати А.И.Ханчуком

N.A. Bogdanov, N.I. Filatova

Structure and formation geodynamics of active continental margins

Structure of active continental margins is characterized by the development of the volcanic and terrane plicated nappe orogenic belts which provide the margin extension both in area and crust thickness. Accretion wedges developing in the frontal part of the volcanic belt differ from terrane plicated belts in structure and genesis. In contrast to the latter, accretionary wedges are composed of mainly turbidites with olistostrome horizons which are typical of an internal slope of the deep-seated trough and in a lesser degree of abyssal ooze of the subsiding oceanic plate.

During the evolution of the active continental margins the alternation of subduction and accretionary-collisional processes takes place in time at the convergent transitions of the oceanic and continental plates. Terrane orogenic belts begin to form when subduction (and volcanism) terminated. Thus every orogenic belt serves as an indicator of reorganization of geodynamic regimes at the convergent plate transitions of the continental margins.