

## СТРОЕНИЕ И ГЕОДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ АКТИВНЫХ ОКРАИН КОНТИНЕНТОВ

**Н.А. Богданов, Н.И. Филатова**

*Институт литосферы Окраинных и внутренних морей РАН,  
Москва 109180, Старомонетный пер., 22*

*Богданов Никита Алексеевич e-mail: bogdanov@ilsan.msk.ru*

*Филатова Надежда Ивановна e-mail: filatova@ilsan.msk.ru*

*Поступила в редакцию 27 июля 2001 г.*

Развитие активных континентальных окраин включает два основных феномена – формирование террейновых орогенических поясов и накопление мощных толщ надсубдукционных вулканитов. Известные в литературе модели развития вулканических и аккреционных поясов не всегда адекватно объясняют надвигание тектонических покровов, состоящих из множества террейнов, на континентальные окраины, различное время формирования поясов и ряд других явлений. В статье на большом фактическом материале рассмотрены различные аспекты пространственно-го и временного соотношения вулканических и орогенических террейновых поясов, латеральные ряды структур конвергентных границ плит, структура и особенности формирования складчато-покровных террейновых орогенических поясов на конвергентных границах плит, вопросы корреляции орогенических и магматических событий и причины изменения геодинамических режимов в зоне перехода континент-океан. Показано, что аккреционные призмы фронтальных частей вулканических поясов принципиально отличны по генезису и строению от террейновых поясов. Эволюция конвергентных окраин континентов происходит в пульсирующем режиме, обусловленном чередованием вулканических и орогенических процессов. Особо подчеркнуто, что эпизодически проявляющиеся в периокеанических областях интенсивные аккреционно-коллизийные процессы должны, наряду с собственно коллизийными явлениями, обязательно учитываться при палеогеодинамических реконструкциях.

## STRUCTURE AND GEODYNAMICS OF ACTIVE CONTINENTAL MARGINS GENERATION

**N.A. Bogdanov, N.I. Filatova**

*Institute of the Lithosphere of Marginal Seas Russian Academy of Sciences*

Development of the active continental margin includes two main phenomena: the formation of terrain orogenic belts and the accumulation of thick masses of subduction-related volcanic rocks. The models of development of the volcanic and accretion belts known in literature do not always explain adequately the thrust of tectonic sheets, composing of plenty of terrains on continental margin, different time of the belts formation and some other facts. The different aspects of the spatial and temporal correlation of the volcanic and the orogenic terrain belts, lateral rows of plate convergent boundaries structures, the structure and the features of formation of folding-thrusting terrain orogenic belts on plate continental margins, questions concerned with orogenic and magmatic events and the reasons of geodynamics regimes change in zones of continent - ocean transition are considered in the article, based on numerous facts. Accretionary prisms of the frontal parts of the volcanic belts are shown to be quite different by genesis and structure from the terrain belts. Convergent margin evolution of continents takes place in the pulsation regime caused by interchange of the volcanic and orogenic processes. It is particularly emphasized, that the intensive accretionary-collision processes, periodically showing in paleoceanic regions, will be sure to take into consideration under paleogeodynamic reconstructions along with the collision phenomena proper.

### 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 террейновых 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 сгуживание аллохтонных блоков различной природы из внутренних частей океанов к краям континентов. Однако подобные модели не могут объяснить ряд реально наблюдаемых на краях кон-

тинентов явлений: надвигание (обдукцию) сложенных террейнами тектонических покровов на континентальные окраины; одновременность 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, окраинноконтинентальный или островодужный (Auboin, Blanchet, 1981; Uyeda, 1982 и др.). В тылу островных дуг располагаются окраинноморские бассейны (Ле Пишон и др., 1977; Богданов, 1988 и др.), а окраинноконтинентальные вулканические пояса нередко граничат с тыловодужными прогибами (Suarez,

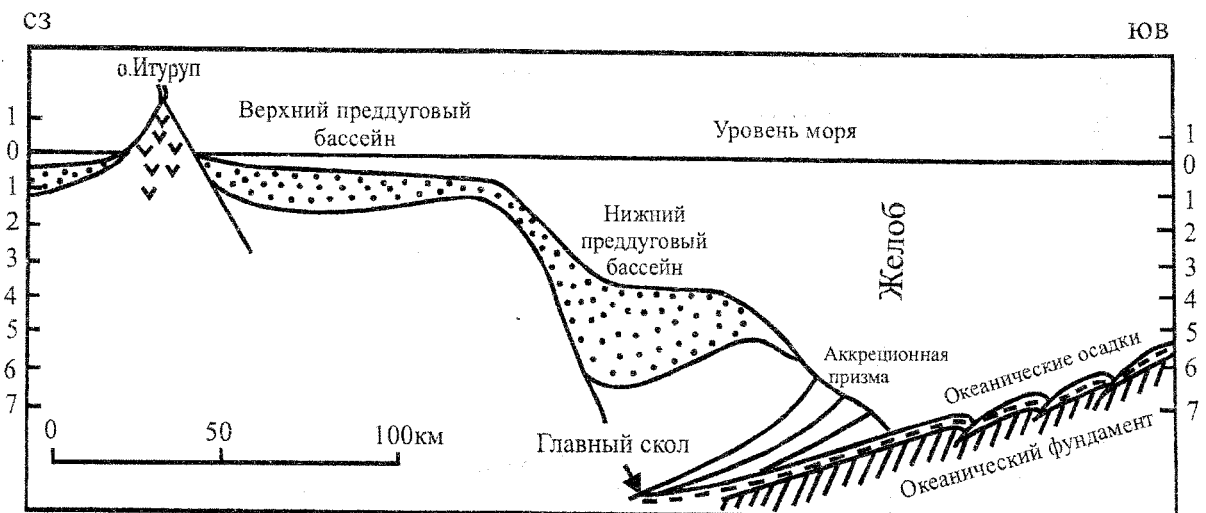


Рис. 1. Разрез через Курильскую островную дугу (по Зоненшайну, Кузьмину, 1993)

1979 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 (Фон Хюне, 1978). Меньший объем в этих призмах принадлежит глубоководным океаническим илам, поступающим в желоб по мере субдукции океанической плиты. Данные сейсмопрофилирования (Сили и др., 1978 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, 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 предугловых бассейнов сложена, в основном, тур-

бидитами, которые в верхней части разреза сменяются молассоидами и, в меньшей мере, олистостромами. 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 с коровыми расплавами. Однако гораздо чаще вулканисты имеют признаки генетической связи с источниками обоих типов — мантийных надсубдукционных и коровых. Определение баланса этих компонентов в породах возможно на основе изотопных исследований.

Выяснение характера чередования в разрезе вулканического пояса комплексов, связанных с различными 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. Петрохимические и изотопные исследования вулканических комплексов решают также задачу обнаружения

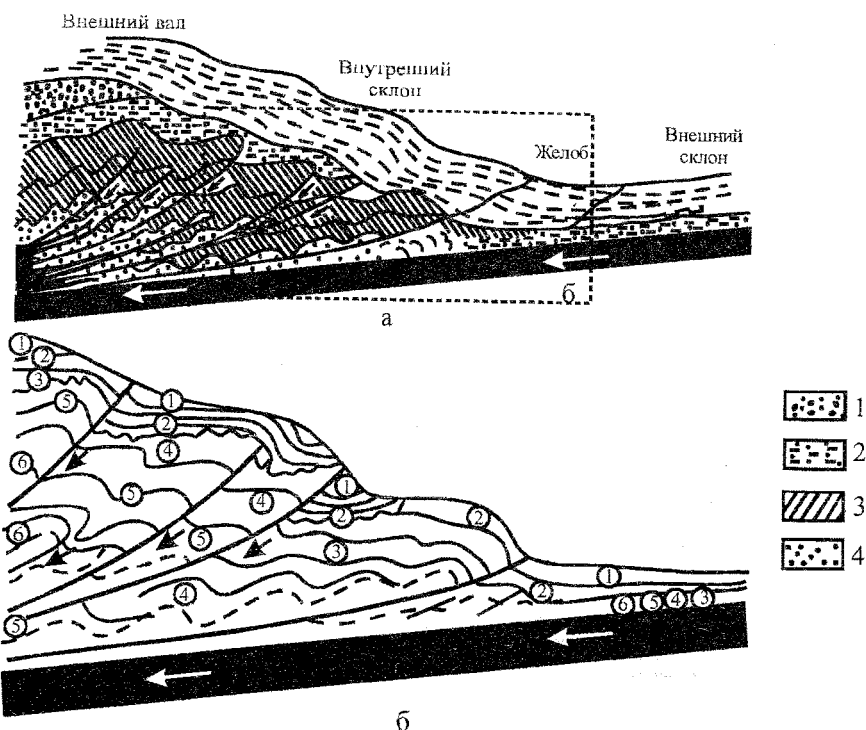


Рис. 2. Модель аккреционной призмы («accretionary prism or wedge»), возникающей при субдукции (по Сили и др., 1978).

Фации 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).

химической продольной и поперечной зональности вулканических поясов. Химическая полярность последних позволяет реконструировать положение и наклон зоны субдукции, генерирующей окраинноконтинентальный магматизм прошлого.

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 складчатых и чешуйчато-надвиговых структур, а также поверхностей стратиграфического и структурного несогласия).

Таким образом, смена по разрезу состава вулканических пород (от дифференцированных пород к вулканикам 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-коллизийных 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, окраинноконтинентальному 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 неаовтохтона (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 радиолярического метода для расчленения палеозойских-раннекайнозойских толщ Тихоокеанского кольца, поскольку в его орогенических поясах широкое распространение имеют кремнеосодержащие 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 позво-

ляют установить палеошироту первоначальной локализации конкретного вещественного комплекса. Палеонтологический метод (например, радиоляриевый) дает возможность выяснить принадлежность вещественного комплекса к определенной климатической зоне (бореальной, тетической, экваториальной). Использование комбинации двух этих методов служит определенной гарантией достоверности полученной информации. Последняя зачастую позволяет выявить тектоническое совмещение в орогеническом поясе террейнов совершенно различных палеогеографических и палеогеодинамических обстановок первоначального накопления.

Второй аспект террейнового анализа – тектонический – включает изучение тектонической структуры как отдельных террейнов, так и орогенических поясов в целом, что сводится к расшифровке сложнейших складчато-надвигово-покровных дислокаций, свойственных этим поясам. Обнаружение и изучение промежуточных неавтохтонов, а также синхронных по кровообразованию моласоидно-олистостромовых и меланжевых комплексов, позволяет ус-

тановить стадийность в формировании пакетов тектонических покровов и всего орогенического пояса в целом.

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

Примером может служить среднемеловой Камчатско-Корякский орогенический пояс, образованный совокупностью разновозрастных террейнов (Богданов, Тильман, 1992; Богданов и др., 1982; Жарков и др., 1995; Парфенов и др., 1993; Соколов, 1992; Ставский и др., 1988; Филатова, 1989; Filatova, Vishnevskaya, 1997) и располагающийся в фундаменте альбско-сенонского Охотско-Чукотского вулканического пояса (рис. 3) и его преддуговых прогибов, разрез которых имеет двухчленное строение: турбидиты в нижней, альб-сенонской, части и молассы и олистостромы – в верхней, сенонской (Зинкевич, 1981). Таким образом, Охотско-Чукотский окраинно-континентальный пояс и его

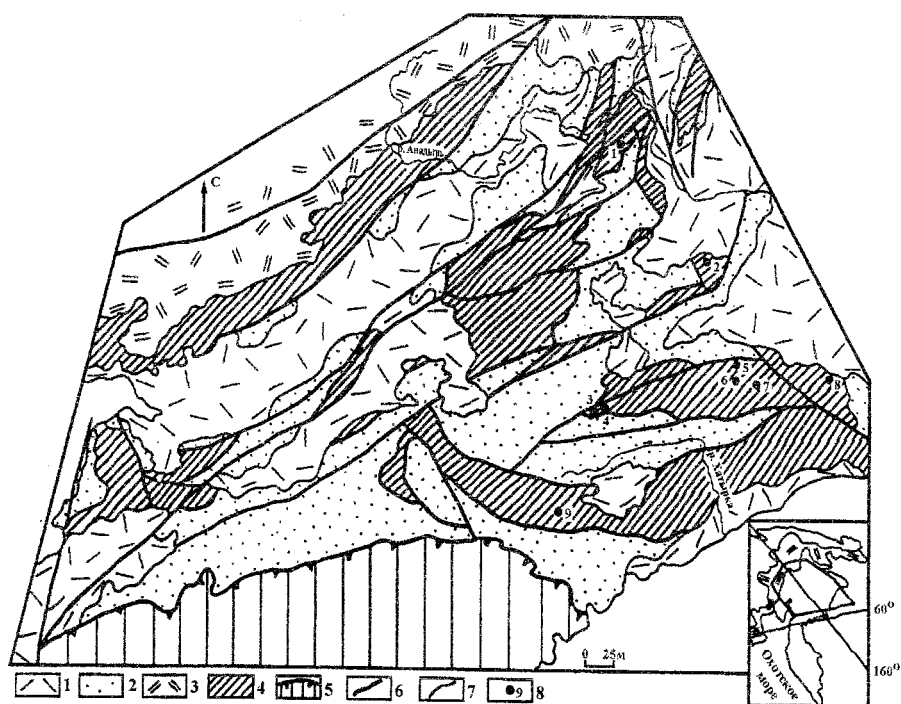


Рис. 3. Тектоническая схема Корякско-Анадырского региона.

1 – Западно-камчатско-Корякский эоцен-олигоценый окраинно-континентальный вулканический пояс. 2 – Нижневерхнемеловые 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 орогенического пояса. 5 – Фронтальная часть Олюторской позднемезозойской-кайнозойской тектонической области. 6 – Надвиги, сдвиги и сбросы, 7 – Стратиграфические контакты. 8 – Местоположение тектоностратиграфических разрезов, показанных на рис. 4. На врезке дано географическое положение тектонической схемы.

преддуговые прогибы образуют промежуточный, нарушенный последующими деформациями неоавтохтон среднемеолового орогенического пояса. Неоавтохтоном по отношению к последнему являются образования эоцен-олигоценового Западнокамчатско-Корякского окраинноконтинентального вулканического пояса (см. рис. 3).

Детальное картирование территории северо-востока России, в сочетании с литологическим, петрогеохимическим и радиолярие-

вым методами показало, что в тектоностратиграфических разрезах Камчатско-Корякского орогенического пояса тектонически совмещены (рис. 4) пластины весьма гетерогенных в генетическом отношении палеозойско-среднемеозойских образований (Вишневская, Филатова, 1992; Filatova, Vishnevskaya, 1997). Среди среднемеозойских отложений установлены различные по составу формации в интервале ранняя юра-готерив. Нижнеюрский (геттанг-си-

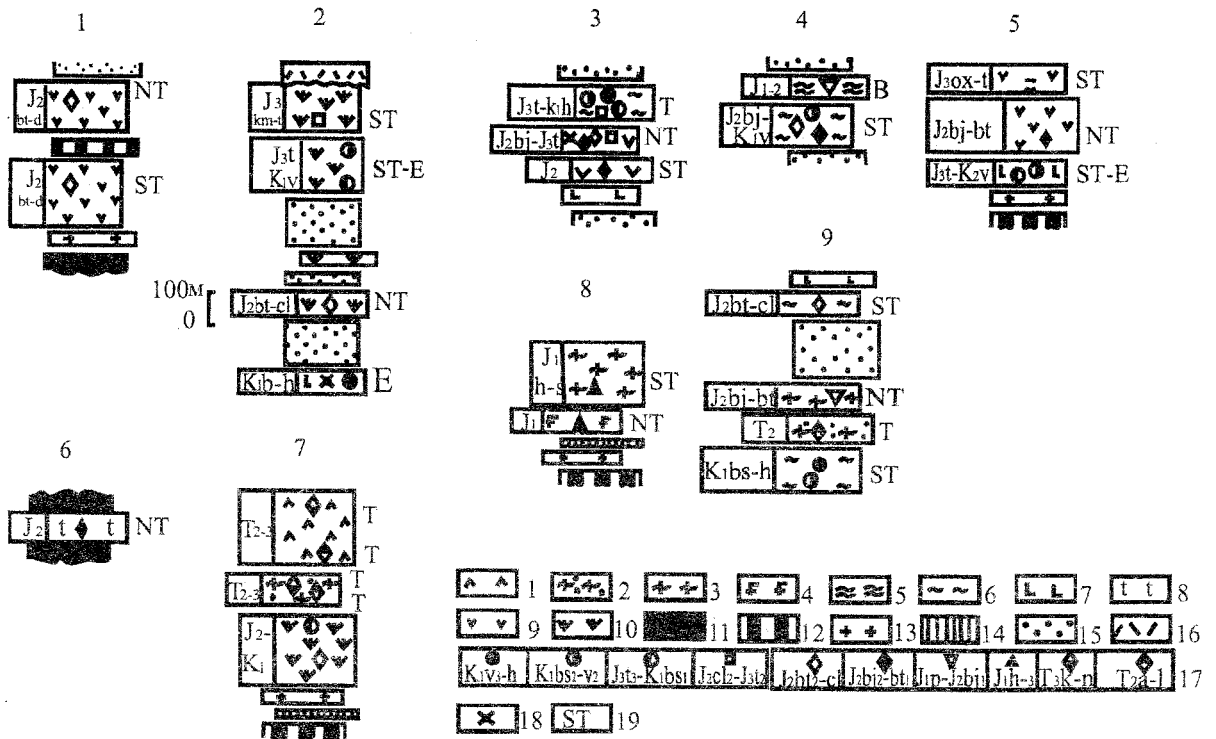


Рис. 4. Примеры тектоностратиграфических разрезов Камчатско-Корякского складчато-покровного орогенического пояса. Местоположение колонок дано на рис. 3.

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 срединноокеанических хребтов, 8 – ферро-титанистых 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 раннемеозойские 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-олигоценовый Западнокамчатско-Корякский окраинноконтинентальный вулканический пояс. 17 – Находки радиоляриевых комплексов и индексы их возраста. 18 – Находки макрофауны (бухий, аммонитов, иноцерамов). Буквы справа от колонок указывают палеогеографическую провинцию: В – болеальная, NT – северотетическая, ST – южнотетическая, Т – тетическая, F – экваториальная. Разрывы в колонках обычно соответствуют надвигам. Примечание: 1 – река Утесики, 2 – хребет Рарыткин, 3 – гора Семиглавая, 4 – река Койвэрэлан, 5 – река Научирынай, 6 – ручей Виртуоз, 7 – хребет Кэнкэрэн, 8 – гора Средняя, 9 – река Пикасьваям.

немюрский) интервал включает две синхронные формации: кремне-терригенную 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 тектоностратиграфических разрезах участвуют пластины плагиогранитов, габбро, гипербазитов различного состава (см. рис. 4), в том числе подвергшихся метаморфизму (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 бас-

сейны с зонами спрединга (туффито-яшмо-базальтовый комплекс); сегментированные островные дуги со сменяющимся по их простираню 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, разлизованы и перемешаны. Более того, ана-

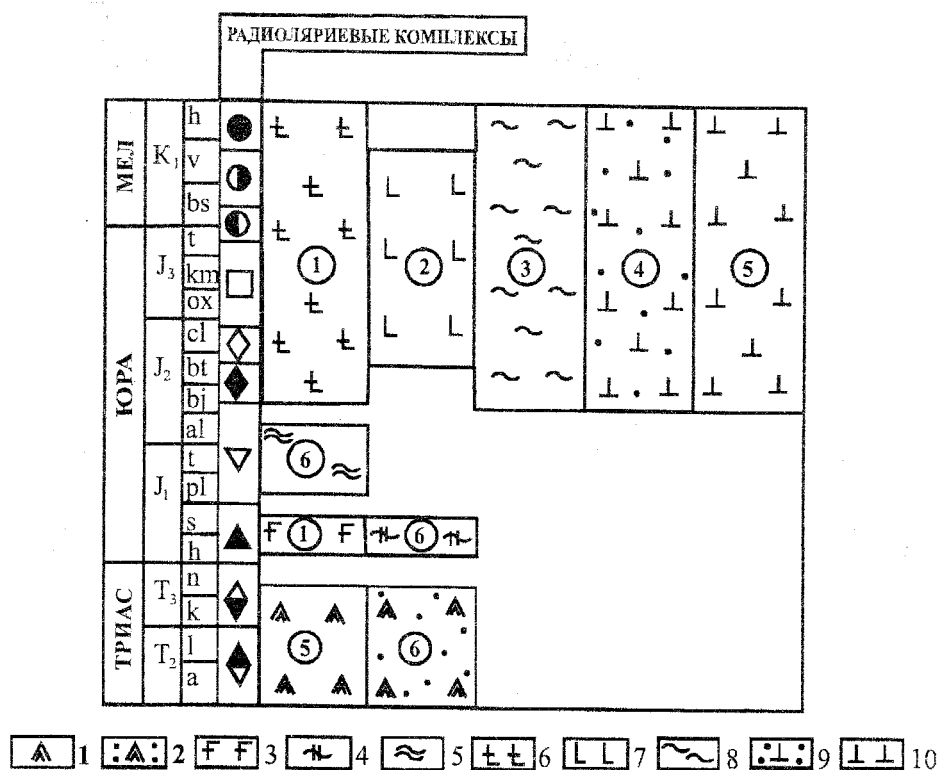


Рис. 5. Корреляция террейнов Камчатско-Корякского покровно-надвигового орогенического пояса.

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.

лиз таксономического состава сообществ радиоларий и морфологических особенностей их раковин в породах разных тектонических пластин показал принадлежность пород к различным батиметрическим обстановкам и даже разным палеоширотам (см. рис. 4) (Вишневецкая, Филатова, 1992). 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 центрально-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 формирования Камчатско-Корякского орогенического комплекса различного рода террейны (фрагменты палеоструктур) подверглись интенсивному тектоническому расщеплению с перемещением отдельных пластин и пакетов пластин на значительные расстояния. 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 континен-

тальной окраины. Главный импульс коллизии имел место в интервале 125–105 млн лет (Filatova, Vishnevskaya, 1997), что определяет средне меловой 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, Hilde et al., 1977) 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 периокеанических складчато-покровных орогенических поясов (например, Ishiwatari, 1991) 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 суб-

дукционной зоны, а их вергентность обращена в сторону океана.

Однако подобным моделям формирования террейновых (аккреционных) зон противостоят 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. Кроме того, во многих случаях доказана дискретность проявления различного рода геологических событий на активных континентальных окраинах (Ломизе, 1986; Пушаровский, Меланхолина, 1992; Соколов, 1992; Филатова, 1996; Aubouin, Blanchet, 1981; Naq et al., 1987; Wilson et al., 1991 и др.), включая и субдукцию. Для понимания соотношения субдукционных и аккреционно-коллизийных процессов вдоль конвергентных границ плит важно учитывать точку зрения (Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Хаин, Ломизе, 1995 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, рассмотрены ниже на примерах позднемезозойской 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 окраинноконтинентальных и периокеанических островодужных вулканических поясов. Ансамбли энсиматических островных дуг развивались в это время в Палео-Тихом океане у берегов западной (рис. 6) и восточной (рис. 7) Лавразии (Богданов, Добрецов, 1987; Богданов, Тильман, 1992; Парфенов и др., 1993; Филатова, 1989, 1990; Debelmas, Mascle, 1991; Jones et al., 1986; Csejtev et al., 1982 и др.). Островная дуга близ северо-запада Гондваны (Aguirre, 1992; McCourt et al., 1984) южнее сменялась окраинноконтинентальным вулканическим поясом Центральноандийского и

Антарктического регионов, далее протягивавшимся в юго-западный сектор Палео-Тихого океана, по восточному краю

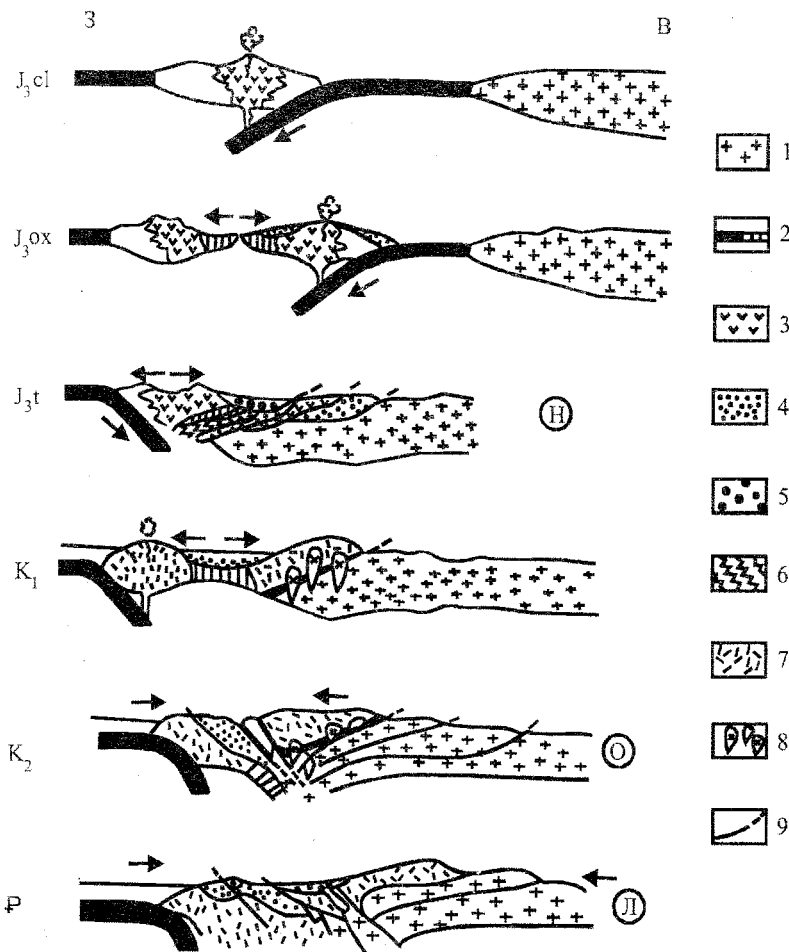


Рис. 6. Схема развития окраинноконтинентальных складчато-покровных орогенических и надсубдукционных вулканических поясов на западе Северной Америки (Калифорния) (по Хаину, Ломизе, 1995; Debelmas, Mascle, 1991).

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 – орегонская, Л – ларамийская.

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

1 – континентальная кора, 2 – островные дуги, 3 – средне-меловой складчато-покровный орогенетический 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 – окраинноконтинентальные дифференцированные (7 – вулканиты известково-щелочной серии, 8 – вулканиты 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-Мургалский, ОЧВП – Охотско-Чукотский, ИВП – Ирунейский.

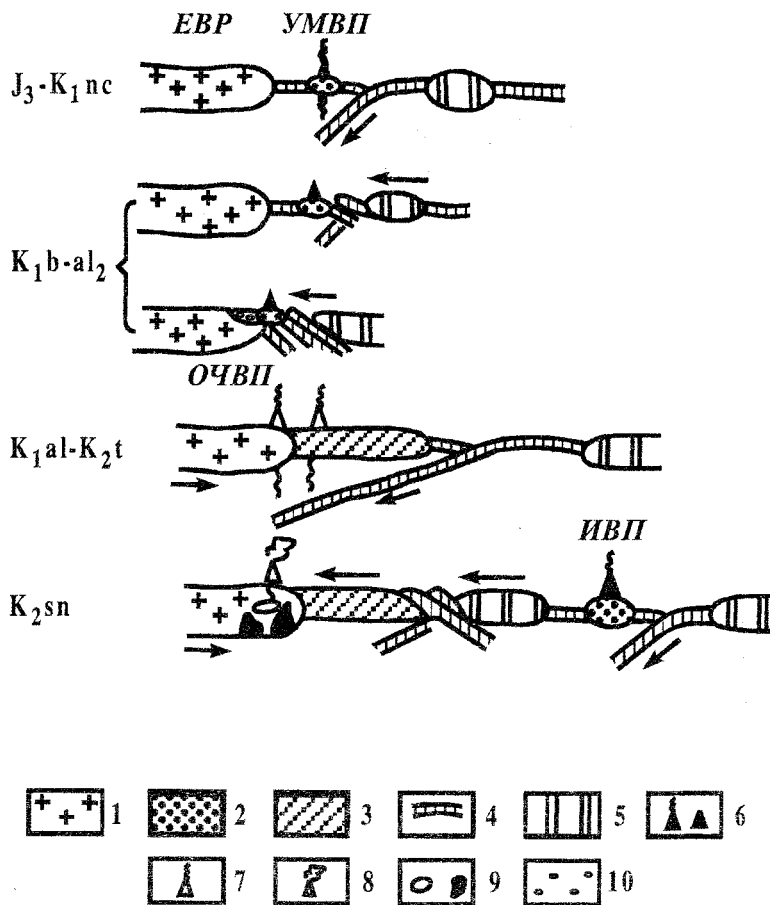
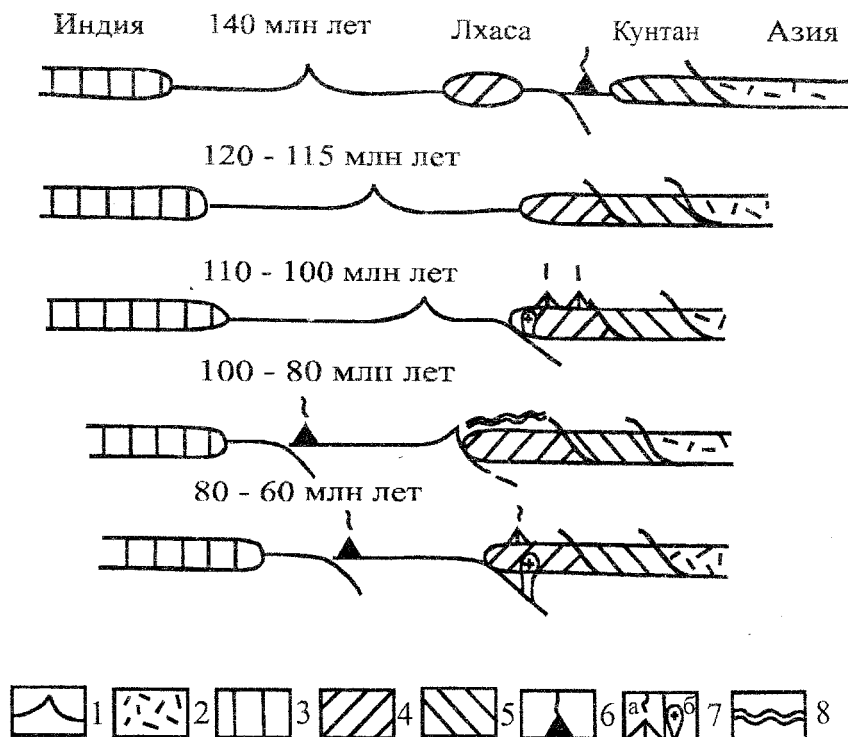


Рис. 8. Эволюция Тибетской окраины Азии в позднем мезозое (по Allegre et al., 1984; Coulon et al., 1986, с изменениями).

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



Гондваны. Аналогичным образом островные дуги северо-запада Палео-Тихого океана южнее, в Корейско-Китайском регионе сменялись окраинноконтинентальными поясами (Филатова, 1990; Wang, 1985). По северной периферии Тетиса конвергенция океанических и континентальных плит в юре-неокоме также была выражена окраинноконтинентальными надсубдукционными поясами (рис. 8) (Богданов и др., 1994; Казьмин и др., 1987; Книппер, 1985; Книппер, Шараськин, 1995; Хаин, Балуховский, 1993; Allegre et al., 1984).

В интервале 152–140 млн лет начало раскрытия Центральной Атлантики и Канадского бассейна (Богданов, 1998; Зоненшайн и др., 1984; Scotese et al., 1988) обусловило проявление невадийской орогении (см. рис. 6). В процессе последней произошло быстрое продвижение террейнов из океанических областей в сторону Североамериканского 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 (в 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 орогией (Филатова, 1996; Larson, 1991; Vaughan, 1995 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 ре-

гионе, 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 (Парфенов, 1984; Парфенов и др., 1993), а также формирование складчато-покровного Камчатско-Корякского пояса (см. рис. 3, 4), имевшего продолжение в Западно-Сихотэалинском регионе и во внутренней зоне юго-западной Японии (тектогенез позднеяньшанский 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 причленения к Евразии нескольких гондванских микроконтинентов (завершающие фазы позднекимммерийского 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 среднемиловой 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 окраинноконтинентальных. 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 окраинноконтинентальных вулканических поясов (Филатова, 1996, 1998).

Позднекампан-раннепалеогеновый этап (85–54 млн лет) выразился в проявлении ново-

го, ларамийского тектогенеза на активных континентальных окраинах Земли. Это совпало с началом затухания надсубдукционных вулканических поясов (таких, как Охотско-Чукотский, Корейско-Японский и др.), что служит показателем прекращения процесса субдукции. На этом этапе новые аккреционно-коллизийные 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, то есть отсутствие перманентной (например, в течение всего ме-

зозоя) субдукции океанических плит под континенты. Этапы субдукции, сопровождаемые формированием надсубдукционных вулканических поясов, сменялись во времени этапами аккреционно-коллизийных процессов в зоне перехода континент-океан, которые приводили к тектогенезу на окраинах континентов и к прекращению процесса субдукции (рис. 9). Этапы тектогенеза характеризовались 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.

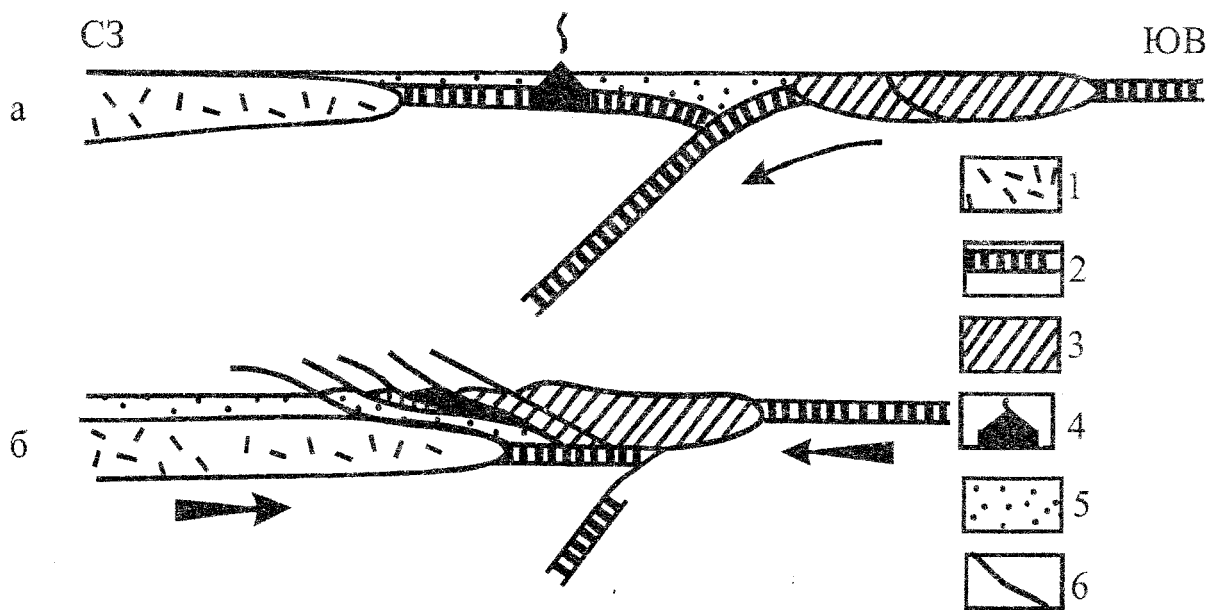


Рис. 9. Модель формирования складчато-покровных террейновых орогенических поясов на окраинах континентов в результате периокеанических аккреционно-коллизийных процессов (на примере эволюции запада Североамериканского континента, по Csejtev et al., 1982, с изменениями).

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

1 – североамериканский континент, 2 – кора океанических и задуговых бассейнов, 3 – составной террейн Талкитна (тектонически объединенные террейны палеозойских-раннемезозойских островных дуг), 4 – островная дуга, 5 – островодужные комплексы в аллохтонном залегании, 6 – турбидиты преддуговых прогибов и аккреционного клина, 7 – надвиги. Стрелки указывают направление движения плит, а их толщина – интенсивность движения.

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 тектоническим расщеплением, разлинзованием отдельных террейнов на пакеты тектонических покровов и чешуи, их тектоническим перемещением (подобным тому, которое демонстрировалось для Камчатско-Корякского среднемелового орогенического пояса на рис. 4), развитием в подошвах покровов зон метаморфизма средне-высоких давлений и явлениями шарьирования (обдукции) пластин террейнов на край континента.

Все перечисленные феномены показывают 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, Sengor, 1991).

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 этих двух 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 причи-

ны) затухания связанных с субдукцией вулканических поясов, как и причины прекращения самой субдукции. Поэтому, если в пределах древней континентальной окраины обнаружено несколько разновозрастных террейновых поясов, омолаживающихся в сторону палеоокеана, то это означает наличие в истории этой окраины соответствующего количества эпизодов прекращения субдукции океанической коры под континент, сменяющихся эпизодами аккреционно-коллизионных 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 употребляемый ныне в геологической литературе. В результате одним и тем же термином обозначаются две принципиально различные категории явлений: субдукции и коллизии. Поскольку изначально (Сили и др., 1978 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 этих двух генетически отличных 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 Приморья (Натальин, Борукаев, 1991).

### 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 (Bott, 1993; Larson, 1991; Larson, Olson, 1991; Vaughan, 1995), 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 (Зоненшайн и др., 1984; Scotese et al., 1988; Хаин, 1995; Хаин, Балуховский, 1993 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 которой в интервале 110–85 млн лет соединился с системой аналогичных хребтов Центральной Атлантики. В Северной Атлантике происходило постепенное продвижение зоны спрединга на север (Rowley, Lottes, 1988). С конца неокома начинается спрединг в Канадском бассейне Арктики (Rowley, Lottes, 1988; Grantz et al., 1994), 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 км<sup>2</sup>/год) с последующим постепенным ростом этой величины до раннего эоцена, когда она достигла значения 0,78 км<sup>2</sup>/год (Зоненшайн, Кузьмин, 1993). Аномально ускоренный спре-

динг в интервале 118–80 млн лет осуществлялся и в Тихом океане: в барреме продуцирование океанической коры там не превышала 15 км<sup>2</sup>/год, а в апте оно возросло до 20 км<sup>2</sup>/год (Larson, 1991).

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 окраинноконтинентальных и островодужных вулканических поясов, а также к закрытию большинства окраинноморских и тыловодужных бассейнов. Обстановка усиленного стресса на конвергентных 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 высоких давлений и низких температур.

Интервал 100–80 млн лет характеризовался некоторым замедлением этого, ускоренного в целом, прироста океанической коры (Larson, 1991), 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 окраинноконтинентальных вулканических поясов с небывало высокой для мезозоя и кайнозоя вулканической активностью. Последняя служит индикатором высокой скорости альбпозднемеловой субдукции, поскольку между двумя этими процессами установлена положительная коррелятивная связь (Ломизе, 1986). На альб-сенонский этап приходится также подъем эвстатического уровня мирового океана (Басов, Вишневецкая, 1991; Naq et al., 1988), сопровождавшийся трансгрессией на краях континентов, что обычно связывают с пиком продуцирования океанической коры и вулканитов внутриплитного типа и с подъемом ложа Тихого океана.

Позднекампанско-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 средне меловым, соответственно менее интенсивной была и ларамийская орогения, которая, в отличие от средне мелового тектогенеза, не носила глобального характера (Жарков и др., 1998; Балуховский, 1993). 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 (Larson, Olson, 1991 и др.), что многими учеными объясняется импульсивным характером эндогенной плюмовой активности Земли. Именно глубинный 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.

## 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), то есть 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 го-

ризонтальных 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 зон метаморфизма высоких давлений в подошвах тектонических покровов; 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 начинают оформляться при прекращении субдукции (и соответствующего вулканизма), то есть 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. Следующая за этим этапом конвергенция континентальной и океанической литосферной 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 субдук-

ции 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 создает расталкивающий, распирающий эффект 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.

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 манттийного апвеллинга.

*Данное исследование выполнено в рамках и с финансовой поддержкой проекта РФФИ 96-05-64209 и ГНТП «Мировой океан».*

### Список литературы

*Басов И.А., Вишневецкая В.С.* Стратиграфия верхнего мезозоя Тихого океана. М.: Наука, 1991. 200 с.

*Богданов Н.А.* Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М.: Недра, 1988. 221 с.

*Богданов Н.А.* Проблемы тектоники Арктики // *Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Материалы XXXI Тектонического совещания.* М.: ГЕОС, 1998. С.57.

*Богданов Н.А., Добрецов Н.Л.* Офиолиты Калифорнии и Орегона // *Геотектоника*, 1987. №5. С.97–105.

*Богданов Н.А., Тильман С.М.* Тектоника и геодинамика Северо-Востока Азии. М.: Издание ин-та литосферы РАН, 1992. 53 с.

*Богданов Н.А., Хаин В.Е., Чехович В.Д. и др.* Объяснительная записка к Тектонической карте

Средиземного моря. М.: Наука. 1994. 77 с.

*Богданов Н.А., Чехович В.Д., Сухов А.Н., Вишневецкая В.С.* Тектоника Олюторской зоны // *Очерки тектоники Корякского нагорья.* Под ред.: Пущаровского Ю.М. и Тильмана С.М. М.: Наука, 1982. С.189–217.

*Вишневецкая В.С., Филатова Н.И.* Обстановка формирования среднемеозойских образований Анадырско-Корякского региона // *Изв. ВУЗ. Геология и разведка*, 1992. №1. С.29–49.

*Жарков М.А., Мурдма И.О., Филатова Н.И.* Палеогеография среднего мела // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, 1995. Т.3. №3. С.15–44.

*Жарков М.А., Мурдма И.О., Филатова Н.И.* Палеогеография коньяк-маастрихтского времени позднего мела // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, 1998. Т.6. №1. С.47–70.

*Зинкевич В.П.* Формации и этапы тектонического развития севера Корякского нагорья. М.: Наука, 1981. 106 с.

*Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.

*Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Седов А.П.* Глобальные палеогеодинамические реконструкции для последних 160 млн лет // *Геотектоника*, 1984. №3. С.3–16.

*Казьмин В.Г., Сборщиков И.М., Рыку Л.-Э. и др.* Вулканические пояса индикаторы мезозойско-кайнозойской активной окраины Евразии // *История океана Тетис.* М.: Наука, 1987. С.58–73.

*Книппер А.Л.* Движения австрийской фазы в океанической коре Тетиса: характер проявления, последствия и возможные причины // *Геотектоника*, 1985. №2. С.3–5.

*Книппер А.Л., Шараськин А.Я.* Корреляция тектонических событий в мезозойской истории северо-восточного Средиземноморья // *Геотектоника*, 1995. №1. С.12–22.

*ЛеПишон К., Францито Ж., Бонин Э.* Тектоника плит. М.: Мир. 1977. 288 с.

*Ломизе М.Г.* О корреляции главных проявлений тектогенеза в мезозое и кайнозое // *Доклады АН СССР*, 1986. Т.290. №4. С.929–931.

*Натальин Б.А., Борукаев Ч.Б.* Мезозойские сутуры на юге Дальнего Востока // *Геотектоника*, 1991. №5. С.84–97.

*Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Восточной Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 261 с.

*Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В.* Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // *Геотектоника*, 1993. №1. С.68–78.

*Пущаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н.* Тектоническое развитие Земли. Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. 263 с.

*Сили Д.Р., Вейль П.Р., Уолтон Дж. Дж.* Мо-

- дель внутреннего склона глубоководного желоба //Геология континентальных окраин. Т.1. Под ред. Берка К. и Дрейка Ч. М.: Мир. 1978. С.276–290.
- Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 187 с.
- 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.
- Филатова Н.И. Роль процессов коллизии при формировании вулканических поясов//Геотектоника, 1989. №5. С.52–60.
- Филатова Н.И. Мезозойская история развития Корейско-Японского региона//Геотектоника, 1990. №5. С.112–124.
- Филатова Н.И. Эволюция активных континентальных окраин в раннем и среднем мезозое//Геотектоника, 1996. №2. С.74–89.
- Филатова Н.И. Меловая эволюция континентальных окраин в контексте других глобальных событий//Стратиграфия. Геол. корреляция, 1998. Т.6. №2. С.1–15.
- Фон Хюне Р. Осадки современных глубоководных желобов//Геология континентальных окраин. Т.1. Под ред. Берка К. и Дрейка Ч. М.: Мир, 1978. С.233–238.
- Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). М.: Наука, 1995. 190 с.
- Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Историческая геотектоника. Мезозой, кайнозой. М.: Авиар, 1993. 451 с.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.
- Aguirre L. Metamorphic pattern of the Cretaceous Celica formation, SW Ecuador, and its geodynamic implications//Tectonophysics, 1992. V.205. №1-4. P.223–237.
- Allegre C.J., Courtillot V., Tapponnier P. et al. Structure and evolution Himalaya-Tibet belt//Nature, 1984. V.307. №1. P.17–22.
- Aubouin J., Blanchet R. Subduction and tectonics. Discussion on the results of the IPOD, program in active margins//Oceanologia acta, 1981. №4. P.283–294.
- Bott M.H.P. Modelling the plume-driving mechanism//London Geological Society Journal, 1993. V.150. №12. P.941–951.
- 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, 1986. V.79. P.281–302.
- Csejtev B. Jr., 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. №5. P.3741–3754.
- Debelmas J., Mascle G. Les grandes structures géologiques. 1991. 299 p.
- 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.
- Grantz A., May S.D., Taylor P.T., Lower L.A. Canada Basin. In: The geology of Alaska. Plafker G. and Berg H.C. eds. Boulder, Colorado, Geological Society of America, 1994. P.379–402.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic//Science, 1987. V.235. P.1156–1166.
- 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.
- Ishiwatari A. Time-space distribution and petrologic diversity of Japanese ophiolite//Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere. Sultanate of Oman, 1991. P.723–743.
- Jones D.L., Silberling N.J., Coney P.I. Collision tectonics in the Cordillera of western North America: examples from Alaska//Collision tectonics. Coward M.P., Ries A.C (eds). Geological Society Special Publication, 1986. V.19. P.367–387.
- Larson R.L. Latest pulse of Earth: evidence for a mid-Cretaceous superplume//Geology, 1991. V.19. P.547–550.
- Larson R.L., Olson P. Mantle plumes control magnetic reversal frequency//Earth and Planetary Science Letters, 1991. V.107. P.437–447.
- 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 London, 1984. V.141. P.831–845.
- Rowley D.B., Lottes A.I. Plate-kinematic reconstructions of the North Atlantic: Late Jurassic to Present//Tectonophysics, 1988. V.155. №1–4. P.73–120.
- 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.
- Sengor A.M.C. Plate tectonics and orogenic research after 25 years//Tectonophysics, 1991. V.187. №1–4. P.315–344.
- Suarez M.A. Late Mesozoic island arc in southern Andes, Chile//Geol. Magazine, 1979. V.116. №3. P.181–190.
- Vaughan A.P.M. Circum-Pacific mid-Cretaceous deformation and uplift: a superplume-related event //Geology, 1995. V.23. P.491–494.
- Wang H. Atlas of Paleogeography of China //Cartographic Publishing House, Beijing, China, 1985.

*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.

*Uyeda S.* Subduction zones: An introduction to comparative subductology//Tectonophysics, 1982. V. 81. №1–2. P.133–159.

*Рецензент Коротеев В.А.*