

**СУБДУКЦИОННАЯ ЭРОЗИЯ НА КОНВЕРГЕНТНЫХ ОКРАИНАХ  
ТИХООКЕАНСКОГО ТИПА****И.Ю. Сафонова<sup>1,2</sup>, А.И. Ханчук<sup>3,4</sup>**<sup>1</sup>ФГБОУВО Новосибирский государственный университет, ул. Пирогова 1, г. Новосибирск, 630090; e-mail: [inna03-64@mail.ru](mailto:inna03-64@mail.ru)<sup>2</sup>ФГБУН Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, пр-т Коптюга 3, г. Новосибирск, 630090<sup>3</sup>ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 690022;<sup>4</sup>ФГБУН Геологический институт РАН, Пыжевский пер. 7, г. Москва, 119017; e-mail: [khanchuk@hq.febras.ru](mailto:khanchuk@hq.febras.ru)

Поступила в редакцию 15 апреля 2021 г.

В статье представлен обзор представлений о процессах субдукционной или тектонической эрозии, происходящих на конвергентных окраинах тихоокеанского типа (КОТТ). Рассматриваются понятие термина «тектоническая эрозия», ее причины, факторы и следствия. Приведены примеры на КОТТ Циркум-Пацифики и свидетельства тектонической эрозии на древних КОТТ Палеоазиатского океана (ПАО), сохранившихся в составе Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). Недавние детальные исследования геологии и стратиграфии современных КОТТ выявило наличие среди них двух контрастных типов: аккрецирующих и эродирующих. Аккрецирующие КОТТ включают отложения древних аккреционных и фронтальных призм и растут в сторону океана, т.е. глубоководный желоб отступает. Эродирующие КОТТ характеризуются разрушением призмы, сближением желоба и дуги и обычно формируются в случае пологой и быстрой субдукции с участием элементов рельефа океанического дна. Механизм тектонической эрозии включает разрушение океанического слэба, островных дуг, аккреционной призмы, передовой дуги и преддугового клина. Процессы субдукционной эрозии широко проявлены на КОТТ Циркум-Пацифики: Южной и Центральной Америки, желобов Тонга и Нанкай, Аляски. Аккреция и субдукция океанических поднятий вносит вклад в процессы образования, преобразования и разрушения континентальной коры на КОТТ. Эпизоды тектонической эрозии могут быть реконструированы и для древних океанов, например, для ПАО, в результате эволюции и закрытия которого образовался ЦАСП. Во многих орогенах ЦАСП (Алтайский и Тянь-Шанский орогены, восточный Казахстан, Забайкалье, северная Монголия) есть признаки исчезновения больших объемов континентальной коры (дуг). Изучение процессов, приведших не только к образованию, но и к исчезновению больших объемов корового материала, актуально для реальной оценки природы континентальной коры внутриконтинентальных орогенов, например, ЦАСП, и разработки корректных тектонических моделей.

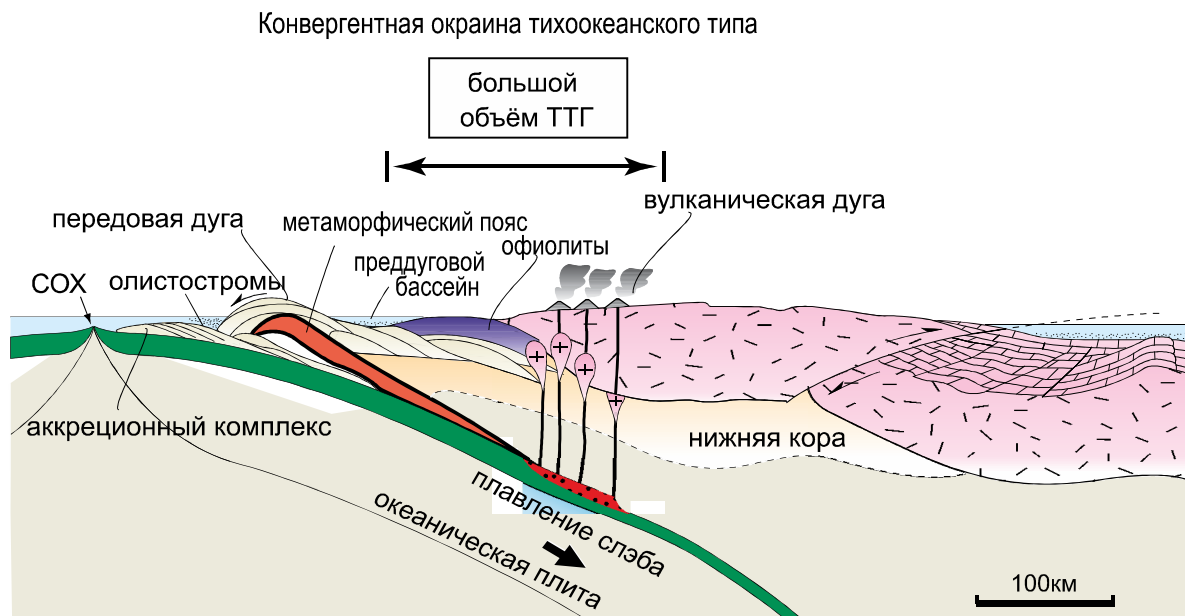
**Ключевые слова:** конвергентная окраина тихоокеанского типа, тектоническая эрозия, рельеф слэба Циркум-Пацифика, Палеоазиатский океан.

**ВВЕДЕНИЕ**

Конвергентная окраина тихоокеанского типа (КОТТ) – это тектонически активная зона взаимодействия между двумя океаническими плитами (островодужный тип, присущий западной Пацифике) или зона взаимодействия между океанической плитой и активной континентальной окраиной (андийский тип, присущий восточной Пацифике). КОТТ развивается над уходящей под нее зоной субдукции плит. КОТТ являются главным местом образования новой (ювенильной) коры преимущественно за счет надсубдукционного магматизма внутриокеанических дуг

и аккреции (рис. 1). Однако особое значение КОТТ состоит в том, что они являются местом активного взаимодействия плит, что приводит к тектонической или субдукционной эрозии вновь образованной коры [7, 32, 49, 61, 69 и др.].

Попытки изучения процессов формирования и разрушения коры делались многими исследователями, но при этом 90 % работ посвящено именно формированию коры: сотни, если не тысячи, статей опубликованы по надсубдукционному магматизму и аккреционным комплексам, но гораздо меньшее количество работ по тектонической или субдукционной



**Рис. 1.** Общая схема конвергентной окраины тихоокеанского типа (КОТТ) и ее основные элементы: субдуцирующая океаническая плита, аккреционный комплекс, преддуговая призма, вулканическая дуга, задуговый бассейн [53].

ТТГ – тоналит-гранодиоритовый магматизм.

эрозии [18, 66, 69, 72 и др.]. Процессы тектонической эрозии материала магматических дуг и смежных с ними аккреционных комплексов широко проявлены на конвергентных окраинах Циркум-Пацифики, например, над зонами субдукции Южной Америки (Гватемала–Коста Рика), юго-западной (Тонга) и западной (Японский желоб) Пацифики. В результате этого большое количество корового материала, в том числе и ювенильного, разрушается и навсегда исчезает с поверхности Земли путем ее субдукции в мантию. Следовательно, изначальное соотношение ювенильной и рециклированной континентальной коры, сформированной в течение главных прошлых эпох орогения тихоокеанского типа, нарушается.

Традиционно соотношение ювенильной и рециклированной коры оценивалось по геохимическим и изотопным данным, полученным по гранитоидам. При таких подходах игнорируются или недооцениваются геологические данные, предполагающие, что часть продуктов островодужного магматизма могла быть «утеряна» в процессе тектонической эрозии. Также часто недооценивается роль основного магматизма в корообразовании и не учитываются осадочные породы, образованные за счет эрозии внутриокеанических дуг. Поэтому природа того или иного внутриконтинентального орогена тихоокеанского типа может быть реконструирована недостаточно точно. Не так давно пришло понимание еще одной важной особенности зон субдукции как единственных путей

поставки в мантию не только океанической коры, но и разрушаемого на поверхности материала континентальной коры [15, 39, 50, 53, 61, 79, 80, 81].

В данной статье дается обзор представлений о процессах тектонической эрозии, включая понятие термина «тектоническая эрозия», ее причины, факторы и следствия, примеры современной тектонической эрозии на КОТТ Циркум-Пацифики и древние КОТТ в составе Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) – крупнейшего в мире орогена тихоокеанского типа, образованного в ходе эволюции КОТТ Палеоазиатского океана и его последующего закрытия [23, 78, 83].

#### ПОНЯТИЕ СУБДУКЦИОННОЙ ИЛИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭРОЗИИ

Изучение геологии и стратиграфии КОТТ выявило наличие среди них двух контрастных типов: аккрецирующих и эродирующих (рис. 2) [66]. Аккрецирующие или растущие окраины характеризуются породами более древних аккреционных комплексов и отложениями фронтальной призмы, сложенной активно деформирующимися осадками, срезаемыми с субдуцирующей плиты. Со временем аккрецирующие окраины растут в сторону океана, т.е. глубоководный желоб отступает (рис. 2, а). Эродирующие или неаккрецирующие окраины характеризуются близким расположением пород магматической дуги и желоба и небольшим количеством или отсутствием пород бо-

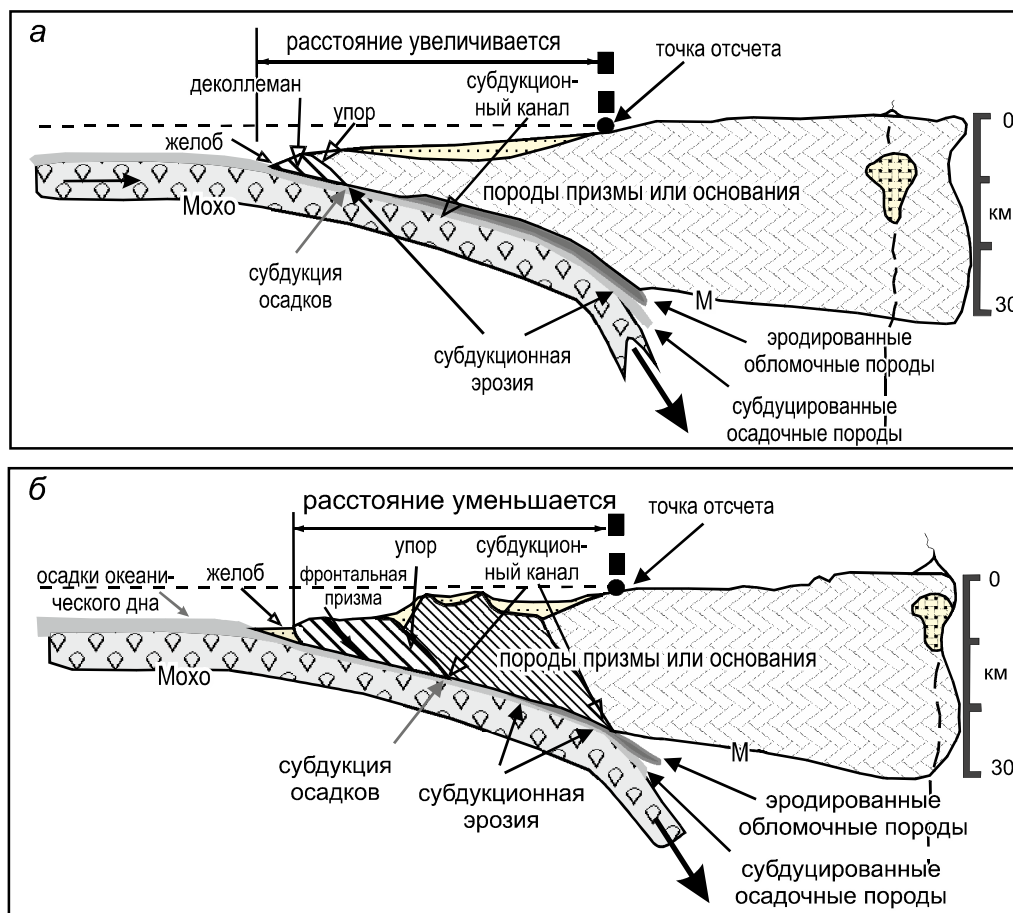


Рис. 2. Схемы конвергентных окраин тихоокеанского типа [66].

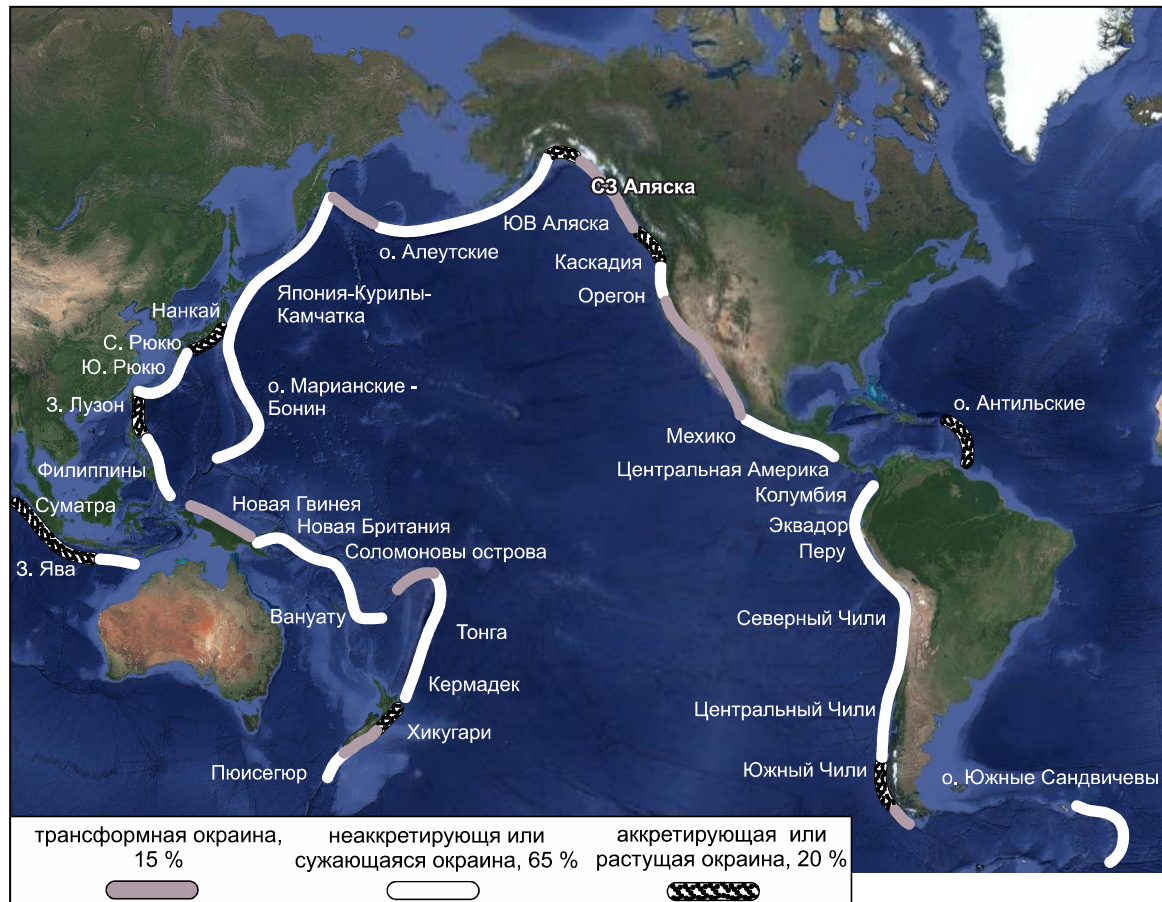
а – аккрецирующие окраины растут в сторону океана, т.е. глубоководный желоб отступает; б – эродирующие окраины со временем сужаются, т.е. желоб приближается к дуге.

лее древних аккреционных комплексов. Со временем эродирующие окраины сужаются, т.е. желоб приближается к дуге (рис. 2, б) [19, 61, 63, 66, 70, 79].

По существующим оценкам, современная Пацифика и смежные регионы окружены на 20 % аккрецирующими и на 65 % эродирующими окраинами (рис. 3) [19, 66]. Остальные 15 % границ между океаническими и континентальными плитами являются трансформными [27]. Аккрецирующие окраины трансформируются мощными поясами осадков океанического дна, которые практически непрерывно отделяются от поверхности погружающейся или поддвигаемой океанической плиты и механически (тектонически) присоединяются к уже аккрецированным ранее (более древним) породам висячего крыла зоны субдукции (рис. 2, а). На таких окраинах происходит рост аккреционной призмы в сторону океана на протяжении как минимум 10–20 млн лет. Аккреционная призма состоит из трех основных элементов: 1) фронтальной призмы, осадки которой максимально деформируются и

активно аккрецируют в сторону океана; 2) срединной призмы, осадки которой аккрецируют в сторону суши и причленяются к более древним отложениям последнего элемента призмы – 3) внутренней призмы. Крупнейшие и растущие аккреционные призмы (> 40 км шириной), как правило, образуются у конвергентных окраин, вдоль которых протягиваются глубоководные желоба, заполненные осадочными отложениями мощностью больше 1.5–2 км, а также где скорость ортогональной субдукции поддвигающейся плиты меньше ~40–50 км/млн лет, например, у островов северной Каскадии, Макран, Малой Антильской дуги и Суматры (рис. 3) [66].

Однако подавляющее большинство современных КОТТ – эродирующие (рис. 2, б, 3). Понятие субдукционной или тектонической эрозии описывает отделение и транспортировку осадков и консолидированных/твердых пород верхней плиты (висячего крыла зоны субдукции) в субдукционный канал, по которому материал далее перемещается вместе с ниж-



**Рис. 3.** Соотношение аккретирующих (growing or accreting margin) и эродирующих (narrowing or non-accreting margin) конвергентных окраин Циркум-Пацифики и смежных регионов [из 19, 27 с изменениями].

ней плитой (лежащее крыло зоны субдукции) на более глубокие уровни, вплоть до мантии. При этом разрушаются породы как всех трех элементов самой аккреционной призм: фронтальной и срединной призм (верхняя часть висячего крыла) и внутренней призм, так и основания магматической дуги (нижняя часть висячего крыла) [18, 29, 74].

#### СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СУБДУКЦИОННОЙ ЭРОЗИИ: ПРИЧИНЫ И СЛЕДСТВИЯ

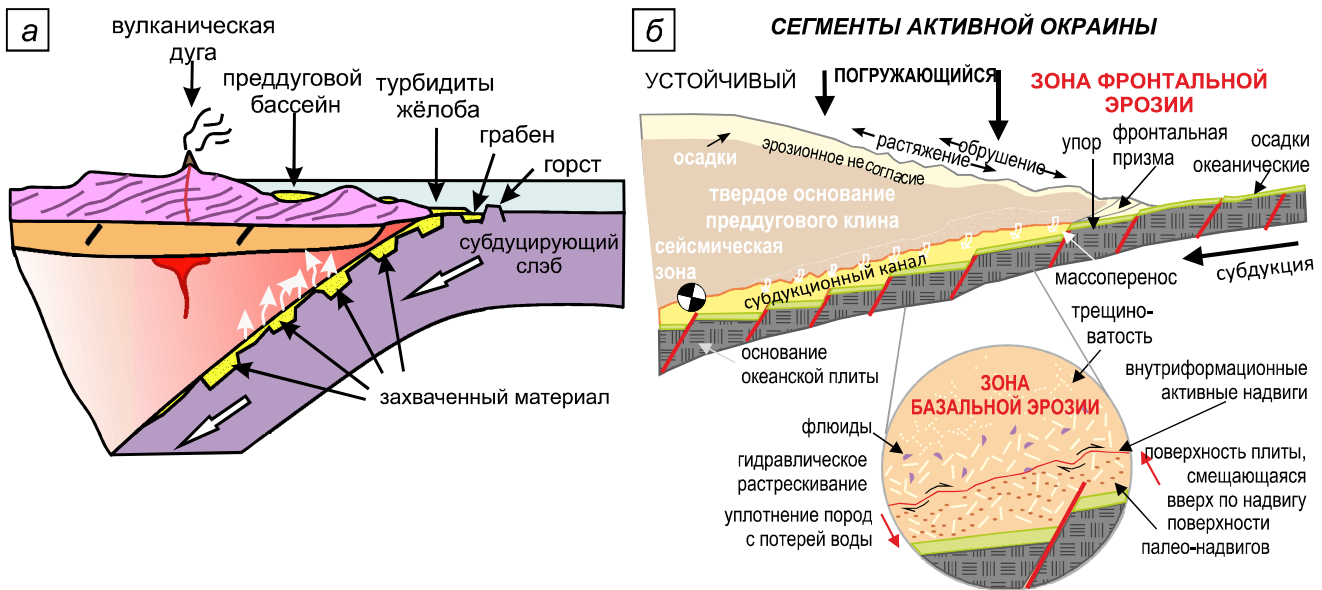
Первые свидетельства тектонической эрозии были получены при изучении сейсмических профилей через желоб Тонга юго-восточной Пацифики [30] и желоб Нанкай около Японских островов [31, 73]. На них было идентифицировано, что слабо консолидированный обломочный материал попадает в грабеновые ловушки, образованные разломами/трещинами на поверхности погружающейся океанической плиты. Позже процессы тектонической и субдукционной эрозии были описаны на других более молодых и современ-

ных объектах Циркум-Пацифики, в первую очередь Японии [35, 55, 61] и Южной Америки [72].

Механизм тектонической эрозии включает разрушение океанического слэба, островных дуг, аккреционной призм, передовой дуги и преддугового клина в результате подвигания океанической плиты, надвигообразования, наличия горстообразного и иного рельефа на поверхности субдуцирующей океанической плиты (рис. 4) и разрушения пород под воздействием воды (рис. 4, б) [69, 76, 79]. На некоторых КОТТ эрозия усиливается прохождением через зону субдукции элементов рельефа океанического дна (симаунты, хребты, системы горстов и грабенов). Важнейшим элементом КОТТ и, как говорилось выше, местом образования новой коры являются магматические дуги, особенно внутриконтинентального типа.

Современные магматические дуги имеют мощность коры 20–30 км и длину несколько сотен километров [64, 69]. Фронтальная субдукционная эрозия и сокращение самой дистальной части висячего кры-





**Рис. 4.** Тектоническая эрозия как разрушение океанического слэба, островных дуг, аккреционной призмы и фронтальной дуги на КОТТ за счет рельефа погружающейся океанической плиты либо трещинами и рельефом океанического дна (а), либо процессами гидравлического растрескивания (б) [76, 79].

ла связаны с механическим разрушением материала склона в его нижней части (рис. 4, а). Фронтальная эрозия разрушает образования преддуговой призмы за счет сочетания поверхностной эрозии и гравитационного обрушения пород и их последующей транспортировки в глубоководный желоб, в устье субдукционного канала [20, 21, 76]. Базальная субдукционная эрозия средних и нижних уровней передовой дуги связана с процессами абразии и гидравлического разрушения пород (рис. 4, б), в результате которого материал основания висячего крыла КОТТ разрушается, отделяется и переносится в субдукционный канал [68]. Таким образом, фронтальная и базальная тектоническая эрозия разрушают и утоняют консолидированные и рыхлые породы передовой дуги, что ведет к сужению всей активной окраины. В результате этого мощность/размеры магматических дуг уменьшаются, расстояние между желобом и дугой сокращается, а сама дуга гипсометрически опускается [66, 68]. Степень/масштаб базальной тектонической эрозии может усиливаться во время сильных землетрясений, связанных с зонами субдукции [78].

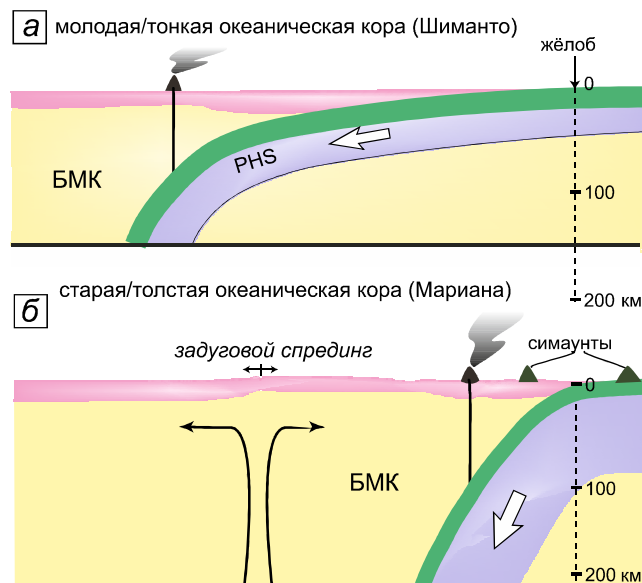
Важнейшим фактором субдукционной эрозии является рельеф океанического дна. Что происходит с океаническим поднятием (остров, симаунт, плато, хребет) при приближении к зоне субдукции? Наиболее распространенными и доказанными на современных КОТТ являются два сценария: субдукция и аккреция. Предполагается усиление аккреции с одной сто-

роны, и усиление тектонической эрозии – с другой. Последнее происходит посредством выполаживания угла субдукции [68] и рассечения активной окраины с образованием окна слэба. При субдукции океанической плиты океанические поднятия могут быть аккрецированы к активной окраине и/или полностью или частично субдуцированы в мантию. Некоторые исследователи полагают, что, обладая высоким положительным рельефом, океанические острова усиливают аккрецию [25, 32, 34]. Механическое приращение океанических островов к активной окраине способствует большей аккреции осадков, отделяемых от погружающейся плиты, и накоплению более мощных отложений как самой аккреционной призмы, так и преддуговой области, т.к. океанические поднятия служат своеобразным упором и могут даже временно заблокировать зону субдукции [1]. Все это способствует более интенсивному «срезанию» осадочных и даже магматических пород с поверхности погружающегося слэба и их присоединению к висячему крылу активной окраины. Блокировка зоны субдукции океаническими поднятиями может также привести к обдукции офиолитов и/или эксгумации ранее субдуцированных пород.

Степень аккреции океанических поднятий зависит от нескольких факторов, самыми важными из которых являются величина самого поднятия и угол наклона субдуцирующей океанической плиты. В случае больших поднятий аккрецируются, как правило,

только их верхние части, а при аккреции океанического плато мощность аккреционной призмы резко увеличивается [13, 14]. Угол наклона субдуцирующей плиты зависит от ее возраста и/или мощности, т.е. чем старше плита и, следовательно, больше ее мощность, тем круче угол субдукции. Например, угол наклона относительно молодой океанической коры Филиппинской плиты, погружающейся в желоб Нанкай около южной части Японских островов [61], небольшой, что приводит к «срезанию» с поверхности слэба и аккреции всех симаунтов и даже базальтов MORB (рис. 5, а). Зрелая кора, более мощная и тяжелая, как таковая Тихоокеанской плиты в районе Марианской дуги, погружается под большим углом, что приводит к субдукции MORB и аккреции только OIB (рис. 5, б). Кроме этого, возможна и плоская субдукция (flat-subduction, flat-slab-subduction) в случае повышенной плавучести плиты за счет погружающихся асейсмических хребтов, как, например, у восточных берегов Южной Америки [10, 28]. Если океанические поднятия аккретируются частично, то их оставшаяся часть субдуцирует в мантию. Субдукция любых поднятий на поверхности океанического слэба усиливает тектоническую эрозию всячего крыла КОТТ, включающего аккреционную призму и смежную вулканическую дугу (рис. 5, б) [11, 58, 66, 68, 74]. Таким образом, эродирующие КОТТ обычно формируются в случае косой, пологой (плоской) и быстрой субдукции с участием погружающихся хребтов и небольших асейсмических цепочек океанических поднятий. Аккретирующие КОТТ связаны с ортогональной, крутой и медленной субдукцией с участием приближающегося океанического плато и высоких/больших океанических островов. Взаимодействие зоны субдукции с океаническим поднятием может усиливать и тектоническую эрозию, что приводит к разрушению аккреционной призмы. Это способствует погружению или проседанию самой дуги и поступлению в мантию большого количества эродированного материала как основания самой дуги, так и отложений аккреционной призмы.

Другой фактор субдукционной эрозии, также относящийся к рельефу океанического дна, – погружающийся срединно-океанический хребет (СОХ). Рельеф СОХ и рельеф, образованный системой горстов и грабенов (рис. 4), связанных с трансформными разломами и разломами-трещинами в месте изгиба субдуцирующего слэба, разрушают всячее крыло зоны субдукции, т.е. основание аккреционной призмы и магматической дуги. Это приводит к отделению фрагментов основания аккреционной призмы, т.е. магматических и осадочных пород стратиграфии океаниче-



**Рис. 5.** Субдукция молодой (а) и более зрелой (б) океанической коры [из 51, с изменениями].

БМК – большой мантийный клин [83], PHS – Филиппинское море.

ской плиты, и фрагментов дуги, т.е. plutonic, реже субвулканических магматических пород среднего и кислого состава – диоритов, тоналитов, плагиогранитов и других гранитоидов [54, 62]. Фрагменты этих пород либо разрушаются еще в большей степени и погружаются глубоко в мантию [39, 61], либо входят в состав серпентинитового меланжа вместе с эксгумированными с больших глубин метаморфическими породами высоких давлений [1, 2, 6, 22, 56, 65]. При разрушении основания всячего крыла зоны субдукции происходит сокращение расстояния между дугой и желобом, и ось вулканической дуги может сместиться в сторону континента (рис. 2). При этом надводный край дуги может начать гипсометрически опускаться и погружаться под воду [36].

#### ПРОЯВЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭРОЗИИ В ЦИРКУМ-ПАЦИФИКЕ

Процессы субдукционной эрозии материала магматических дуг и аккреционных комплексов широко проявлены на конвергентных окраинах современного Тихого океана и смежных регионов, например, над зонами субдукции Южной Америки (Гватемала–Коста Рика), ЮЗ Пацифики (Тонга, Филиппины), Аляски и Японских островов (желоб Нанкай) (рис. 3). Примерами в Циркум-Пацифике являются хорошо изученные локации интенсивного разрушения коры около центрального побережья Чили, где океанический хребет погружается в зону субдукции [16], и желоба Тонга,

где погружается цепочка симаунтов Луисвилль [11]. На Филиппинской плите фиксируются явления прямой субдукции островодужных построек, т.к. эти дуги упираются в желоб Нанкай практически под прямым углом, и при этом над ними не образуются аккреционные комплексы [80]. Процесс отделения крупных линзообразных масс был зафиксирован вдоль коста-риканского сектора Средне-Американской передовой дуги [57].

Работы по Японским островам, основанные на геологических и геофизических наблюдениях [36, 55, 61] и данных по U-Pb датированию цирконов [35], выявили тектоническую эрозию на более древних КОТТ Циркум-Пацифики. Например, тектоническая эрозия нижней части висячего крыла аккреционного комплекса восточного Хоккайдо была реконструирована по прекращению магматизма и превращению дуги в амагматическую, уменьшению мощности коры и топографическому опусканию прибрежной части комплекса [36]. Тектоническая эрозия аккреционной призмы Шиманто была предположена по отсутствию более древних аккреционных толщ между разновозрастными аккретированными породами Шиманто и гранитоидами Риоке на острове Хонсю и по их наличию на островах Кюсю и Шикоку (рис. 6) [55, 61]. Исчезновение из геологической летописи Японских островов ордовикской внутриокеанической дуги в раннем карбоне было реконструировано по спектрам U-Pb возрастов детритовых цирконов из турбидитовых песчаников разного возраста острова Хонсю [26, 35]. Хорошим примером тектонической эрозии является соотношение средне-позднеюрской аккреционной призмы и континентальной окраины в Сихотелинском орогенном поясе [42] (рис. 7). Эта аккреционная призма непосредственно граничит с пермским вулcano-плутоническим поясом активной континентальной окраины. Пермский аккреционный комплекс отсутствует или предполагается наличие только его небольших фрагментов [82]. Отложения триасовой и раннеюрской пассивной или трансформной континентальной окраины присутствуют только в фрагментах плиты с юрской аккреционной призмой (Сергеевский террейн) [4], которые сохранились при ее субдукционной эрозии. На континентальной окраине отсутствует средне-позднеюрская вулканическая дуга. Эти и другие данные предполагают модель плоской субдукции [5], которая может объяснить интенсивный характер субдукционной эрозии [68].

Примеры взаимодействия погружающихся хребтов и островов/симаунтов на КОТТ находятся как в западной, так и в восточной Пацифике (рис. 8). Одним из примеров является цепь симаунтов Кодиак-Боуи, которая возможно способствовала развитию аккрети-

рующей окраины вдоль Аляскинского желоба (рис. 3), потому что аккреционный комплекс северо-восточного сегмента Аляски включает симаунт Кодиак с возрастом 24 млн лет. В то же время, конвергентная окраина вдоль желоба юго-западного сегмента Аляски – эродирующая, и там не зафиксировано аккретированных симаунтов.

Результаты батиметрической и сейсмической съемки показали, что зоной активного взаимодействия погружающихся симаунтов и конвергентной окраины является побережье центральной Коста-Рики (рис. 8, б). В этом регионе происходит субдукция океанической плиты Кокос, покрытой большим количеством симаунтов (рис. 8, в). На изображениях, полученных методом многолучевой батиметрии, видны структуры разрушения на поверхности аккреционной призмы погружающимися симаунтами (рис. 8, г) [12, 75, 77]. В течение короткого времени такие структуры залечиваются поступающими осадками, но их следы остаются на поверхности и фиксируются мульти-лучевой батиметрией [75]. Побережье Коста-Рики является сейсмически активным районом, где к зоне субдукции приближаются не только многочисленные симаунты, но и хребет Кокос (рис. 8, б). Сейсмическое профилирование, выполненное также вдоль побережья Коста-Рики, показало, что этот сегмент зоны субдукции испытывает сильное тектоническое воздействие со стороны погружающейся плиты. Имеющиеся оценки степени хрупких деформаций и напряжений пород показывают их рост от флангов субдуцирующих симаунтов к их вершинам и связь с ними сейсмичности [48].

На рис. 9 показан сейсмический профиль аккреционной призмы около полуострова Оса Коста-Рики, на котором видны субдуцированные симаунты и связанные с ними очаги деформаций. Данные по сейсмичности этого региона показали, что знаменитое землетрясение Оса 2002 года и его афтершоки зародились на передовом фланге двух субдуцирующих симаунтов. Результаты 3D-моделирования предполагают, что эпицентрами землетрясений были зоны максимальных тектонических напряжений. Причем максимальные хрупкие деформации связаны со склонами симаунтов, обращенными в сторону желоба. В совокупности все данные по сейсмичности и деформациям в нависающей плите свидетельствуют об их связи с субдукцией элементов рельефа погружающейся плиты Кокос (рис. 8, б-г) [48]. Таким образом, взаимодействие аккретирующих и субдуцирующих океанических поднятий с КОТТ вносит вклад в процессы образования, преобразования и разрушения континентальной коры на конвергентных границах литосферных плит.

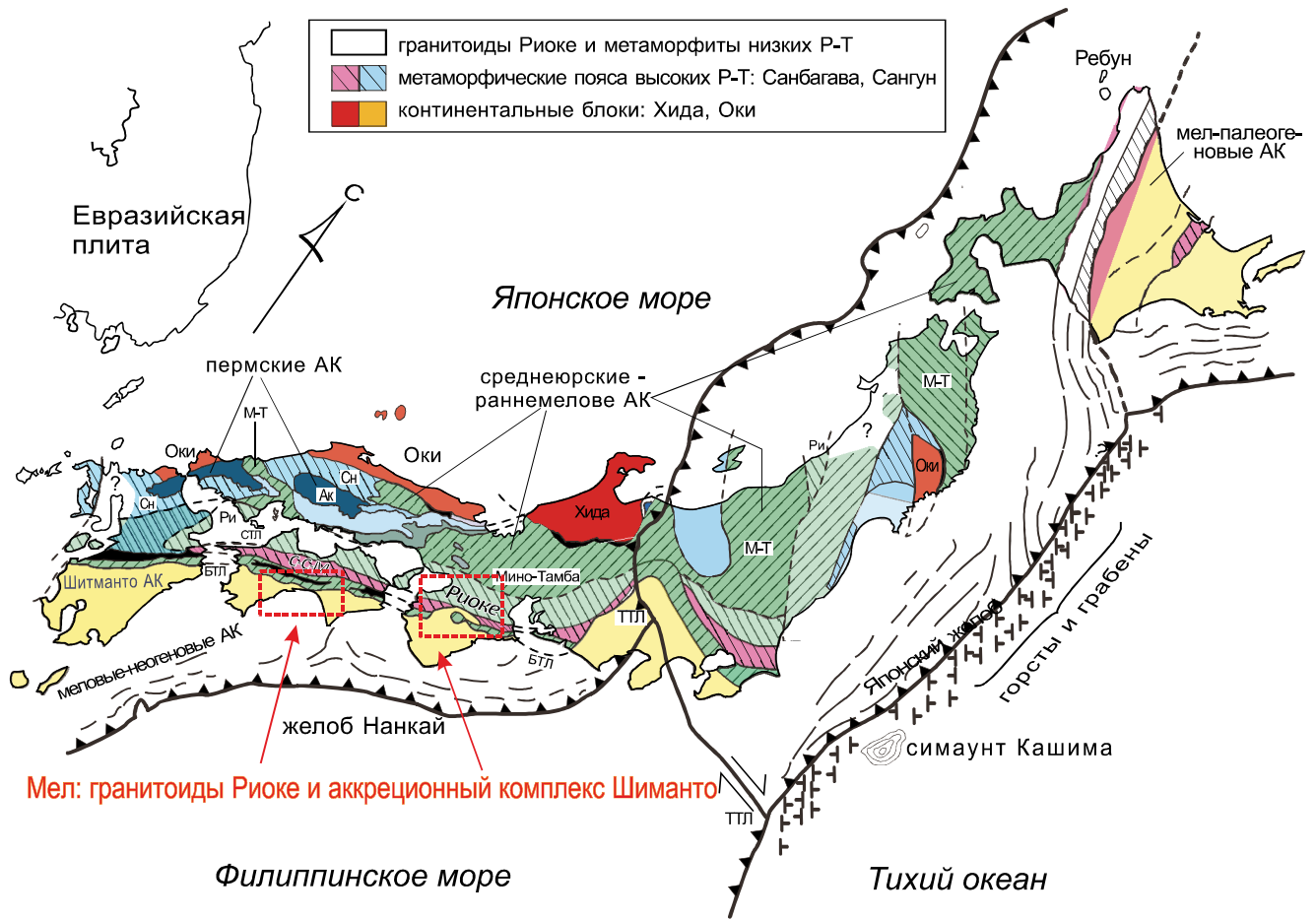


Рис. 6. Тектоническая схема центральной и юго-западной Японии из [33, 35, 62].

Ак – Акиоши АК; БТЛ – Буцуго тектоническая линия; М-Т – Мино-Тамба АК; СТЛ – Срединная тектоническая линия; С-С-М – пояс Самбозан-Санбагава-Микабу, Сн – пояс Сангун, ТТЛ – Танакура тектоническая линия. Районы сохранившихся и исчезнувших домеловых аккреционных комплексов обозначены прямоугольниками (показаны вне масштаба). АК – аккреционный комплекс

Примером субдукционной эрозии, связанной с погружающимся срединно-океаническим хребтом, является побережье Чили, особенно его южная часть, где в зону субдукции погружается срединно-океанический хребет, разделяющий плиты Наска и Антарктическую. До недавнего времени граница Южно-Американской и Антарктической плит была трансформная (рис. 2) [27]. В настоящее время эта граница носит эрозирующий характер. Свидетельством этому является наличие несогласия над более древними породами аккреционной призмы, свидетельствующего об опускании ее краевой части под воду, и ничтожный объем осадков, слагающих аккреционную призму, по сравнению с ожидаемым объемом, рассчитанным по мощности осадков океанической плиты и средней скорости субдукции [66]. Смещение оси желоба в сторону континента фиксируется по перекрытию океанических глубоководных отложений призмы мелководными или континентальными отложениями. Такая

ситуация зафиксирована у побережья Чили, где усечение и утонение преддуговой области сопровождается миграцией в сторону суши как оси желоба, так и магматической дуги [40].

#### ПРОЦЕССЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭРОЗИИ И КООРДОБРАЗОВАНИЕ

Тектоническая эрозия играет важную роль в процессах корообразования и оценки вкладов ювенильной и рециклированной коры в структуру того или иного орогена, континента, кратона. На рисунке 10 показано, что к континентальным активным окраинам аккретируются не только внутриокеанические дуги, но и соответствующий объем верхних слоев океанической коры минус субдуцирующая океаническая литосфера (преимущественно базальты и нижележащие габбро и перидотиты) и разрушенный в результате тектонической эрозии материал дуг и аккреционных комплексов [66, 68]. Рост



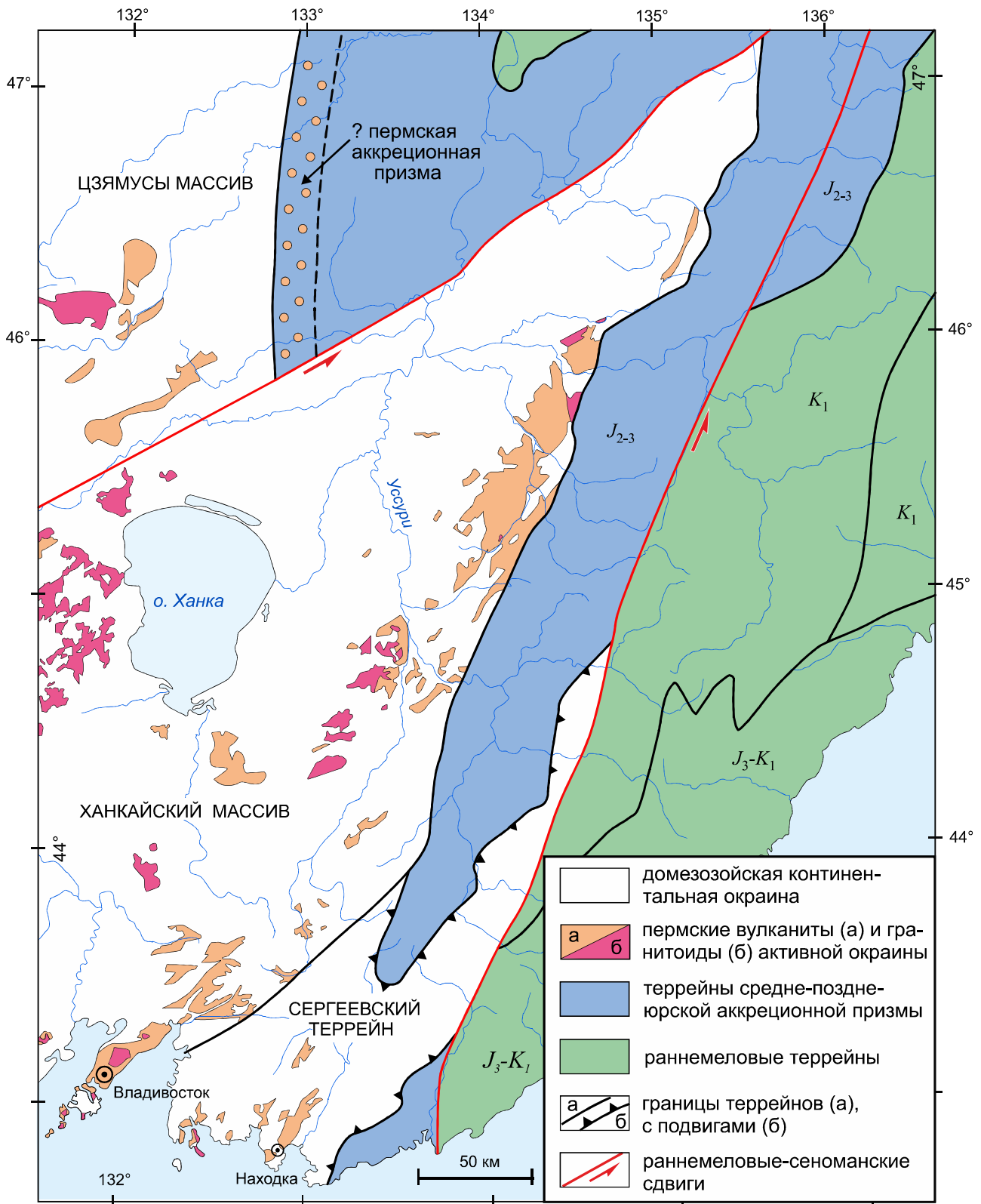
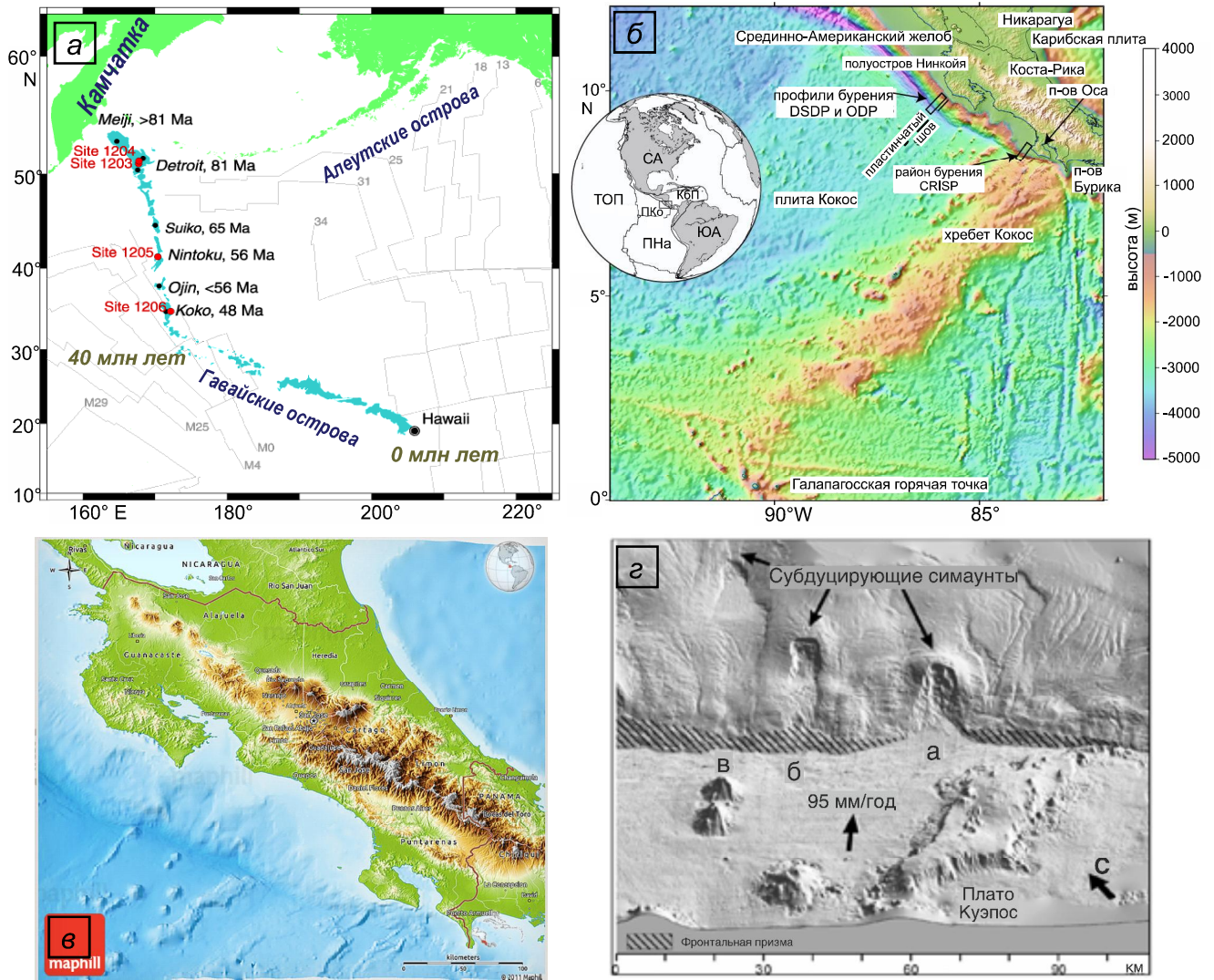


Рис. 7. Тектоническая схема юга Дальнего Востока России и прилегающих районов Китая, предполагающая юрскую тектоническую (субдукционную) эрозию.



**Рис. 8.** Императорско-Гавайская система симаунтов и океанических островов (а), побережье Коста-Рики – зона активной субдукции и тектонической эрозии (б), 3D изображение погружающейся плиты Кокос (в), результаты многолучевой батиметрической съемки прибрежной части центральной Коста-Рики, иллюстрирующие разрушающий эффект от субдуцирующих симаунтов (з): а – разрушение аккреционной призмы субдуцирующим симаунтом, б – ранее разрушенный залеченный сегмент; в – изменение залеченной призмы вторичными элементами океанического дна [75].

континентов за счет аккреции и потери коры за счет тектонической эрозии представляют собой два противоположных по результатам сценария взаимодействия плит на КОТТ. Аккреция увеличивает объем континентальной коры примерно на  $0.3 \text{ км}^3$  в год, в то время как тектоническая эрозия снижает таковой на  $1.3 \text{ км}^3$  в год. Клифт с соавторами [19] подсчитали, что при общем балансе масс образующейся ( $4.2 \text{ км}^3$  в год) и разрушающейся ( $6.6 \text{ км}^3$  в год) континентальной коры может произойти полное исчезновение континентов (рис. 10). При этом надо учесть, что чем меньше континентов, тем меньше вероятность их разрушения и эрозии, поэтому их полное исчез-

новение маловероятно. Важнейшим выводом такой оценки, по мнению авторов, является более высокая степень субдукции и рециклинга материала континентальной коры в верхнюю мантию, а возможно и глубже, по сравнению с деляминацией материала нижней коры. Погружение коры глубоко в мантию соответствует геофизической модели общемантийной конвекции [41, 71] и геохимическим данным, свидетельствующим, что материал субдуцированной коры участвует в образовании мантийных плюмовых источников.

Поскольку глобальные долгосрочные оценки скорости корообразования показывают, что скорость раз-

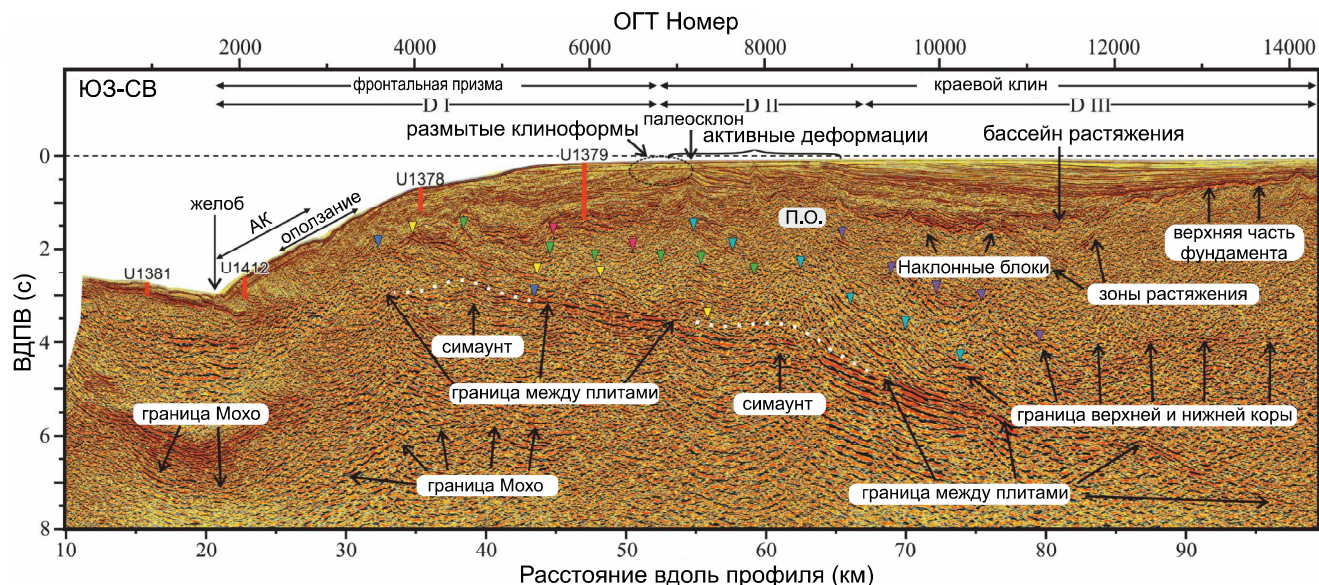


Рис. 9. Сейсмический профиль, полученный методом широкоугольной многоканальной съемки отраженных волн, через аккреционную призму полуострова Оса у побережья Коста-Рики [48].

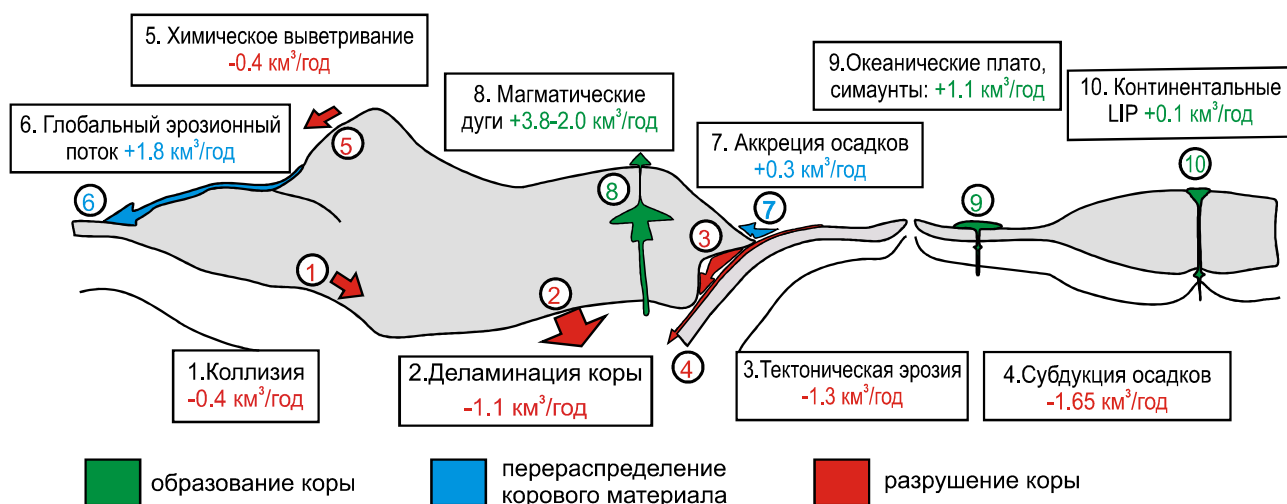


Рис. 10. Глобальные долгосрочные оценки скорости образования и разрушения коры [19], показывающие, что первые заметно выше, чем последние.

рушения коры заметно выше, чем ее прирост [19, 67, 69], было предположено, что такие процессы действовали и в палеозойских и мезозойских палеоокеанах, например, Палеоазиатском, при закрытии которого образовался ЦАСП [17, 23, 24, 59, 63, 84]. Важным аспектом изучения древних орогенов тихоокеанского типа являются геологические данные – наличие в таких орогенах аккреционных комплексов, внутриокеанических (островных) дуг, отложений стратиграфии океанической плиты (СОП) и голубых сланцев, образованных за счет метаморфизма базальтов типа

MORB и OIB [2, 3, 52, 63, 64]. По таким геологическим данным (наличие внутриокеанических дуг, СОП и голубых сланцев), а также многочисленным определениям Nd изотопного состава гранитоидов [37] было показано, что Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП) представляет собой крупнейший в мире ороген тихоокеанского типа и является главной локацией образования фанерозойской ювенильной коры [63]. С другой стороны, по данным изотопии Hf в цирконах, в нем оказалось много (до 40 %) фрагментов рециклированной коры [46, 47]. Причиной такого



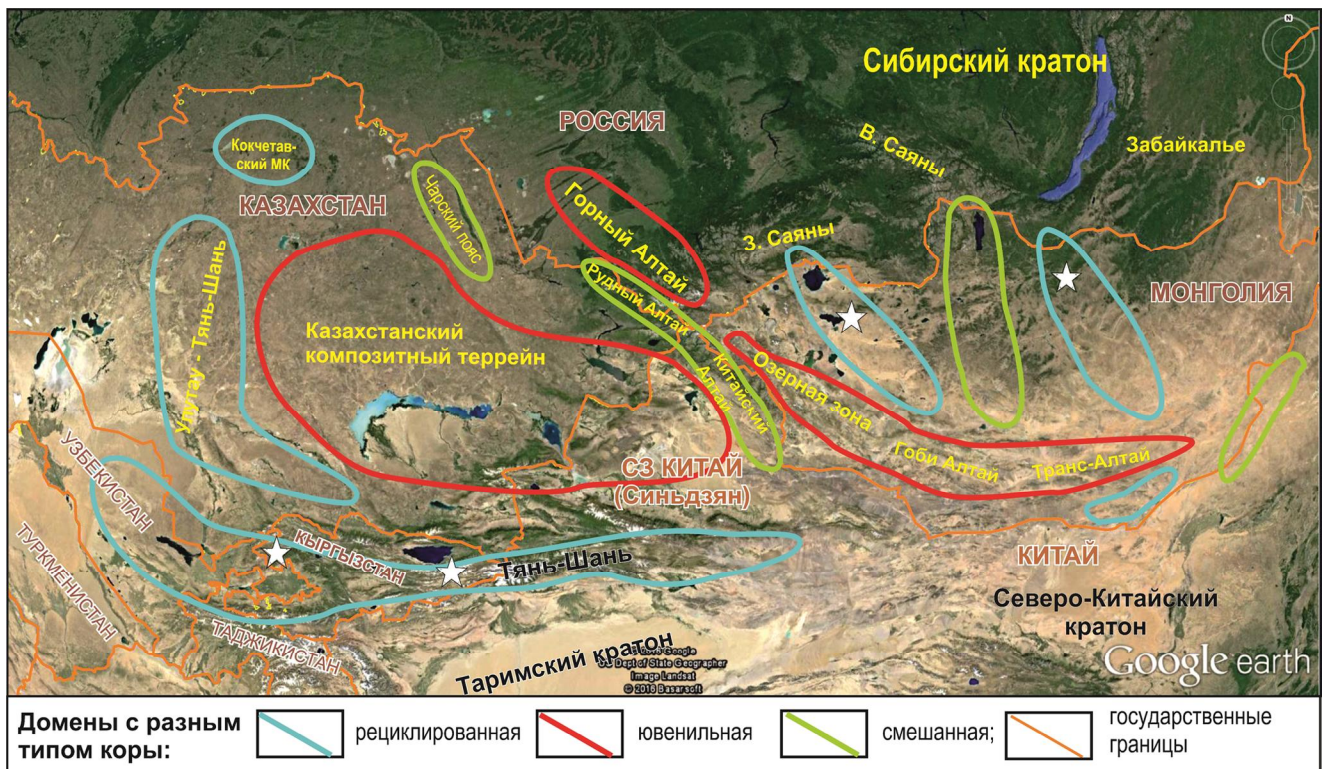


Рис. 11. Схема Центрально-Азиатского складчатого пояса с показанными сегментами коры разной природы [63].

Белыми звездами показаны локации, наиболее перспективные для изучения эпизодов тектонической эрозии на КОТТ Палеоазиатского океана.

расхождения и могут быть процессы тектонической эрозии части ювенильной коры (рис. 10).

#### ПЕРИОДЫ ТЕКТНИЧЕСКОЙ ЭРОЗИИ НА КОНВЕРГЕНТНЫХ ОКРАИНАХ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА

В истории Земли в целом и в фанерозойской истории Азии в особенности были периоды, когда на КОТТ преобладали процессы аккреции, но были и такие, когда большая часть вновь образованной континентальной коры островных дуг и аккрецированных океанических пород разрушалась. При формировании Азиатского континента, особенно его ядра – ЦАСП [60], образованного при закрытии ПАО, процессы аккреции доминировали на его КОТТ в позднем неопротерозое–раннем палеозое и позднем палеозое–раннем мезозое, а тектонической эрозии – в среднем палеозое [63]. Наиболее перспективными с точки зрения тектонической эрозии регионами и объектами ЦАСП являются надсубдукционные и аккреционные комплексы палеозойского возраста СЗ Алтая, центрального и восточного Казахстана, южного Забайкалья – северной Монголии, южного (Кыргызстан, Узбекистан) и северного (Кыргызстан) Тянь-

Шаня (рис. 11). В складчатых поясах тихоокеанского типа этих регионов имеются признаки исчезновения больших объемов континентальной коры (сокращенное расстояние между одновозрастными надсубдукционными и аккреционными образованиями) и/или широко проявлены песчаники грауваккового состава, а одновозрастные и схожие по составу (геохимические характеристики, изотопный состав) магматические комплексы находятся в резко подчиненном количестве.

В целом, геологическими критериями тектонической эрозии являются (1) малые размеры магматических тел с надсубдукционными геохимическими характеристиками, (2) уменьшенное (по сравнению с актуалистическими аналогами) расстояние между желобом и магматической дугой, если таковая сохранилась, (3) присутствие в серпентинитовых меланжах, характерных для многих орогенов тихоокеанского типа, фрагментов пород магматических дуг. Разрушение магматических дуг и снос эродированного материала в преддуговой бассейн и глубоководный желоб приводит к формированию характерных обломочных осадочных пород – граувакковых турбидитов и песчаников. Такие обломочные породы, связанные



с внутриокеаническими зонами субдукции, по валовому составу практически идентичны магматическим продуктам «материнских» дуг. Они часто содержат детритовые цирконы, возраст которых отвечает времени субдукционного магматизма. Напротив, песчаники окраинно-континентальных дуг отражают в составе увеличение доли сиалических источников сноса и содержат детритовые цирконы более древние, чем ассоциирующие надсубдукционные магматические породы.

Вследствие субдукционной эрозии при субдукции и закрытии океана магматические дуги могут быть частично или даже полностью утрачены из геологической летописи. В отличие от них большая часть граувакковых турбидитов и песчаников остается на поверхности, позволяя нам определить природу бывшей магматической дуги – внутриокеаническую или окраинно-континентальную. Если геохимические характеристики песчаников соответствуют среднему составу основных и средних островодужных магматических серий (толеитовые и известково-щелочные базальты и андезиты), изотопный состав Nd в породе и Hf в цирконах соответствует ювенильной коре (положительные  $\epsilon_{Nd}$  и  $\epsilon_{Hf}$ ), а распределение U-Pb возрастов детритовых цирконов из песчаников имеет унимодальный характер, то исходная, с высокой долей вероятности, дуга была внутриокеаническая. Если состав песчаников предполагает доминирование в источниках сноса андезитов и кислых разновидностей (дациты-гранодиориты и риолиты-граниты), их величины  $\epsilon_{Nd}$  и  $\epsilon_{Hf}$  имеют отрицательные значения, а распределение U-Pb возрастов детритовых цирконов полимодальное, то разрушалась, скорее всего, континентальная дуга (или активная континентальная окраина).

Следовательно, диагностика процессов тектонической эрозии в древних складчатых поясах, образованных при закрытии палеоокеанов, требует мультидисциплинарных исследований. Главными подходами являются (1) детальные полевые работы с оценкой параметров островодужных магматических структур (длина, ширина, мощность) и расстояния между ними и отложениями глубоководных желобов, отбор представительных коллекций магматических и осадочных пород; (2) U-Pb датирование цирконов из магматических пород (средние и кислые разновидности) и детритовых цирконов из песчаников с целью определения их возраста и выяснения характера возрастных спектров (унимодальный или полимодальный); (3) геохимическое исследование (определение концентраций главных и редких элементов) магматических и осадочных пород; (4) анализ изотопного состава Nd

в породе и Hf в цирконах для определения характера источников магматических пород (ювенильный или рециклированный); (5) систематизация данных, выделение главных периодов и оценка масштабов тектонической эрозии для того или иного региона ЦАСП. С практической точки зрения перспективным представляется корреляция между процессами тектонической эрозии и процессами образования медно-порфировых месторождений по аналогии с таковыми, трассирующими зоны субдукции тихоокеанской окраины Южной Америки.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате субдукционной или тектонической эрозии большое количество корового материала, в том числе и ювенильного, разрушается и исчезает с поверхности Земли. Следовательно, изначальное соотношение ювенильной и рециклированной континентальной коры, сформированной в течение главных прошлых эпох орогении тихоокеанского типа, нарушается и смещается в пользу последней. Пропорции ювенильной и рециклированной коры во внутриконтинентальных орогенах, образованных на месте закрытия палеоокеанов, являются предметом жарких научных дискуссий в науках о Земле за последние 20 лет [8, 9, 37, 38, 43–46, 47, 63], т.к. они имеют важнейшее как теоретическое значение для оценки скоростей роста коры, так и практическое значение при определении природы орогена – тихоокеанской (субдукционно-аккреционной) или гималайской (коллизивной) – и оценки его перспективности на те или иные типы месторождений полезных ископаемых. Традиционно соотношение ювенильной и рециклированной коры оценивалось на основании геохимических и изотопных данных, полученных по гранитоидам/кислым вулканитам. При традиционных подходах игнорируются или недооцениваются геологические данные, предполагающие, что часть продуктов островодужного магматизма могла быть «утеряна» в процессе субдукционной эрозии. В результате природа того или иного внутриконтинентального орогена может долгое время оставаться предметом жарких дискуссий, как это произошло с Центрально-Азиатским складчатым поясом, крупнейшим орогеном тихоокеанского типа, образованном в ходе эволюции и закрытия Палеоазиатского океана [17, 23, 37, 46, 47, 59, 63, 79, 84]. Поэтому выделение периодов и локаций субдукционной эрозии на конвергентных окраинах Палеоазиатского океана, а также реконструкция эродированных палеозойских внутриокеанических дуг должна проводиться с использованием критериев, разработанных на современных конвергентных окраинах Тихого океана. Наи-

более перспективными с точки зрения субдукционной эрозии регионами ЦАСП являются палеозойские над-субдукционные комплексы СЗ Алтая, центрального и восточного Казахстана, южного Забайкалья – северной Монголии, южного (Кыргызстан, Узбекистан) и северного (Кыргызстан) Тянь-Шаня. Изучение процессов, приведших не только к образованию, но и к исчезновению больших объёмов корового материала, весьма актуально в связи с необходимостью реальной оценки природы и скорости роста континентальной коры ЦАСП и разработки корректных тектонических моделей эволюции ЦАСП для повышения достоверности прогнозов и поиска месторождений полезных ископаемых.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 21-77-20022; обзор опубликованных моделей, подготовка публикации) и задания Министерства науки и образования РФ (данные по ЦАСП).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буслов М.М., Ватанабе Т. Внутрисубдукционная коллизия и ее роль в эволюции аккреционного клина (на примере Курьинской зоны Горного Алтая, центральная Азия) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. С. 82–93.
2. Волкова Н.И., Скляр Е.В. Высокобарические комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса: геологическая позиция, геохимия и геодинамические следствия / Н.И. Волкова, Е.В. Скляр // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 109–119.
3. Волкова Н.И., Ступаков С.И., Бабин Г.А., Руднев С.Н., Монгуш А.А. Подвижность редких элементов при субдукционном метаморфизме (на примере глаукофановых сланцев Куртушибинского хребта, Западный Саян) // Геохимия. 2009. С. 4401–414.
4. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. В 2-х кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
5. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Хейлунцзянский комплекс – фрагмент юрской аккреционной призмы в тектонических окнах перекрывающей континентальной плиты: модель плоской субдукции // Тихоокеан. геология. 2021. Т. 40, № 4. С. 3–17.
6. Сафонова И.Ю., Перфилова А.А., Обут О.Т., Савинский И.А., Чёрный Р.И., Петренко Н.А., Гурова А.В., Котлер П.Д., Хромых С.В., Кривоногов С.К., Маруяма Ш. Итмурундинский аккреционный комплекс (северное Прибалхашье): геологическое строение, стратиграфия и тектоническое происхождение // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 3. С. 102–117.
7. Ханчук А.И., Кемкин И.В., Панченко И.В. Геодинамическая эволюция юга Дальнего Востока в среднем палеозое – раннем мезозое // Тихоокеанская окраина Азии. Геология. 1989. С. 218–255.
8. Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М., Саватенков В.М. Позднемеловой-раннекайнозойский вулканизм Южной Монголии — след Южно-Хангайской горячей точки мантии // Вулканология и сейсмология. 2007. № 1. С. 3–31.
9. Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Козаков И.К. Механизмы формирования континентальной коры Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника. 2012. № 4. С. 3–27.
10. Antonijevic S.K., Wagner L.S., Kumar A., Beck S.L., Long M.D., Zandt G., Tavera H., Condori C. The role of ridges in the formation and longevity of flat slabs // Nature. 2015. V. 524. P. 212–215.
11. Balance P.F., Scholl D.W., Vallier T.L., Herzer R.H. Subduction of a late Cretaceous seamount of the Louisville Ridge at the Tonga Trench: A model of normal and accelerated tectonic erosion // Tectonics. 1989. V. 8. P. 853–962.
12. Bangs N.L.B., Gulick S.P.S., Shipley T.H. Seamount subduction erosion in the Nankai Trough and its potential impact on the seismogenic zone // Geol. Soc. Amer. 2006. V. 34. P. 701–704.
13. Ben-Avraham Z., Nur A., Jones D., Cox A. Continental accretion and orogeny: from oceanic plateaus to allochthonous terranes // Sci. 1981. V. 213. P. 47–54.
14. Betts P.G., Moresi L., Miller M.S., Willis D. Geodynamics of oceanic plateau and plume head accretion and their role in Phanerozoic orogenic systems of China // Geosci. Front. 2015. V. 6, N 1. P. 49–59.
15. Bialas R.W., Funicello F., Faccenna C. Subduction and exhumation of continental crust: insights from laboratory models // Geophys. J. Intern. 2011. V. 184. P. 43–64.
16. Bourgois J., Martin H., Lagabrielle Y., Le Moine J., Fritos Jara J. Subduction erosion related to spreading-ridge subduction: Taitao Peninsula (Chile margin triple junction area) // Geology. 1996. V. 24. P. 723–726.
17. Buslov M.M., Safonova I.Yu., Watanabe T., Obut O., Fujiwara Y., Iwata K., Semakov N.N., Sugai Y., Smirnova L.V., Kazansky A.Yu. Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altai-410, Sayan region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent // Geosci. J. 2001. V. 5. P. 203–224.
18. Clift P.D., Vannucchi P. Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: implications for the origin and recycling of the continental crust // Rev. Geophys. 2004. V. 42. RG2001.
19. Clift P.D., Vannucchi P., Morgan J.P. Crustal redistribution, crust-mantle recycling and Phanerozoic evolution of the continental crust // Earth-Sci. Rev. 2009. V. 97. P. 80–104.
20. Cloos M., Shreve R.L. Subduction-channel model of prism accretion, melange formation, sediment subduction, and subduction erosion at convergent plate margins: 1. Background and description // Pure and Applied Geophys. 1988. V. 128. P. 456–500.
21. Cloos M., Shreve R.L. Subduction-channel model of prism accretion, melange formation, sediment subduction, and subduction erosion at convergent plate margins: 2. Implications and discussion // Pure and Applied Geophys. 1988. V. 128. P. 501–545.
22. Degtyarev K.E., Luchitskaya M.V., Tretyakov A.A., Pilitsyna A.V., Yakubchuk A.S. Early Paleozoic suprasubduction complexes of the North Balkhash ophiolite zone (Central Kazakhstan): Geochronology, geochemistry and implications for tectonic evolution of the Junggar-Balkhash Ocean // Lithos. 2021. V. 105818.
23. Dobretsov N.L., Berzin N.A., Buslov M.M. Opening and

- tectonic evolution of the Paleo-Asian Ocean // *Intern. Geol. Rev.* 1995. V. 37. P. 335–360.
24. Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vernikovskiy V.A. Neoproterozoic to Early Ordovician evolution of the Paleo-Asian Ocean: implications to the break-up of Rodinia // *Gondwana Research*. 2003. V. 6. P. 143–159.
  25. Dobretsov N.L., Buslov M.M., Safonova I.Yu., Kokh D.A. Fragments of oceanic islands in the Kurai and Katun' accretionary wedges of Gorny Altai // *Russian Geology and Geophysics*. 2004. V. 45. P. 1381–1403.
  26. Fujisaki W., Isozaki Y., Maki K., Sakata S., Hirata T., Maruyama S. Age spectra of detrital zircon of the Jurassic clastic rocks of the Mino-Tanba AC belt in SW Japan: Constraints to the provenance of the mid-Mesozoic trench in East Asia // *J. Asian Earth Sci.* 2014. V. 88. P. 62–73.
  27. Grebennikov A., Khanchuk A. Pacific-type transform and convergent margins: igneous rocks, geochemical contrasts and discriminant diagrams // *Intern. Geol. Review*. 2021. V. 63. P. 601–629.
  28. Gutscher M., Spakman W., Bijwaard H., Engdahl E.R. Geodynamics of flat subduction: seismicity and tomographic constraints from the Andean margin // *Tectonics*. 2000. V. 19, N 5. P. 814–833.
  29. Hampel A., Kukowski N., Bialas J., Huebscher C., Heinbockel R. Ridge subduction at an erosive margin: the collision zone of the Nazca Ridge in southern Perú // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. P. 1–19.
  30. Hilde T.W.C., Fisher R.L. Graben structure and axial zone tectonics of Tonga trench, Southwest Pacific // XVII General Assembly of the International Union for Geodesy and Geophysics, Canberra, 1979. V. 17. 18.
  31. Hilde T.W.C. Sediment subduction versus accretion around the Pacific // *Tectonophysics*. 1983. V. 99. P. 381–397.
  32. Isozaki Y., Maruyama S., Fukuoka F. Accreted oceanic materials in Japan // *Tectonophysics*. 1990. V. 181. P. 179–205.
  33. Isozaki Y., Maruyama S. Studies on orogeny based on plate tectonics in Japan and new geotectonic subdivision of the Japanese Islands // *J. Geography*. 1991. V. 100. P. 697–761 (in Japanese with English abstr. and captions).
  34. Isozaki Y. Contrasting two types of orogens in Permo-Triassic Japan: accretionary versus collisional // *Island Arc*. 1997. V. 6. P. 2–24.
  35. Isozaki Y., Aoki K., Nakama T., Yanai S. New insight into a subduction-related orogeny: Re-appraisal on geotectonic framework and evolution of the Japanese Islands // *Gondwana Research*. 2010 V. 18. P. 82–105.
  36. Isozaki Y., Zhao D. Tomo-topo-geologic aspect of an erosive margin: NE Japan case // Japan Geoscience Union Meeting. 2018. Abstract SCG56-01. <https://confit.atlas.jp/guide/event/jpgu2018/subject/SCG56-01/advanced>
  37. Jahn B., Wu F., Chen B. Granitoids of the Central Asian Orogenic Belt and continental growth in the Phanerozoic // *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*. 2000. V. 91. P. 181–193.
  38. Jahn B.-M. The Central Asian Orogenic Belt and growth of the continental crust in the Phanerozoic. Aspects of the tectonic evolution of China / J. Malpas, C.J.N. Fletcher, J.R. Ali, J.C. Aitchison (Eds.) // *Geol. Soc., London, Spec. Publ.* 2004. V. 226, P. 73–100.
  39. Kawai K., Yamamoto S., Tsuchiya T., Maruyama S. The second continent: existence of granitic continental materials around the bottom of the mantle transition zone // *Geosci. Front*. 2013. V. 4. P. 1–6.
  40. Kay S.M., Godoy E., Kurtz A. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes // *Bull. Geol. Soc. Am.* 2005. V. 117. P. 67–88.
  41. Kellogg L.H., Hager B.H., van der Hilst R.D. Compositional stratification in the deep mantle // *Sci.* 1999. V. 283. P. 1881–1884.
  42. Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N. The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian South East: terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data // *J. Asian Earth Sci.* 2016. V. 120. P. 117–138.
  43. Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Kozakov I.K., Salnikova E.B., Larin A.M. Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of the continental crust in the Central Asian mobile belt: geological and isotopic evidence // *J. Asian Earth Sci.* 2004. V. 23, N 5. P. 605–627.
  44. Kröner A., Windley B., Badarch G., Tomurtogoo O., Hegner E., Jahn B.M., Gruschka S., Khain E.V., Demoux A., Wingate M.T.D. Accretionary growth and crust formation in the Central Asian orogenic belt and comparison with the Arabian-Nubian shield / R.D. Hatcher, M.P. Carlson, J.H. McBride, J.R. Martinez Catalan (Eds.) // *Framework of continental crust*. Geol. Soc. Amer. Memoir. 2007. V. 200. P. 181–209.
  45. Kröner A., Lehmann J., Schulmann K., Demoux A., Lexa O., Tomurhuu D., Stipská P., Liu D.Y., Wingate M.T.D. Lithostratigraphic and geochronological constraints on the evolution of the Central Asian orogenic belt in SW Mongolia: Early Paleozoic rifting followed by late Paleozoic accretion // *Amer. J. Sci.* 2010. V. 310. P. 523–574.
  46. Kröner A., Kovach V., Belousova E., Hegner E., Armstrong R., Dolgoplova A., Seltmann R., Alexeiev D.V., Hofmann J.E., Wong J., Sun M., Cai K., Wang T., Tong Y., Wilde S.A., Degtyarev K.E., Rytisk E. Reassessment of continental growth during the accretionary history of the Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Research*. 2014. V. 25. P. 103–125.
  47. Kröner A., Kovach V., Alexeiev D., Wang K.-L., Wong J., Degtyarev K., Kozakov I. No excessive crustal growth in the Central Asian Orogenic Belt: Further evidence from field relationships and isotopic data // *Gondwana Research*. 2017. V. 50. P. 135–166.
  48. Martínez-Loriente S., Sallarès V., Ranero C.R., Ruh J.B., Barckhausen U., Grevemeyer I., Bangs N. Influence of incoming plate relief on overriding plate deformation and earthquake nucleation: Cocos Ridge subduction (Costa Rica) // *Tectonics*. 2019. V. 38. P. 4360–4377.
  49. Maruyama S. Pacific-type orogeny revisited: Miyashiro-type orogeny proposed // *Island Arc*. 1997. V. 6, N 1. P. 91–120.
  50. Maruyama S., Santosh M., Zhao D. Superplume, supercontinent, and post-perovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the Core-Mantle Boundary // *Gondwana Research*. 2007. V. 11. P. 7–37.
  51. Maruyama S., Hasegawa A., Santosh M., Kogiso T., Omori S., Nakamura H., Kawai K., Zhao D. The dynamics of big mantle wedge, magma factory and metamorphic-metasomatic factory in subduction zones // *Gondwana Research*. 2009. V. 16. P. 141–430.
  52. Maruyama S., Kawai T., Windley B.F. Ocean plate stratigraphy

- and its imbrication in an accretionary orogen: the Mona Complex, Anglesey-Lleyn, Wales, UK / Kusky T.M., 425 Zhai M.-G., Xiao W. (Eds.) // *The evolving continents: understanding processes of continental growth*. Geol. Soc., London, Spec. Publ. 2010. V. 338. P. 55–75.
53. Maruyama S., Omori S., Sensu H., Kawai K., Windley B.F. Pacific-type orogens: New concepts and variations in space and time from present to past // *J. Geography*. 2011. V. 120. P. 115–223. (in Japanese with English abstract and captions).
  54. Maruyama S., Safonova I. Orogeny and mantle dynamics: role of tectonic erosion and second continent in the mantle transition zone. Novosibirsk State Univ. Novosibirsk: IPC NSU, 2019. 208 p.
  55. Nakajima T. The Ryoke plutono-metamorphic belt: crustal section of the Cretaceous Eurasian continental margin // *Lithos*. 1994. V. 33. P. 51–66.
  56. Ota T., Utsunomiya A., Uchio Yu., Isozaki Y., Buslov M., Ishikawa A., Maruyama S., Kitajima K., Kaneko Y., Yamamoto H., Katayama I. Geology of the Gorny Altai subduction accretion complex, southern Siberia: Tectonic evolution of a Vendian-Cambrian intra-oceanic arc // *J. Asian Earth Sci.* 2007. V. 30. P. 666–695.
  57. Ranero C.R., von Huene R. Subduction erosion along the Middle America convergent margin // *Nature*. 2000. V. 404. P. 748–752.
  58. Rosenbaum G., Mo W. Tectonic and magmatic responses to the subduction of high bathymetric relief // *Gondwana Research*. 2011. V. 19, N 3. P. 571–582.
  59. Safonova I.Y., Utsunomiya A., Kojima S., Nakae S., Tomurtogoo O., Filippov A.N., Koizumi K. Pacific superplume-related oceanic basalts hosted by accretionary complexes of Central Asia, Russian Far East and Japan // *Gondwana Research*. 2009. V. 16, N 3–4. P. 587–608.
  60. Safonova I., Maruyama S. Asia: a frontier for a future supercontinent Amasia // *Intern. Geol. Rev.* 2014. V. 59. P. 1051–1071.
  61. Safonova I., Maruyama S., Litasov K. Generation of hydrous-carbonate plumes in the mantle transition zone linked to tectonic erosion and subduction // *Tectonophysics*. 2015. V. 662. P. 454–471.
  62. Safonova I., Maruyama S., Kojima S., Komiya T., Krivonogov S., Koshida K. Recognizing OIB and MORB in accretionary complexes: a new approach based on ocean plate stratigraphy, petrology, and geochemistry // *Gondwana Research*. 2016. V. 33. P. 92–114.
  63. Safonova I.Y. Juvenile versus recycled crust in the Central Asian Orogenic Belt: Implications from ocean plate stratigraphy, blueschist belts and intra-oceanic arcs // *Gondwana Research*. 2017. V. 47. P. 6–27.
  64. Safonova I., Kotlyarov A., Krivonogov S., Xiao W. Intra-oceanic arcs of the Paleo-Asian Ocean // *Gondwana Research*. 2017. V. 50. P. 167–194.
  65. Safonova I., Savinskiy I., Perfilova A., Gurova A., Maruyama S., Tsujimori T. The Itmurundy Pacific-type orogenic belt in northern Balkhash, central Kazakhstan: Revisited plus first U-Pb age, geochemical and Nd isotope data from igneous rocks // *Gondwana Research*. 2020. V. 79. P. 49–69.
  66. Scholl D.W., von Huene R. Crustal recycling at modern subduction zones applied to the past – Issues of growth and preservation of continental basement crust, mantle geochemistry, and supercontinent reconstruction // *Geol. Soc. Am. Memoirs*. 2007. V. 200. P. 9–32.
  67. Senshu H., Maruyama S., Rino S., Santosh M. Role of tonalite-trochjemititegranite (TTG) crust subduction on the mechanism supercontinent breakup // *Gondwana Research*. 2009. V. 15. P. 433–442.
  68. Stern C.R. Subduction erosion: Rates, mechanisms, and its role in arc magmatism and the evolution of the continental crust and mantle // *Gondwana Research*. 2011. V. 20. P. 284–308.
  69. Stern R. The anatomy and ontogeny of modern intra-oceanic arc systems / T.M. Kusky, M.-G. Zhai, W. Xiao (Eds.) // *The evolving continents: understanding processes of continental growth*. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2010. V. 338. P. 7–34.
  70. Stern R.J., Scholl D.W. Yin and Yang of continental crust creation and destruction by plate tectonic processes // *Intern. Geol. Rev.* 2010. V. 52. P. 1–31.
  71. Van der Hilst R.D., Karason H. Compositional heterogeneity in the bottom 1000 kilometers of Earth's mantle: toward a hybrid convection model // *Sci.* 1999. V. 283. P. 1885–1888.
  72. Vannucchi P., Morgan J.P., Silver E.A., Kluesner J.W. Origin and dynamics of depositional subduction margins // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2016. V. 17. P. 1966–1974.
  73. Von Huene R., Uyeda S. A summary of results from the IPOD active margin transects across the Japan, Mariana, and Mid-American convergent margins // *Oceanologica Acta 4 (Supplementary), Colloque C3*. 26th Geological Congress, Paris. 1981. P. 233–239.
  74. Von Huene R., Scholl D.W. Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust // *Rev. Geophys.* 1991. V. 29, N 3. P. 279–316.
  75. Von Huene R., Ranero C.R., Weinrebe W., Hinz K. Quaternary convergent margin tectonics of Costa Rica, segmentation of the Cocos Plate, and Central American volcanism // *Tectonics*. 2000. V. 19. P. 314–334.
  76. Von Huene R., Ranero C.R. Subduction erosion and basal friction along the sediment-starved convergent margin off Antofagasta, Chile // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108, N. B2. 2079.
  77. Von Huene R., Ranero C.R., Watts P. Tsunamigenic slope failure along the Middle America Trench in two tectonic settings // *Marine Geol.* 2004. V. 203. P. 303–317.
  78. Wells R.E., Blakely R.J., Sugiyama Y., Scholl D.W., Dinterman P. Basin centered asperities in great subduction zone earthquakes – A link between slip, subsidence, and subduction erosion? // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. 2507.
  79. Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kröner A., Badarch G. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt // *J. Geol. Soc. London*. 2007. V. 164. P. 31–47.
  80. Yamamoto S., Senshu H., Rino S., Omori S., Maruyama S. Granite subduction: arc subduction, tectonic erosion and sediment subduction // *Gondwana Research*. 2009. V. 15. P. 443–453.
  81. Ye K., Cong B.L., Ye D.N. The possible subduction of continental material to depths greater than 200 km // *Nature*. 2000. V. 407. P. 734–736.
  82. Zhang D., Liu Y.-J., Li W.-M., Li S.-Z., Iqbal M.Z., Chen Z.-X. Marginal accretion processes of Jiamusi Block in NE China:



- Evidences from detrital zircon U-Pb age and deformation of the Wandashan Terrane // *Gondwana Research*. 2020. V. 78. P. 92–109.
83. Zhao D., Ohtani E. Deep slab subduction and dehydration and their geodynamic consequences: Evidence from seismology and mineral physics // *Gondwana Research*. 2009. V. 16. P. 401–413.
84. Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M. Geology of the USSR: A Plate tectonic synthesis // *Geodynamic Monograph Series*. Washington: Amer. Geophys. Union. 1990. P. 242.

*Рекомендована к печати А.А. Сорокиным  
после доработки 18.05.2021 г.  
принята к печати 21.07.2021 г.*

*I. Yu. Safonova, A.I. Khanchuk*

### **Subduction erosion at pacific-type convergent margins**

The paper presents a review of processes of subduction or tectonic erosion at the Pacific-type convergent margins (PTCM) including definition of “tectonic erosion”, its triggers, driving forces and consequences. We review examples of tectonic erosion at the Circum-Pacific PTCMs and at the fossil PTCMs of the Paleo-Asian Ocean (PAO) currently hosted by the Central-Asian Orogenic Belt (CAOB). Recent geological and stratigraphic studies have shown two types of PTCMs: accreting and eroding. Accreting PTCMs consist of older deposits of accretionary and frontal prisms and grow oceanward, i.e. the trench retreats. Eroding PTCMs are characterized by the destruction of the prism, approaching arc and trench and typically form during shallow-angle and fast subduction of an oceanic slab with oceanic floor topographic highs. The mechanism of tectonic erosion includes destruction of oceanic slab, island arcs, accretionary prism, fore-arc and related prism. Tectonic erosion is a common phenomenon at many Circum-Pacific PTCMs, e.g., in South America, Tonga and Nankai troughs, Alaska. Accretion and subduction of oceanic rises contributes greatly to the processes of formation, transformation and destruction of continental crust at PTCM. The episodes of tectonic erosion can be also reconstructed for an ancient ocean, for example, for the PAO, which evolution and suturing formed the CAOB. Many CAOB foldbelts (Altai, Tianshan, eastern Kazakhstan, Transbaikalia, Mongolia) carry signs of disappearance of big volumes of continental crust (arcs). Studying processes responsible not only for the formation of continental crust, but also for the disappearance of big volumes of crustal material is important for correct evaluation of the nature of intra-continental orogenic belts, e.g., CAOB, and development of reliable tectonic models.

**Key words:** Pacific-type convergent margin, tectonic erosion, Circum-Pacific, slab topography, Paleo-Asian Ocean.